



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.09.14.32-TDI

**MODELAGEM DO TERMO DE CONTRA GRADIENTE
NA PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NO
MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS**

Maria Eugênia Sausen Welter

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Computação Aplicada, orientada
pelo Dr. Haroldo Fraga de Campos
Velho, aprovada em 27 de maio de
2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LRJDQP>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.09.14.32-TDI

**MODELAGEM DO TERMO DE CONTRA GRADIENTE
NA PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NO
MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS**

Maria Eugênia Sausen Welter

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Computação Aplicada, orientada
pelo Dr. Haroldo Fraga de Campos
Velho, aprovada em 27 de maio de
2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LRJDQP>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Welter, Maria Eugênia Sausen.

W467m Modelagem do termo de contra gradiente na parametrização de turbulência no modelo atmosférico BRAMS / Maria Eugênia Sausen Welter. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xviii + 51 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.09.14.32-TDI)

Dissertação (Mestrado em Computação Aplicada) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
Orientador : Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho.

1. Camada limite planetária(CLP). 2. Turbulência atmosférica.
3. Termo de contra gradiente. 4. Brazilian regional atmospheric modeling system (BRAMS). 5. Teoria de Taylor. I.Título.

CDU 551.551:551.511.61



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Maria Eugênia Sausen Weiter**

Título: " **MODELAGEM DO TERMO DE CONTRA GRADIENTE NA PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NO MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS**".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Computação Aplicada

Dr. Fernando Manuel Ramos



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho



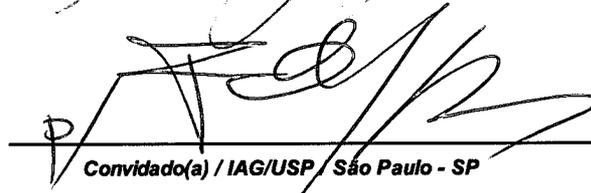
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Sandra Aparecida Sandri



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 27 de Maio de 2016

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço ao professor Dr. Haroldo à toda a sua dedicação, total colaboração no que precisei e seu otimismo por ter me apoiado nessa etapa de minha vida.

À diversas pessoas que me ajudaram a realizar essa dissertação: Joice Parmezani, que disponibilizou seu tempo para me dar dicas de como havia realizado sua parametrização, ao Dr. Paulo Kubota que providenciou a versão do BRAMS usada pela Joice. A Renata que inicialmente ajudou com o BRAMS, ao Dr. Saulo que cedeu seu tempo a auxiliar na fase em que tudo parecia não ter mais solução.

Às meninas do LAC, pelas conversas e risadas e por ter aguentado meus assuntos sobre gravidez.

Às meninas da meteorologia que no final acabei me realocando na sala e contribuíram com dicas e apoio.

A minha mãe por vir para São José para ficar com o Arthur, ao meu irmão pelo incentivo e explicações sobre turbulência.

E em especial ao meu esposo Rafael Mello da Fonseca, que foi quem mais me incentivou a não desistir e sempre esteve ao meu lado dando dicas e contribuindo para o fechamento dessa dissertação. E claro ao nosso bebê pelas fofurices que me faz ver o mundo com olhos brilhantes.

À coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela bolsa de estudo.

RESUMO

Com o avanço dos recursos computacionais nas últimas décadas tornou-se possível simular mais realisticamente o comportamento da atmosfera, sobretudo o da Camada Limite Planetária (CLP), onde a turbulência é principal mecanismo controlando sua dinâmica. No modelo atmosférico *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS), estão disponíveis três técnicas de simulações de turbulência, sendo uma delas baseada na Teoria de Taylor implementada por (BARBOSA, 2007). Neste trabalho será implementado um novo termo nesta rotina de turbulência baseada na Teoria de Taylor. Este novo termo é um contra-gradiente existente na Camada Limite Convectiva (CLC), pois no topo desta camada a turbulência diminui e mostra um comportamento peculiar, onde é observado a existência do contra-gradiente. Para dar início ao trabalho os resultados realizados por (BARBOSA, 2007) foram reproduzidos. Para tal utilizou-se dados observados da campanha *Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC) do projeto LBA, juntamente com os dados de análise do modelo do Centro Europeu *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF), os quais foram empregados como dados iniciais e também como condições de contorno para as simulações numéricas. A nova parametrização mostrou-se satisfatória quanto aos resultados comparados com o observado das estações de ABRACOS e Rebio Jaru.

Palavras-chave: Camada Limite Planetária (CLP). Turbulência atmosférica. Termo de contra gradiente. Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). Teoria de Taylor.

MODELING THE COUNTER GRADIENT TERM IN THE PARAMETRIZATION TURBULENCE IN THE BRAMS ATMOSPHERIC MODEL

ABSTRACT

The increase in computational resources in the last decades made possible to simulate more realistically the behavior of the atmosphere, more specifically, the Planetary Boundary Layer (PBL), where the turbulence is the main mechanism controlling its dynamics. In the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS), three schemes of turbulence parameterizations are available, one of them being based on Taylor's Theory, and has been included to the BRAMS by (BARBOSA, 2007). In the present work, an extra term is included in the Taylor's parametrization. This term is the so called counter-gradient of the Convective Boundary Layer (CBL), and accounts for the decrease of the turbulence in the upper part of this layer. Firstly, the results obtained by (BARBOSA, 2007) were reproduced. Observational data from *Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC) of the LBA project, along with analysis data from the *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF), used as initial and boundary conditions for the numerical simulations. The new parameterization show satisfactory results when comparing with observational datasets from ABRACOS and Rebiu Jaru stations.

Keywords: Planetary Boundary Layer (PBL). Atmospheric turbulence. Counter-gradient term. Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). Taylor's Theory.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Ciclo de evolução temporal da CLP	2
2.1 Grade de Arakawa do tipo C. h representa as variáveis de (temperatura (T), pressão (p) e massa específica (ρ)); u : componente zonal; v : componente meridional do vento.	9
3.1 Contra-gradiente não dimensional ($\gamma_\chi h/\chi_*$) para $\beta = 0.02$	23
4.1 Imagem de Satélite com a localização das estações REBIO JARU e ABRACOS	26
4.2 Fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície na localização de Abracos (pastagem) iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z onde, parametrização da Teoria de Taylor (RC/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (RC/Taylor+CG); radiossondagens (RC/OBS).	28
4.3 Fluxos de calor sensível de calor latente iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z na localização de Abracos (pastagem): (a) Fluxo de calor sensível para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FS/Taylor+CG); radiossondagens (FS/OBS). (b) Fluxo de calor latente para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FL/Taylor+CG); radiossondagens (FL/OBS).	29
4.4 Fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície na localização de Rebio Jaru (floresta) iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z onde, parametrização da Teoria de Taylor (RC/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (RC/Taylor+CG); radiossondagens (RC/OBS).	30
4.5 Fluxos de calor sensível de calor latente iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z na localização de Rebio Jaru (floresta): (a) Fluxo de calor sensível para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FS/Taylor+CG); radiossondagens (FS/OBS). (b) Fluxo de calor latente para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FL/Taylor+CG); radiossondagens (FL/OBS).	31
4.6 Médias diárias dos fluxos de calor sensível (H) de calor latente (LE) entre os dias 10 e 11 de fevereiro de 1999: (a) H e LE na localização de Abracos (pastagem), (b) H e LE na localização de Rebio Jaru (floresta).	32

4.7	Vento em superfície sobre o estado de Rondônia destacado em vermelho com as estações de ABRACOS (RA) e Rebio Jaru (RJ).	36
4.8	Perfil de temperatura potencial. da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado), (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado).	37
4.9	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 06Z e 09Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z.	38
4.10	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 12Z e 15Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 12Z e 15Z.	39
4.11	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 18Z e 21Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 18Z e 21Z.	40
4.12	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 00Z e 03Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado).	41
4.13	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z.	42

4.14	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 12Z (sem dado observado) e 15Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 12Z e 15Z.	43
4.15	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 18Z e 21Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 18Z e 21Z.	44
4.16	Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 12/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos no horário 00Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru no horário 00Z.	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABRACOS	–	Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study
BRAMS	–	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CG	–	Contra Gradiente
CLC	–	Camada Limite Convectiva
CLE	–	Camada Limite Estável
CLN	–	Camada Limite Neutra
CLP	–	Camada Limite Planetária
CLR	–	Camada Limite Residual
CLS	–	Camada Limite Superficial
ECMWF	–	European Center for Medium Range Weather Forecast
ECT	–	Energia Cinética Turbulenta
GrADS	–	Grid Analysis and Display System
LBA	–	Large Scale Biosphere Atmosphere
LEAF	–	Ecosystem Atmosphere Feedback model
OBS	–	Observado
RAMS	–	Regional Atmospheric Modeling System
REBIO	–	Reserva Biológica
TDET	–	Teoria da Difusão Estatística de Taylor
UTC	–	Cordinated Universal Time
WETAMC	–	Campanha de Mesoescala Atmosférica na Estação Úmida

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 BRAMS: MODELO ATMOSFÉRICO DE ÁREA LIMITADA .	5
2.1 Equações do modelo BRAMS	5
2.2 Coordenadas, projeção e estrutura da grade computacional	8
2.3 Executando o modelo BRAMS e definindo suas configurações	9
3 PARAMETRIZAÇÕES DE TURBULÊNCIA	13
3.1 Teoria estatística da turbulência de G. I. Taylor	14
3.2 Parametrizações de Turbulência para a CLP	15
3.2.1 Camada Limite Convectiva	16
3.2.2 Camada Limite Estável	17
3.2.3 Camada Limite Neutra	18
3.2.4 Parametrização para todas as classes de estabilidade	19
3.3 Modelo de Contra-Gradiente	19
3.3.1 Calibração do termo de contra-gradiente	22
4 CONFIGURAÇÃO E RESULTADOS PARA SIMULAÇÃO COM BRAMS	25
4.1 Configuração dos parâmetros de simulação	25
4.2 Resultado da simulação com o contra-gradiente	27
5 CONCLUSÕES	47
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre é um sistema altamente dinâmico, nos quais os gases e vapores que a constituem interagem dinamicamente, térmica e quimicamente sob influência da superfície terrestre, oceanos e radiação solar. É uma camada heterogênea e está subdividida em quatro camadas distintas conforme a inversão de temperatura: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera. O presente trabalho está focado na camada da troposfera em que a viscosidade e a turbulência não podem ser desprezadas. Esta camada da troposfera é chamada de **Camada Limite Planetária (CLP)**. A Camada Limite Planetária (CLP) é a região da atmosfera fortemente influenciada pela superfície terrestre através do vento, do aquecimento solar com isso pode gerar o comportamento turbulento.

A turbulência na CLP é a característica dinâmica mais importante do ponto de vista físico, pois é responsável pela mistura e transporte das quantidades escalares e vetoriais (STULL, 2012), sendo várias ordens de magnitude mais efetiva que a dispersão causada unicamente pela difusão molecular Monin et al. (1976).

Ao nascer do Sol, parte da radiação proveniente do sol é absorvida pela superfície Terrestre e reemitida em outro comprimento de onda. A radiação emitida pela superfície é absorvida pela atmosfera. O aquecimento e resfriamento da atmosfera faz com que a altura da CLP pode ter grande variação ao longo do dia e depende fortemente da radiação incidente na atmosfera, da cobertura de nuvens, da cobertura do solo, da topografia e do vento (movimentos verticais e horizontais). Todos esses fatores associados influenciam no comportamento do escoamento turbulento da CLP. O ciclo diurno da CLP pode ser descrito conforme mostrado na Figura 1.1.

O conteúdo dinâmico do sistema atmosférico é propriamente descrito pelo sistema de equações de Navier-Stokes, o qual foi obtido a partir da segunda Lei de Newton. Em 1922, o meteorologista inglês Lewis F. Richardson propôs uma metodologia para obter numericamente uma solução para as equações da dinâmica dos fluidos e assim prever o comportamento futuro da atmosfera (RICHARDSON, 1922), realizando assim a primeira previsão numérica do tempo da história (CHARNEY et al., 1950).

A existência e unicidade das soluções para o sistema de Equações de Navier-Stokes ainda não foi demonstrado para o caso tridimensional. Contudo, devido sua importância para engenharias e geociências, o sistema de equações é resolvido numericamente, porém de forma aproximada devido ao alto custo computacional. No âmbito das ciências atmosféricas, a previsão numérica do tempo é responsável por modelar o

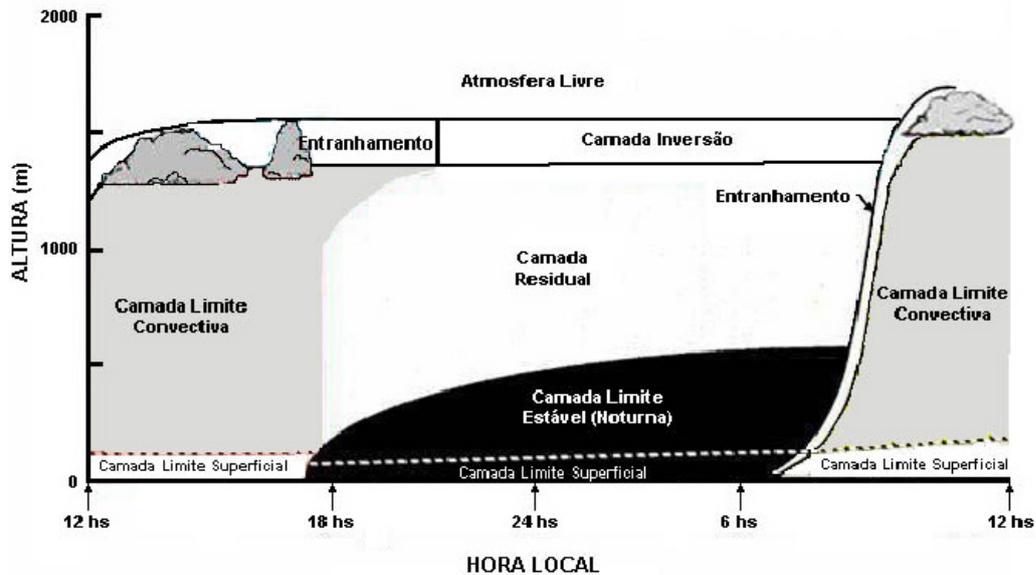


Figura 1.1 - Ciclo de evolução temporal da CLP
 Fonte: Adaptada de Stull (2012).

comportamento da atmosfera, constituindo umas das mais importantes ferramentas da meteorologia, sendo capaz de representar de forma cada vez mais rápida e precisa tanto a previsão do tempo como a previsão do clima.

Os centros operacionais de previsão do tempo utilizam modelos computacionais complexos, que requerem computadores cada vez mais potentes. Devido ao avanço tecnológico e científico, as informações meteorológicas estão cada vez mais confiáveis e especializadas. Como é o caso do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que possui o supercomputador CRAY XT6 usado na execução operacional de diferentes modelos.

Os modelos computacionais que representam a atmosfera estão separados em dois grupos, os modelos globais e os modelos regionais. Os modelos globais e regionais tentam representar todos os fenômenos atmosféricos, em suas respectivas escalas. Modelos globais simulam a dinâmica para todo o planeta, enquanto que modelos regionais são aplicados em áreas limitadas. Uma diferença importante é a resolução destes dois tipos de modelos. Modelos regionais tem resolução mais fina, permitindo uma melhor previsão para a área de interesse. O CPTEC-INPE desenvolve e dá suporte ao modelo global, baseado num método espectral, e dois modelos regionais: BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*), e o modelo ETA, ambos baseados no método de diferenças finitas.

O modelo BRAMS possui várias parametrizações para representar o escoamento turbulento. Entre os modelos de turbulência encontram-se as parametrizações de Smagorinsky (SMAGORINSKY, 1963) e Mellor e Yamada (MELLOR; YAMADA, 1982). Novas parametrizações de turbulência baseada na Teoria de turbulência estatística de Taylor (TAYLOR, 1935) foram adicionadas no modelo BRAMS para todas as condições de estabilidade atmosférica (convectiva, estável e neutra). Os resultados mostraram que o modelo de Taylor consegue reproduzir a dinâmica atmosférica e ser competitivo com as outras parametrizações já existentes Barbosa (2007).

Contudo, as parametrizações de Smagorinsky e as baseadas na teoria de Taylor são esquemas de fechamento de primeira ordem. Estes tipos de modelos de turbulência a *per se* não conseguem reproduzir fluxos de contra-gradiente. Na verdade, este é um ponto para justificar fechamentos de alta ordem, como o de Mellor e Yamada.

Entretanto, é possível incorporar um termo de contra-gradiente em modelos de fechamento de primeira ordem. Este termo foi introduzido por Deardorff (1966) quando a Camada Limite Superficial (CLS) é superadiabática. Outras expressões para o termo de contra-gradiente foram abordadas por diferentes autores: Holtslag e Moeng (1991), Holtslag e Boville (1993), e Holtslag et al. (1995) onde foram aplicadas diferentes opções de formular o termo.

Este é o objetivo da presente dissertação: codificar, incorporar, validar e analisar uma representação no modelo BRAMS do termo de contra-gradiente baseada na teoria de estatística de Taylor.

2 BRAMS: MODELO ATMOSFÉRICO DE ÁREA LIMITADA

BRAMS é uma versão adaptada do RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) faz parte de um projeto conjunto entre CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), IME/USP (Instituto de Matemática e Estatística), IAG/USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo) e ATMET (Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies). O BRAMS/RAMS é um modelo de previsão numérica desenvolvido para simular circulações atmosféricas abrangendo desde escalas hemisféricas até escalas características dos grandes turbilhões na Camada Limite Planetária (CLP). Desenvolvido em linguagem Fortran 77/90, baseado em métodos das diferenças finitas. As informações sobre o modelo estão disponíveis em (BRAMS, 2014).

O BRAMS tem como objetivo adaptar as características da região tropical para a operacionalização da previsão numérica de tempo para a América do Sul. Mantido no CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climático e desenvolvido com base nas equações da dinâmica e termodinâmica, que governam o movimento atmosférico que podem ser modificadas, (ativando, desativando e implementando) e assim ter uma boa aproximação da representação das condições particulares de um determinado local. Por ter essa característica de versatilidade e flexibilidade ele se torna uma excelente ferramenta. O conjunto de equações em que o modelo foi construído possui diversas parametrizações físicas, como, precipitação, difusividade turbulenta, radiação (transferência de energia). É possível executá-lo em um único processador, porém para previsão operacional a execução ocorre de forma paralela por meio de supercomputadores (*clusters*). Atualmente o modelo conta com opções para análise de qualidade do ar, ciclos biogeoquímicos e uma completa linha da química da atmosfera, (BRAMS, 2016).

Nesta dissertação, será utilizada a versão 3.2. Atualmente, o BRAMS está disponível na versão 5.2. Todavia, a implementação aqui descrita é facilmente transferida para qualquer versão do modelo, visto que as alterações só acrescentam rotinas novas e não há modificação na codificação relativa às parametrizações anteriores de turbulência.

2.1 Equações do modelo BRAMS

As equações que o BRAMS usa para descrever a atmosfera são equações para uma atmosfera não hidrostática descritas por Tripoli e Cotton (1982).

Para expressar a turbulência, a idéia de Reynolds é aplicada, que consiste em decompor uma variável $\phi(x, t)$ do modelo em uma parte média $\bar{\phi}(x, t)$, que obedece uma dinâmica similar ao escoamento laminar, e uma parte aleatória $\phi'(x, t)$:

$$\phi(x, t) = \bar{\phi}(x, t) + \phi'(x, t) .$$

onde a parte média é dada por:

$$\bar{\phi}(x, t) = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} \phi(x, t) dt$$

Substituindo a hipótese acima nas equações do modelo e tomando-se a média, a turbulência fica representada pelo tensor de segunda ordem (*tensor de Reynolds*): $\overline{\phi'v'_i}$, onde ϕ é uma das variáveis do modelo.

As equações do modelo BRAMS representam diferentes processos. Mostrando as equações dada pelo RAMS (2016) e sua forma compacta por ZIMERMANN (2009), elas serão:

Equações do Movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) , \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) , \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) . \quad (2.3)$$

As equações acima podem ser escritas na forma compacta:

$$\underbrace{\frac{\partial u_i}{\partial t}}_I = - \underbrace{u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}_{II} - \underbrace{\delta_{i3} g}_{III} - \underbrace{\varepsilon_{ijk} f_j u_k}_{IV} - \underbrace{\theta \frac{\partial \pi}{\partial x_i}}_V - \frac{1}{\rho_0} \underbrace{\frac{\partial \rho u'_j u'_i}{\partial x_j}}_{VI} . \quad (2.4)$$

Os termos da equação do movimento significam:

Termo I: Termo de armazenamento.

Termo II: Transporte advectivo.

Termo III: Ação vertical da gravidade.

Termo IV: Efeito de rotação da Terra (efeito de Coriolis).

Termo V: Força gradiente de pressão.

Termo VI: Divergência do fluxo turbulento.

Equação da termodinâmica

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right). \quad (2.5)$$

Na forma tensorial:

$$\underbrace{\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}}_I = - \underbrace{u_j \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x_j}}_{II} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 \overline{u'_j \theta'_{il}}}{\partial x_j}}_{III} + \underbrace{\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{conv} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{micro}}_{IV}. \quad (2.6)$$

O termo *I* é a taxa de variação local da temperatura, *II* é a advecção. O termo *III* é o transporte turbulento e o termo *IV* são as parametrizações convectiva (*conv*), radiação (*rad*), microfísica de nuvens (*micro*).

Equação da continuidade razão de mistura:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (2.7)$$

Ou, na forma tensorial:

$$\underbrace{\frac{\partial r_t}{\partial t}}_I = - \underbrace{u_j \frac{\partial r_t}{\partial x_j}}_{II} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 \overline{u'_j r'_t}}{\partial x_j}}_{VI} + \underbrace{\left(\frac{\partial r_t}{\partial t} \right)_{conv} + \left(\frac{\partial r_t}{\partial t} \right)_{micro}}_{VIII}. \quad (2.8)$$

O significado dos termos *I, II, VI* e *VIII*, segue o mesmo dos termos anteriores referente as equações 2.4 e 2.6.

Equação da continuidade de massa:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = - \frac{R \pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (2.9)$$

As variáveis nas equações acima são:

(u, v, w) : componentes da velocidade do vento,

K_h : coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e umidade,

δ_{ij} : tensor de Kronecker,

ε_{ijk} : tensor de Levy-Civita,

f : parâmetro de Coriolis,
 ρ : massa específica do ar,
 ρ_0 : massa específica do ar no estado básico,
 r_n : razão de mistura da água (estados sólido, líquido e gasoso)¹,
 θ : temperatura potencial,
 θ_{il} : temperatura potencial de água líquida e gelo²,
 π : função de Exner³.

As equações diferenciais são discretizadas usando o método de diferenças finitas para as variáveis espaciais. A integração no tempo é realizada usando métodos explícitos, onde o usuário tem opções (método de Euler e método de *leapfrog*, por exemplo).

2.2 Coordenadas, projeção e estrutura da grade computacional

Sistemas atmosféricos de pequena escala (brisa do mar, circulação vale-montanha), são modelados por grades de maior resolução, já sistemas atmosféricos de grande escala (furacões, frente frias, ciclones) a grade utilizada é de menor resolução. O modelo BRAMS foi desenvolvido possibilitando um aninhamento de múltiplas grades, assim as equações podem ser resolvidas sob qualquer número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais.

A grade utilizada no modelo é uma grade do tipo C de Arakawa. Ela descreve uma maneira de representar as variáveis meteorológicas em uma grade retangular. Na grade do tipo C Mesinger e Arakawa (1976), as variáveis de temperatura (T), pressão (p) e massa específica (ρ) são definidas no centro da célula de grade, já as componentes do vento (u, v, w) estão intercalados no centro das faces da célula de grade.

Este tipo de discretização do domínio da grade do tipo C de Arakawa facilita na computação, pois deste modo evita o recálculo de médias. A figura 2.1 mostra a representação da grade tipo C de Arakawa.

O tipo de projeção horizontal mais usada e empregada na grade é a polar-estereográfica (polo é o centro do domínio). Nessa projeção, o globo será representado sobre uma superfície plana a partir do polo.

¹Aqui: $n = 1, 2, 3, \dots, 8$, onde: 1 = vapor, 2 = gota de nuvem, 3 = chuva, 4 = *pristine ice*, 5 = neve, 6 = agregados, 7 = *graupel*, 8 = granizo)

²Temperatura potencial: $\theta_{il} = \theta + L(q_l/c_p) + L'(q_i/c_p)$, em que θ é a temperatura potencial do ar e c_p é o calor específico a temperatura constante.

³Função de Exner: $\pi = c_p (p/p_0)^{R/c_p}$.

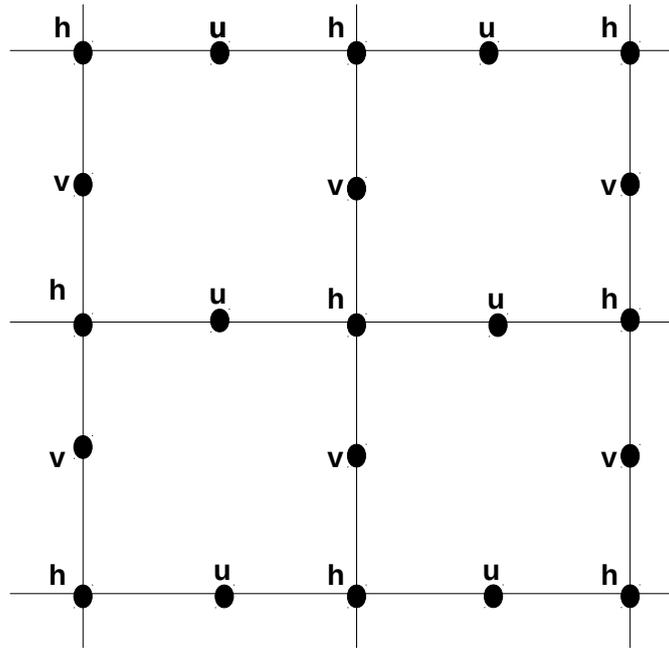


Figura 2.1 - Grade de Arakawa do tipo C. h representa as variáveis de (temperatura (T), pressão (p) e massa específica (ρ)); u: componente zonal; v: componente meridional do vento.

O sistema de coordenadas utilizado é σ_z , um sistema que segue o terreno. Onde o topo do domínio do modelo é plano e a base segue as ondulações do terreno (Gal-Chen Somerville, 1975; Clark, 1977; Tripoli e Cotton, 1982). As coordenadas são dadas na forma:

$$x^* = x$$

$$y^* = y$$

$$\sigma_z \equiv z^* = H \left(\frac{z - z_s}{H - z_s} \right)$$

onde (x, y, z) são coordenadas cartesianas, (x^*, y^*, z^*) são as coordenadas transformadas, H é a altura do topo em relação à superfície e z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar.

2.3 Executando o modelo BRAMS e definindo suas configurações

Afim de executar o modelo BRAMS é necessário o uso de um ambiente computacional Unix/Linux, que tenha capacidade de processamento e memória suficientemente grandes para a demanda que é definida, basicamente, pela resolução e tamanho da grade computacional. É possível definir três fases principais para seu funcionamento:

o pré-processamento, processamento e o pós-processamento. No pré-processamento os dados de superfície (topografia, temperatura do oceano, tipos de vegetação, etc) e os dados de condição inicial/contorno (ventos, pressão, temperatura, umidade) são lidos e configurados de acordo com a grade da simulação. Na fase de processamento o modelo executa a previsão - simulação dinâmica da atmosfera. Na terceira e última fase uma ferramenta externa (RAMSPOST) transforma as análises geradas pelo modelo em arquivos de formato compatíveis com o *software* GrADS (*Grid Analysis and Display System*).

LEAF (*Land Ecosystem Atmosphere Feedback model*) é um modelo de interação entre a superfície e a atmosfera. Ele faz a representação das características da superfície, como: quantidade de umidade presente no solo, tipo de solo e cobertura da superfície (vegetação, neve, rios, lagos e oceano). O LEAF pode descrever também transferências de radiação de ondas curta e longa, fluxos turbulentos, fluxos de calor e umidade entre o solo e a atmosfera, percolação nas camadas do solo (Walko et al., 2000). A versão do BRAMS 3.2 usa o modelo LEAF-3, maiores detalhes em Walko e Tremback (2005).

Segundo (FREITAS, 2003) a vantagem do modelo LEAF é permitir múltiplos tipos de superfície dentro de uma mesma célula de grade.

O modelo BRAMS pode ser usado para diversos tipos de aplicações, e as opções que controlam essas opções são definidas em um arquivo de configurações denominado RAMSIN.

RAMSIN é organizado por uma *namelist* em Fortran 77/90 composta por dois módulos: atmosférico e isentrópico. O módulo atmosférico descreve as opções da física e da dinâmica enquanto o módulo isentrópico trata da assimilação dos dados de condição inicial/contorno. Cada módulo está subdividido em seções que por sua vez controlam partes específicas do modelo. O módulo atmosférico está subdividido em cinco seções: MODEL_GRIDS, MODEL_FILE_INFO, MODEL_OPTIONS, MODEL_SOUND e MODEL_PRINT. O módulo que contém a análise isentrópica denominado ISAN (*ISentropic ANalysis*) é composto por duas: ISAN_CONTROL e ISAN_ISENTROPIC.

O MODEL_GRIDS: Refere-se a configuração da grade, suas características, definindo tamanho, localização, espaçamento (vertical, horizontal), número de pontos e tempo da simulação.

MODEL_FILE_INFO: Define os arquivos de entrada e de saída da simulação.

MODEL_OPTIONS: Neste *namelist* é possível selecionar as parametrizações usados no modelo. Parametrizações de microfísica, radiação.

MODEL_SOUND: Este módulo é atribuído à incluído a especificação de sondagens.

MODEL_PRINT: A quinta e última parte do módulo atmosférico está relacionado com a impressão e a frequência das saídas dos resultados.

ISAN_CONTROL e ISAN_ISENTROPIC: Parte destinada a fazer a assimilação de dados, incluindo dados de superfície e sondagens e também define quais os parâmetros utilizados.

3 PARAMETRIZAÇÕES DE TURBULÊNCIA

A turbulência acontece no interior da CLP, a região a troposfera mais próxima à superfície da Terra. É uma característica dinâmica importante do ponto de vista físico, pois promove a mistura e transporte das quantidades escalares e vetórias, sendo várias ordens de magnitude mais efetiva que a difusão molecular. Portanto, embora o fenômeno da turbulência na CLP se restringe a escalas de movimento muito menores que as escalas de interesse no âmbito de uma modelagem regional, é de fundamental importância considerar o transporte e mistura das variáveis causado pelo fenômeno da turbulência na CLP.

Considerando-se o propósito do BRAMS de simular circulações atmosféricas, adaptar um esquema numérico que resolva de forma realística todas as escalas de turbulência na CLP é tecnologicamente impossível. A abordagem encontrada para este tipo de problema consiste em se modelar os efeitos da turbulência através de uma representação que envolve as variáveis do modelo matemático associadas a parâmetros que precisam ser ajustados, ao invés de resolver numericamente em detalhe. Este procedimento é chamado de Parametrização de Turbulência.

Embora sejam promovidas por mecanismos distintos e com magnitudes muito diferentes, a dispersão causada pela turbulência se assemelha em alguns aspectos à difusão molecular clássica. É provável que as semelhanças entre dispersão de pequenas partículas e difusão turbulenta tenham motivado G. I. Taylor a propor uma teoria para o escoamento turbulento semelhante ao movimento browniano desenvolvida por Albert Einstein (CAMPOS VELHO, 2010).

A parametrização de turbulência tem como objetivo incorporar um modelo aproximado para os termos de transporte envolvidos na CLP. Seguindo informações do relatório técnico do RAMS (RAMS, 2016) a parametrização de turbulência faz uso da teoria K. Na teoria K, o fluxo turbulento é dado pelo produto do coeficiente da difusividade turbulenta pelo gradiente da quantidade transportada. Para fluxos escalares, a parametrização é dada por:

$$\overline{u'_i \phi'} = -K_{\phi_i} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x_i} \right) \quad (3.1)$$

onde K_{ϕ_i} é o coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar ϕ na direção i . Assim como a componente do fluxo turbulento para um escalar é dada por $\overline{u'_i \phi'}$, de forma análoga podemos resolver o fluxo turbulento de *momentum* por $\overline{u'_i u'_j}$, onde u_i é a velocidade que transporta e u_j é a componente da velocidade transportada.

Para as componentes de velocidade, a parametrização do tensor de Reynolds é dada por:

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{m_i} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (3.2)$$

onde K_{m_i} é o coeficiente de difusividade turbulenta para momentum.

Como é conhecido, há diversas parametrizações da turbulência. No modelo BRAMS, há quatro implementações de parametrização do coeficiente de difusividade turbulenta (K_{m_i} , K_{ϕ_i}). Duas delas são baseadas na formulação de Smagorinsky (1963), que relaciona os coeficientes de difusividade turbulenta com a taxa de deformação do fluido. A parametrização de Smagorinsky inclui correções para a influência da frequência de Brunt-Vaisala e para o número de Richardson. As outras opções são baseadas nos esquemas de Mellor-Yamada (1982) e Deardorff (1980), onde são consideradas parametrizações da energia cinética turbulenta (ECT).

Barbosa (2007) implementou parametrização de turbulência para todos os tipos de camada limite: estável, neutra e convectiva, empregando a teoria de G. I. Taylor, mostradas a seguir.

3.1 Teoria estatística da turbulência de G. I. Taylor

De acordo com a teoria estatística de Taylor (TAYLOR, 1935), difusividades turbulentas podem ser formuladas com base na escala de correlação das velocidades no sistema lagrangiano de referência. Isto é, assumindo-se $K_{\alpha\alpha} \sim \langle v_i(t) \rangle \langle x(t) \rangle$, a difusividade pode ser expressa como (TAYLOR, 1935; DEGRAZIA; MORAES, 1992; CAMPOS VELHO, 2010)

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{d}{dt} [\langle x^2(t) \rangle] = 2 \langle v_i^2(t) \rangle \int_0^t \int_0^\tau \rho_{L_i}(\tau) dt' d\tau \quad (3.3)$$

onde $v_i(t)$ é a componente i da velocidade lagrangiana de uma “partícula de fluido” e $x(t)$ é o seu deslocamento nesta direção. O índice i representa as componentes de velocidade (u, v, w). As direções espaciais estarão associadas ao índice α ($\alpha = x, y, z$). O termo ρ_{L_i} é a função auto-correlação normalizada da velocidade lagrangiana e é dada por

$$\rho_{L_i}(\tau) = \frac{\langle v_i(t + \tau) v_i(t) \rangle}{\langle v_i^2(t) \rangle}. \quad (3.4)$$

Para obter uma representação em termos de quantidades eulerianas ao invés de lagrangianas, emprega-se a hipótese de Gifford-Hay e Pasquill (GIFFORD, 1959; HAY; PASQUILL, 1959), a qual assume a função de auto-correlação euleriana $\rho_i(\tau)$ se rela-

cional com a lagrangiana na forma

$$\rho_i(\tau) = \rho_{L_i}(\beta_i \tau) , \quad \text{com: } \beta_i = \frac{\sigma_i \sqrt{\pi}}{U} \frac{1}{4}, \quad (3.5)$$

onde $\sigma_i \equiv \sqrt{\langle v_i^2(t) \rangle}$.

Aplicando a transformada de Fourier à equação de Taylor (3.3) e lembrando que a função de auto-correlação é uma função par, a difusividade em termos de quantidades eulerianas é dada por (DEGRAZIA; MORAES, 1992; CAMPOS VELHO, 2010)

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{2\pi} \int_0^\infty \left[\frac{F_i^E(n) \sin(2\pi n t / \beta_i)}{n} \right] dn \quad (3.6)$$

onde $F_i^E(n) \equiv S_i^E(n) / \sigma_i^2$, sendo $S_i^E(n)$ o espectro de energia cinética turbulenta na direção i e n é a frequência. Para grandes tempos de difusão, é possível estabelecer uma forma assintótica para a equação (3.6), em que $n \sim 1/t$ – isto é, a expressão acima é dominada por $S_i^E(0)$. Desta forma, a solução assintótica é dada por

$$K_{\alpha\alpha} = \frac{\sigma_i^2 \beta_i F_i^E(0)}{4} . \quad (3.7)$$

A formulação explícita para a difusividade vertical K_{zz} pode ser obtida com uso de relações empíricas e teoria de similaridade de Monin-Obukhov (CAMPOS VELHO, 2010), como mostrado na próxima seção

3.2 Parametrizações de Turbulência para a CLP

A teoria de Taylor pode ser aplicada para diferentes tipos de camada limite. Na verdade, o uso de uma teoria permite a aplicação de um amplo leque de aplicações. Esta é uma vantagem em relação a estratégia de uma curva de ajuste, onde a aplicação só é válida para uma aplicação específica. A chave para a parametrização a partir da teoria de Taylor é a descrição de um modelo de espectro. Degrazia et al. (2000) apresentaram um novo conjunto de parametrizações da turbulência para todas as condições de estabilidade, baseadas nos seguintes modelos de espectro:

$$n S_i^{Ec}(n) = \frac{1,06 c_i f (\psi_\epsilon)^{2/3} (z/h)^{2/3} w_*^2}{[(f_m^*)_i]^{5/3} (1 + 1,5 (f / [(f_m^*)_i])^{5/3})} \quad (3.8)$$

$$n S_i^{Ee,n}(n) = \frac{1,5 c_i f \Phi_\epsilon^{2/3} w_*^2}{[(f_m^*)_i]^{n+es} 5/3 (1 + 1,5 (f^{5/3} / [(f_m^*)_i]^{n+es})^{5/3})} \quad (3.9)$$

As equações acima são expressões para o espectro de camada convectiva (3.8) e camadas estável e neutra (3.9). Nas expressões acima, $S_i^E(n) = \sigma_i^2 F_i^E(n)$ é o espectro de velocidade euleriano; c_i são constantes para $i = u, v, w$, dadas por $c_u = 0,3$, $c_v = 0,4$ e $c_w = 0,4$; w_*^2 é a escala de velocidade convectiva; u_*^2 é a velocidade de fricção local; ψ_ϵ e Φ_ϵ são as funções taxa de dissipação molecular adimensionalizadas; h é a altura da camada limite; $f = nU/z$ é a frequência em Hertz; U é a velocidade média do vento; $(f_m^*)_i^c$ é a frequência máxima reduzida para um perfil convectivo; $(f_m^*)_i^{n+es}$ é a frequência máxima reduzida para um perfil neutro ou estável; $c_i = \alpha_i \alpha_u (2\pi\kappa)^{2/3}$, com $\alpha_u = 0,5 \pm 0,05$ e $\alpha_i = 1, 4/3, 4/3$ para u, v e w , respectivamente; e κ é a constante de von Kármán.

Esta seção apresenta parametrizações para camadas convectiva, estável, neutra e uma parametrização que unifica a aplicação para todos os tipos de camadas.

3.2.1 Camada Limite Convectiva

Ao nascer o Sol, a superfície terrestre se aquece antes da atmosfera, estabelecendo um fluxo de calor entre a superfície e a atmosfera – se convencionar que o fluxo de calor está no sentido positivo. A altura da CLC atinge seu valor máximo após meio dia e vai decaindo conforme a incidência de radiação vai diminuindo (final da tarde). Em dias de céu claro a estrutura da camada fica bem definida devido ao gradiente vertical de temperatura que estabelece um fluxo de calor o qual gera a convecção agravada juntamente com o cisalhamento do vento na superfície.

Para a CLC, Degrazia et al. (1997) desenvolveram o modelo do espectro turbulento a partir da equação (3.8). Uma expressão para $(f_m^*)_i^c$ através da sua relação com o comprimento de onda do máximo espectral, dada por (SORBJAN; SORBJAN, 1989)

$$(f_m^*)_i^c = \frac{z}{(\lambda_m)_i}, \quad (3.10)$$

para o qual os seguintes valores são tipicamente usados na CLC para as componentes u, v e w (SORBJAN; SORBJAN, 1989)

$$(\lambda_m)_i = \begin{cases} 1,5 h & \text{para } i = u, v \\ 1,8 h \left[1 - \exp\left(-4\frac{z}{h}\right) - 0,0003 \exp\left(8\frac{z}{h}\right) \right] & \text{para } i = w \end{cases} \quad (3.11)$$

Através das expressões empíricas acima, é possível integrar o primeiro termo da expressão (3.8) sobre o domínio da frequência para então se obter uma expressão

para a variância válida para a CLC (DEGRAZIA et al., 2000):

$$\sigma_i^2 = \frac{1,06c_i(\psi_\epsilon)^{2/3}(z/z_i)^{2/3}w_*^2}{[(f_m^*)_i]^2/3}. \quad (3.12)$$

Seguindo ainda Degrazia et al. (2000), através das relações (3.8), (3.10), (3.12) e com o espectro normalizado na origem

$$F_i^E(0) = \frac{z}{U(f_m^*)_i^c},$$

é possível obter a seguinte expressão para o coeficiente de difusão turbulento

$$\frac{K_{zz}}{w_*h} = 0,16\psi_\epsilon^{1/3} \left[1 - \exp\left(-4\frac{z}{z_i}\right) - 0,0003 \exp\left(8\frac{z}{z_i}\right) \right], \quad (3.13)$$

válida para representar a turbulência na CLC.

3.2.2 Camada Limite Estável

Com o pôr do sol, a superfície começa a resfriar, tornando o ar da atmosfera mais quente, portanto o fluxo de calor torna-se negativo: fluxo da atmosfera para a superfície. O sentido do fluxo de calor remove energia da turbulência. O mecanismo predominante na CLE é o mecânico em noites com pouco vento quase não ocorre a turbulência. O crescimento da CLE acontece da seguinte forma: quando superfície está fria esta recebe calor do ar mais próximo e esse por sua vez se resfria e receberá calor do ar adjacente e assim sucessivamente.

Como mencionado anteriormente, a expressão (3.9) representa um modelo para o espectro da turbulência mecânica para camada neutra ou o balanço entre a energia transferida da atmosfera para a superfície – que remove energia da CLP. O termo relacionado com o máximo espectral na superfície $(f_m^*)_i^{n+es}$ pode ser expresso como

$$(f_m^*)_i^{n+es} = (f_m^*)_i^n \left(1 + 0,03a_i \frac{f_c z}{u_* + 3,7z/\Lambda} \right) \quad (3.14)$$

onde $(f_m^*)_u^n = 0,045$, $(f_m^*)_v^n = 0,16$, $(f_m^*)_w^n = 0,35$, $a_u = 3889$, $a_v = 1094$, $a_w = 500$, $f_c = 10^{-4}s^{-1}$ é a frequência de Coriolis e Λ é o comprimento de local de Obukhov, representado por:

$$\frac{\Lambda}{L} = (1 - z/h)^{3\alpha_1/2 - \alpha_2} \quad (3.15)$$

onde L é o comprimento de Obukov e (α_1, α_2) são constantes determinadas experi-

mentalmente.

Usando-se a equação (3.9), torna-se possível integrar a equação (3.20) para se obter a expressão para a variância das velocidades

$$\sigma_i^2 = \frac{2,32c_i(\Phi_\epsilon)^{2/3}u_*^2}{[(f_m^*)_i^{n+es}]^{2/3}}. \quad (3.16)$$

De maneira similar à empregada na CLC, Degrazia et al. (2000) derivam o coeficiente de difusividade turbulenta válido para as condições estável ou neutra na CLP

$$K_{zz} = \frac{0,4(1 + 3,7z/\Lambda)^{1/3}u_*z}{[1 + 15f_cz/u_* + 3,7z/\Lambda]^{4/3}}, \quad (3.17)$$

onde a expressão do espectro normalizado na origem é dada por (DEGRAZIA et al., 2000)

$$F_i^E(0) = \frac{0,64z}{U(f_m^*)_i^{n+es}}.$$

Sob a uma condição altamente estável, isto é ($z/L \rightarrow \infty$), pode-se obter o coeficiente de difusividade euleriano para a CLE como

$$K_{zz} = \frac{0,4(1 - z/h)^{3/4}u_*z}{1 + 3,7z/[L(1 - z/h)^{5/4}]}. \quad (3.18)$$

3.2.3 Camada Limite Neutra

A energia para manter a turbulência é proveniente do cisalhamento do vento (*wind shear*), isto é, a turbulência se estabelece por processos mecânicos. Na camada neutra o fluxo de calor é próximo de zero, portanto a temperatura não irá variar com a altura. Assim podemos estabelecer uma camada neutra quando tivermos cobertura de nuvens, isso faz com que a atmosfera não perca calor com a superfície e vice-versa, e também se houver um vento muito forte que interfira na troca de calor.

Para uma CLN, Degrazia et al. (2000) assumem o limite neutro ($L \rightarrow \infty$) na equação (3.17), da qual então se obtêm

$$K_{zz} = \frac{0,4(1 - z/h)^{3/4}u_*z}{[1 + 15f_cu_*]^{4/3}}. \quad (3.19)$$

3.2.4 Parametrização para todas as classes de estabilidade

A teoria de Taylor faz uso das propriedades espectrais observadas, baseando na modelagem dos turbilhões que contém energia. Tomando-se a hipótese de superposição linear entre os mecanismos de cisalhamento do vento e transporte convectivo na geração da turbulência e assumindo-se que a energia contida nas faixas de frequência estão bem separadas para os dois espectros de energia (estável/neutro e instável), ou seja, possui uma independência estatística, neste caso, há uma interação desprezível entre as duas partes e ambas podem ser modeladas separadamente. Assim, pode-se considerar um espectro único para todas as condições de estabilidade:

$$nS_i^E(n) = \frac{1,06c_i f(\psi_\epsilon)^{2/3} (z/h)^{2/3} w_*^2}{[(f_m^*)_i^c]^{5/3} (1 + 1,5 [f/(f_m^*)_i^c])^{5/3}} + \frac{1,5c_i f(\Phi_\epsilon)^{2/3} u_*^2}{[(f_m^*)_i^{n+es}]^{5/3} (1 + 1,5 [f^{5/3}/(f_m^*)_i^{n+es}])^{5/3}}. \quad (3.20)$$

Na equação (3.20), o primeiro termo descreve a contribuição da convecção no espectro de turbulência na CLP, enquanto o segundo descreve a contribuição mecânica (DEGRAZIA et al., 1997). Desta forma, é possível descrever uma parametrização única para a difusividade turbulenta para todas as condições de estabilidade.

3.3 Modelo de Contra-Gradiente

Modelos de fechamento de primeira ordem, não conseguem representar fluxos de contra-gradiente. Somente fechamentos de ordem 2 ou superior são capazes de simular tais fluxos *a per se*. Porém fechamento de alta ordem significa incorporar enorme quantidade de equações diferenciais parciais adicionais. Uma proposta é adicionar um termo extra ao fechamento de primeira ordem, preservando sua simplicidade, mas com capacidade de simular fluxos contrários ao gradiente da propriedade, como sugerido por Deardorff (1966). O escoamento contra-gradiente é verificado na CLC, onde o fluxo de calor é no sentido positivo (a superfície é mais quente do que a atmosfera: o fluxo de calor deveria seguir na direção do gradiente, da superfície quente para uma camada mais fria), porém é observado que no topo da camada limite tem-se um *fluxo negativo* de calor e a explicação decorre do entranhamento de fluxo da camada acima da CLP.

O termo de contra-gradiente é uma correção aplicada somente sob condição de Camada Limite Convectiva (CLC). Ou seja, não é usado na Camada Limite Neutra (CLN) e nem na Camada Limite Estável (CLE). Este termo é usado na correção do transporte de calor, vapor d'água e outros fluxos turbulentos escalares, mas não é

aplicado para o transporte de quantidade de movimento, devido ao efeito de pressão (Troen e Mahrt, 1986). A estabilidade da camada limite planetária pode ser identificada através do comprimento de Monin-Obukhov L :

$$\begin{cases} 0 < L \leq 500 : \text{Estável} \\ |L| > 500 : \text{Neutra} \\ -500 \leq L < 0 : \text{Instável} \end{cases}$$

Através da instabilidade da atmosfera, o contra-gradiente é calculado somente se o comprimento de Monin-Obukhov for instável. A equação empregada para calcular o comprimento de Monin-Obukhov é dada por:

$$L = \frac{-u_*^3}{\kappa (g/\theta_{v0}) (\overline{w'\theta'_v})}. \quad (3.21)$$

onde, κ é a constante de von Kármán, g é a constante de gravidade, θ_v temperatura potencial virtual, u_* é velocidade de fricção calculada como:

$$u_* = \left[(\overline{u'w'})_0^2 + (\overline{v'w'})_0^2 \right]^{1/4}. \quad (3.22)$$

O termo de contra-gradiente é adicionado em uma parametrização de 1a. ordem, em que fluxo turbulento de Reynolds é expresso por:

$$\overline{w'\chi'} = -K_\chi \left(\frac{\partial \overline{\chi}}{\partial z} - \gamma_\chi \right). \quad (3.23)$$

onde w é a componente vertical da velocidade do vento, χ é a quantidade média (massa ou temperatura), K_χ é a difusividade turbulenta e γ_χ sendo o termo de contra-gradiente.

Cuijpers e Holtslag (1998) descrevem as equações para o termo de contra gradiente através da formulação:

$$\gamma_\chi = \beta_g \ell \frac{w_*^2}{\sigma_w} \frac{\chi_*}{h}. \quad (3.24)$$

em que β_g é uma constante experimental, h é a altura da CLC, ℓ um comprimento de mistura, σ_w é a raiz quadrada da variância da velocidade vertical, w_* é a escala de velocidade convectiva, χ_* quantidade média da propriedade χ :

$$\chi_* = \frac{1}{hw_*} \int_0^h \overline{w'\chi'} dz. \quad (3.25)$$

A modelagem de contra-gradiente é dependente do tipo de parametrização utilizada para representar a variância da componente vertical do vento (σ_w^2) o comprimento de mistura (l) e a média da quantidade χ (χ^*).

Cuijpers e Holtslag (1998) computam σ_w^2 pela equação de Holtslag e Moeng (1991) para representar σ_w^2 e (l), a quantidade média χ^* foi calculada como expressa pela Eq. 3.25. No trabalho de Roberti et al. (2004), foram usadas três tipos de parametrizações para σ_w^2 Sorbjan e Sorbjan (1989), Holtslag e Moeng (1991) e Degrazia et al. (1997). A quantidade média foi calculada como:

$$\chi^* = \frac{1}{h} \int_0^h \chi(z) dz$$

Degrazia et al. (1997) calcularam a variância da velocidade vertical para a CLC integrando o espectro sobre todas as frequências:

$$\sigma_i^2 = \frac{0.98c_i}{(f_m)_i^{2/3}} \left(\frac{\Psi}{q_i}\right)^{2/3} \left(\frac{z}{h}\right)^{2/3} w_*^2. \quad (3.26)$$

onde $c_i = 0.3$ para a componente u e 0.4 para v, w , $f_m = 0.33$ é a frequência do pico espectral, $q = (f_m)_i (f_m)_{n,i}^{-1}$ é a função de estabilidade. A função de dissipação é obtida pela equação de Campos Velho et all (1996):

$$\Psi = 3 \left(1 - \frac{z}{h}\right) \left(\frac{z}{h}\right) \left[1 - \exp\left(4\frac{z}{h}\right) - 0.0003 \exp\left(8\frac{z}{h}\right)\right]^{-1}. \quad (3.27)$$

em que z é altura acima do solo e h é a altura da CLC.

O valor da constante β_g na expressão (3.24) foi fixado em 1,5 por Cuijpers e Holtslag (1998), enquanto que Roberti et al. (2004) realizaram suas simulações com $\beta_g = 0,07$. Na presente dissertação, os experimentos indicando o valor de $\beta_g = 0,02$.

As parametrizações usadas nesta dissertação serão descritas a seguir, sendo que o cálculo da quantidade média χ^* foi realizado pela Eq. 3.25.

Velho et al. (1998) calcula o comprimento de mistura l expresso a partir da Teoria de Taylor ($K_{\alpha\alpha} = l_i \sigma_i$).

$$l_w = 0.2h \left[1 - \exp\left(-4\frac{z}{h}\right) - 0.003 \exp\left(8\frac{z}{h}\right)\right]. \quad (3.28)$$

w_* é a escala de velocidade convectiva expressa por:

$$w_* = \left[(g/\theta_{v0}) (\overline{w'\theta'_v})_0 h \right]^{1/3} . \quad (3.29)$$

3.3.1 Calibração do termo de contra-gradiente

O tipo de parametrização adotada para representar o termo de contra-gradiente e a forma de calcular a quantidade média χ^* altera o valor da constante β_g , como mencionado acima para os valores usados por Cuijpers e Holtslag (1998) e Roberti et al. (2004).

Para determinar o valor da constante β_g para o presente estudo, o seguinte procedimento foi adotado:

- i) Foram realizadas simulações com os valores de $\beta_g = 1,5$ e $\beta_g = 0,07$.
- ii) Os valores do item-i tornaram o modelo instável, mas o valor de $\beta_g = 0,07$ implicou em um maior período de estabilidade – indicando que seria necessário um valor ainda menor para a expressão adotada aqui para o contra-gradiente.
- iii) Velho et al. (1998) fez uma comparação de diversas representações de contra-gradiente: Troen-Marth (1986), Holtslag-Moeng (1991), Holtslag-Boville (1993) e dois tipos de representação que usa a teoria de Taylor. A comparação foi feita considerando uma representação adimensional: $\gamma_z h/\chi_*$.
- iv) O modelo BRAMS foi executado com diversos valores de β_g . Os valores deveriam garantir estabilidade da simulação e o valor do termo $\gamma_z h/\chi_*$ deveria refletir a ordem de grandeza das várias parametrizações citadas no item-(iii), o que resultada num valor de $\gamma_z h/\chi_* \sim 10$.

Seguindo-se o procedimento descrito acima, os experimentos indicaram o valor de $\beta_g = 0,02$ como sendo o mais adequado e este é o valor adotado nesta dissertação. A Figura 3.1 mostra o comportamento do contra-gradiente não dimensional por z/h , onde z é a altura acima do solo e h é a altura da CLC.

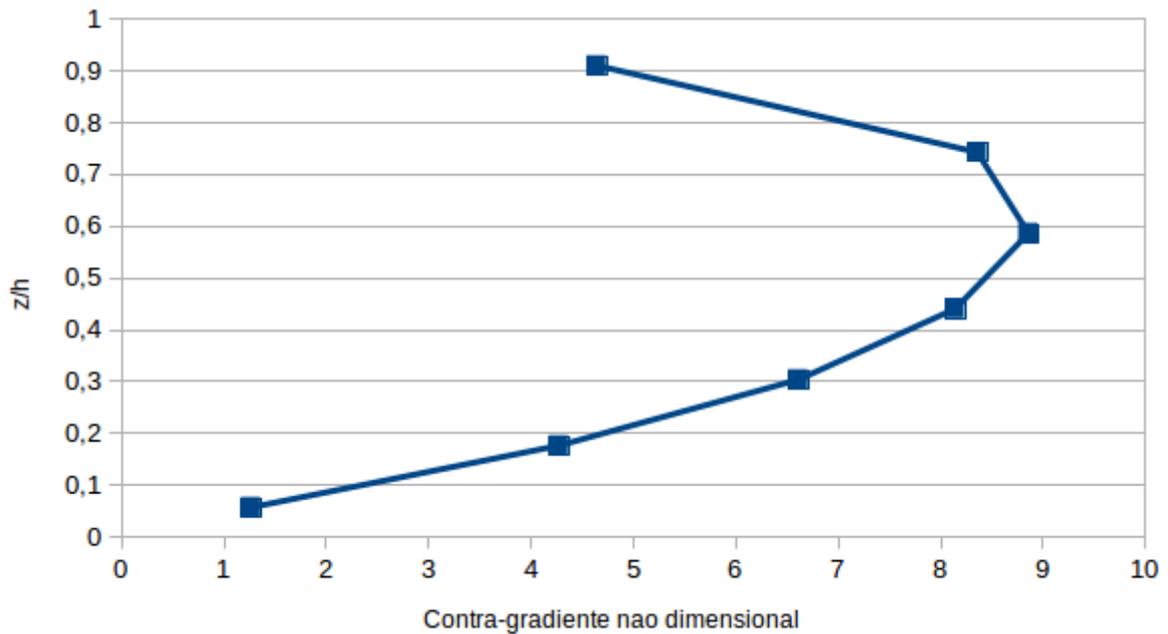


Figura 3.1 - Contra-gradiente não dimensional ($\gamma_\chi h/\chi_*$) para $\beta = 0.02$

Por meio das formulações apresentadas, o termo de contra-gradiente foi implementado na parametrização de turbulência de Taylor no modelo atmosférico BRAMS. Os resultados encontrados serão apresentados no próximo capítulo.

4 CONFIGURAÇÃO E RESULTADOS PARA SIMULAÇÃO COM BRAMS

Este capítulo descreve a configuração do modelo BRAMS para simular a dinâmica da atmosfera sobre a região amazônica. Os resultados da codificação do termo de contra-gradiente são comparados sem o uso deste termo e a simulação é avaliada contra os dados do projeto LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*¹) durante a campanha *Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC). O Projeto LBA foi criado com o objetivo de estudar processos naturais da Amazônia: hidrológico, ecológico, climatológico e impactos de diferentes usos da terra.

4.1 Configuração dos parâmetros de simulação

Na presente dissertação, utilizou-se a mesma versão do BRAMS empregada por Barbosa (2007), para garantir uma comparação com a codificação da parametrização de Taylor com e sem termo de contra-gradiente. As configurações e os dados de entrada do modelo também foram mantidos. O dados de entrada foram baseados em informações de estações do projeto Projeto LBA.

Os dados observacionais são dados de radiossondagens utilizados como condição inicial do modelo. As variáveis medidas nas radiossondas são: temperatura, umidade relativa, direção do vento, intensidade do vento e pressão atmosférica.

Descrição geral das áreas de coleta dos dados:

Reserva Biológica Jaru (REBIO Jaru): Localizada a 100 km ao norte do município de Ji-Paraná, Rondônia. É uma floresta tropical úmida de terra firme com uma área de 268.000 ha e sua altitude varia entre 100-150 m acima do nível do mar. A torre tem 60 m de altura foi instalada no final de 1998 $10^{\circ}04'42''S$ $61^{\circ}56'01''W$ a uma altura de 145 m acima do nível do mar.

Fazenda Nossa senhora Aparecida; *Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study* (ABRACOS): Localizada a 50 km a oeste do município de Ji-Paraná, Rondônia. Área desflorestada e desde 1991 possui uma cobertura de pastagem tipo gramínea, está localizada entre $10^{\circ}45''S$ e $62^{\circ}22''W$ e esta a 293 m acima do nível médio o mar.

As duas reservas estão a aproximadamente 100 km de distância entre elas. A Figura

¹<https://daac.ornl.gov/LBA/lba.shtml> .

4.1 mostra a área das duas localizações.

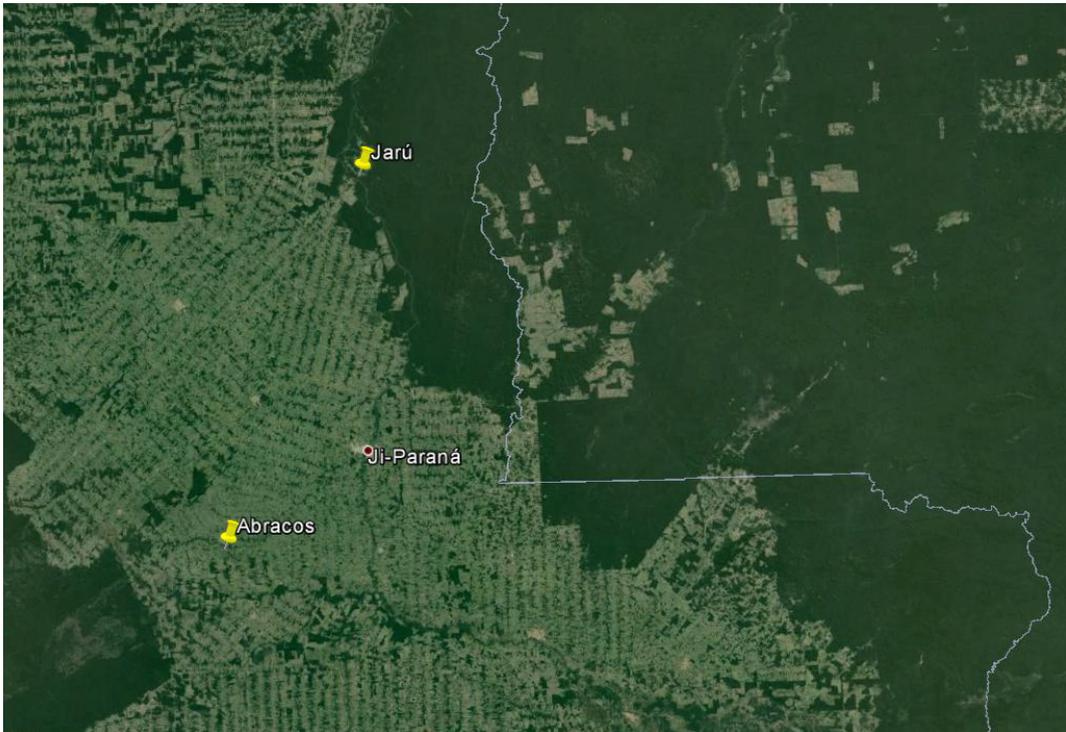


Figura 4.1 - Imagem de Satélite com a localização das estações REBIO JARU e ABRA-COS

Fonte: Google Earth.

Barbosa (2007) teve o cuidado de escolher os dados em um período em que não houve a presença de chuva. O período escolhido teve início em 10 de fevereiro de 1999 com duração de 48 horas, ou seja, iniciou-se às 00UTC dia 10/02/1999 até às 00 UTC do dia 12/02/1999. Resultados da simulação são registrados a cada 1 hora.

Dados de reanálise produzidos pelo Centro Europeu de Previsão do Tempo, *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF), foram usados devido a baixa densidade dos dados de observação de superfície. As variáveis que correspondem aos dados de reanálise são: temperatura, umidade, geopotencial, vento zonal e meridional com resolução espacial de 2.5 x 2.5 graus. Os dados de reanálises junto com os dados observacionais do projeto LBA foram inseridos no modelo como condição de contorno e inicial (BARBOSA, 2007). As condições de contorno da superfície foram obtidas pelo próprio modelo de superfície do BRAMS (módulo MAKESFC do BRAMS).

As simulações foram realizadas no *cluster* de computação híbrida do Laboratório

Associado de Computação Aplicada (LAC) do INPE. O *cluster* do LAC tem 3 nós de armazenamento (10 TB por nó) e 9 nós de processamento, sendo 2 deles nós com 32 processadores ARM por nó de 8-cores e 64 bits, 7 nós com 2 processadores Intel de 10-cores + 1 GPU Nvidia K40 + 1 FPGA Virtex-7 Xilinx + 1 MIC Xeon Phi Intel de 60-cores.

O número de pontos na configuração do RAMSIN é: 194 números de pontos de longitude, 100 pontos de latitude. A resolução é de 20 km, sobre uma grade polar esteriográfica não aninhada e centrada na latitude -10 e longitude -61.0, abrangendo as coordenadas da área de estudo. Na direção vertical, é usada uma grade não homogênea, onde a discretização espacial é mais refinada próximo à superfície, totalizando um total de 40 níveis na vertical, com espaçamento de grade de $\delta Z = 100$ A discretização temporal é de 30 segundos com tempo total de integração de 48 horas. O resultado da fase de pós processamento será uma configuração do número de pontos com projeção igual 203 pontos de longitude, 105 pontos de latitude e 39 níveis na vertical.

4.2 Resultado da simulação com o contra-gradiente

Nessa seção, serão apresentados os resultados da parametrização da Teoria de Taylor com a implementação do termo de contra-gradiente. Todas as figuras mostradas a seguir são referentes a rodadas do modelo BRAMS com a parametrização da Teoria de Taylor e a parametrização de Taylor com contra-gradiente.

A interação Terra-Atmosfera acontece através da radiação proveniente do sol (radiação eletromagnética). A atmosfera absorve e re-emite a radiação eletromagnética em diferentes comprimentos de onda. O efeito do aquecimento diferencial produz movimentos dinâmicos da atmosfera. A radiação que incide na superfície, proveniente do sol, é a chamada radiação de onda curta e a radiação emitida pela superfície terrestre é a radiação de onda longa.

A Figura 4.2 mostra o fluxo de radiação de onda curta na localização da estação de ABRACOS região que corresponde a pastagem. É possível ver que tanto a parametrização de Taylor quanto a parametrização com a adição do termo de contra-gradiente no modelo apresenta um resultado similar nas primeiras 24 horas com o observado. Nas 48 horas de rodada o dado observado mostra um valor mais elevado comparado com as duas parametrizações, mesmo assim a parametrização com o contra-gradiente tem um valor mais elevado em relação a parametrização de Taylor chegando um pouco mais próximo ao observado.

A Figura 4.3 mostra a evolução para o período de estudo dos fluxos de calor sensível Figura 4.3 (a) e de calor latente Figura 4.3 (b) na localização da estação de ABRA-COS. Ambas as figuras são uma comparação do dado observado com as simulações com o BRAMS da parametrização de Taylor e Taylor mais o contra-gradiente na localização de Abracos. Na Figura 4.3-(a) para o fluxo de calor sensível mostra que nas primeiras 24 horas a parametrização de Taylor + contra-gradiente houve um pico em relação ao observado e a simulação de Taylor, esta última pegando bem a característica do observado e no segundo dia de simulação ambas as parametrizações estão com valores abaixo do observado, porém a simulação de Taylor mais o contra-gradiente esta com um pequeno pico no valor em relação a de Taylor. Na Figura 4.3-(b) mostra o fluxo de calor latente, nas duas simulações os valores estão levemente superestimadas em relação ao observado nas primeiras 24 horas, ja no segundo dia a parametrização de Taylor mais o contra-gradiente esta com valores mais elevados do que o observado e Taylor, nesse horário Taylor esta mais próximo ao observado.

As Figuras 4.4 e 4.5 mostram a simulação do BRAMS de Taylor comparado com o Taylor mais o contra-gradiente para a estação de Rebio Jaru. Nestas figuras não foi possível comparar com o dado observado por falta do mesmo.

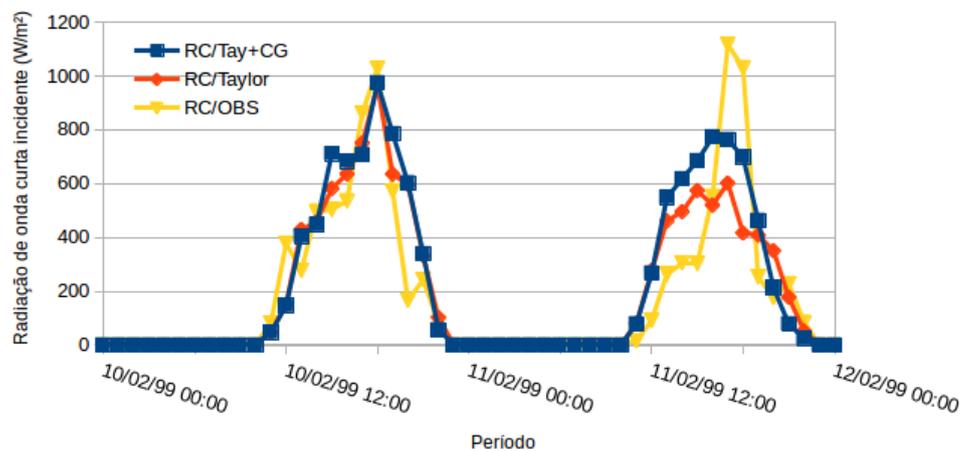
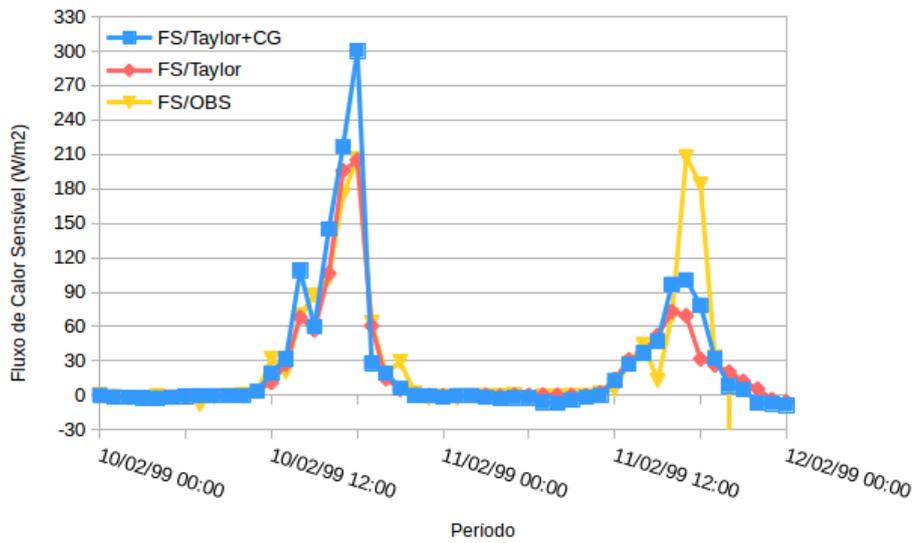
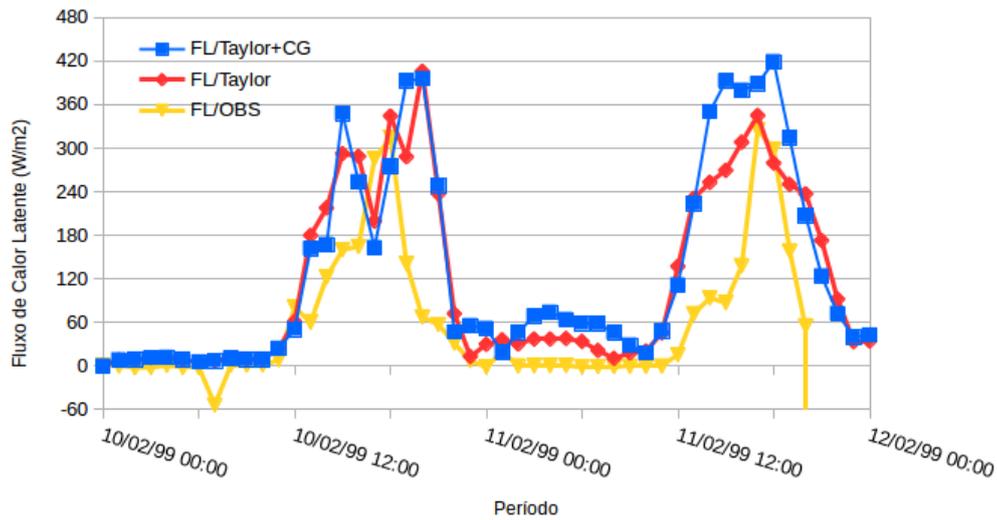


Figura 4.2 - Fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície na localização de Abracos (pastagem) iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z onde, parametrização da Teoria de Taylor (RC/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (RC/Taylor+CG); radiossondagens (RC/OBS).

A Figura 4.6 mostra a evolução média dos fluxos de calor sensível (H) e do calor latente (LE) é vista se comparada com a Figura de (Silva Dias et al., 2002). A figura



(a)



(b)

Figura 4.3 - Fluxos de calor sensível de calor latente iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z na localização de Abracos (pastagem): (a) Fluxo de calor sensível para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FS/Taylor+CG); radiossondagens (FS/OBS). (b) Fluxo de calor latente para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FL/Taylor+CG); radiossondagens (FL/OBS).

4.6-(a) mostra o resultado da simulação com o BRAMS para a área de ABRACOS, com resultados similares. Porém, o máximo de H é intensificado e o máximo de LE é deslocado para 15Z. Para ABRACOS, $H_{\max} = 200 \text{ Wm}^{-2}$ e $H_{\max} = 120 \text{ Wm}^{-2}$; $LE_{\max} = 380 \text{ Wm}^{-2}$ e $LE_{\max} = 320 \text{ Wm}^{-2}$ para simulação com e sem o termo de

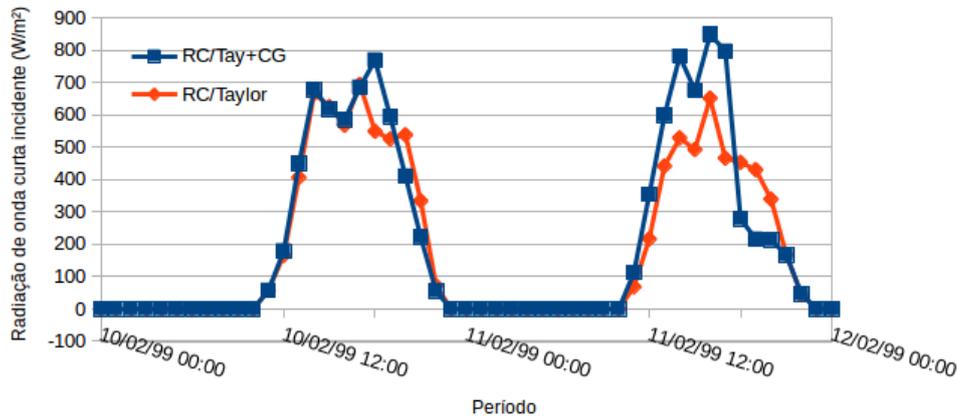
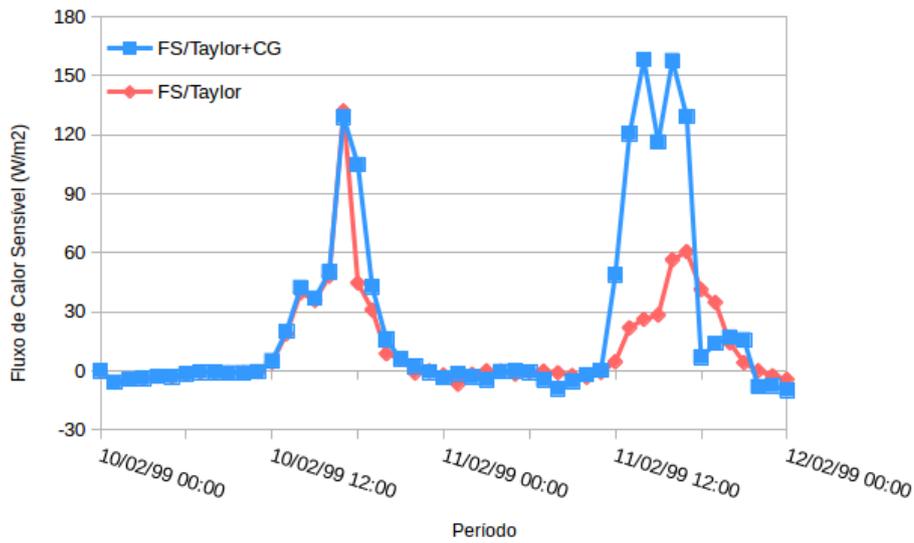


Figura 4.4 - Fluxo de radiação de onda curta incidente na superfície na localização de Rebio Jaru (floresta) iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z onde, parametrização da Teoria de Taylor (RC/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (RC/Taylor+CG); radiossondagens (RC/OBS).

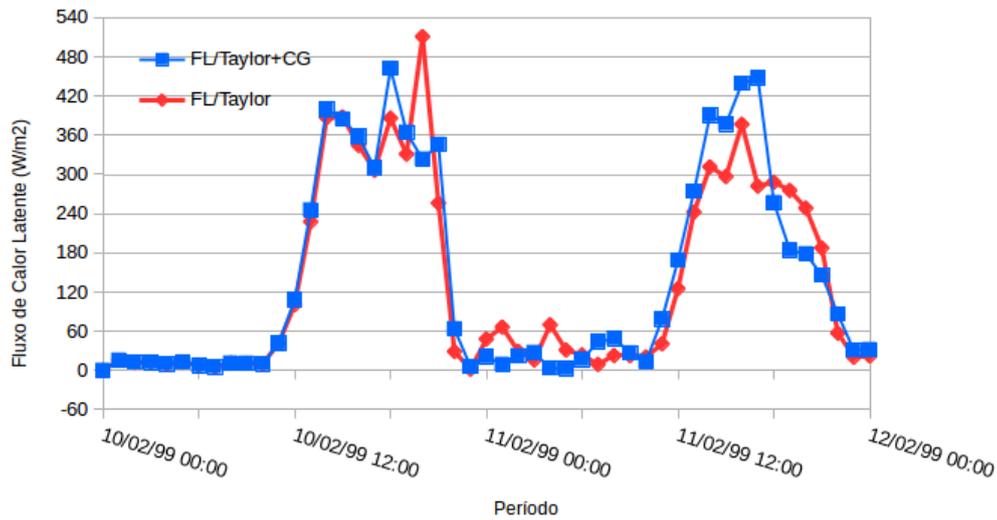
contra-gradiente, respectivamente. No caso da reserva de Rebio Jaru, o máximo para H é também deslocado para 15Z – figura 4.6-(b). Os máximos para H e LE com e sem o termo de contra-gradiente são os seguintes: $H_{\max} = 80 \text{ Wm}^{-2}$ e $H_{\max} = 60 \text{ Wm}^{-2}$; $LE_{\max} = 380 \text{ Wm}^{-2}$ e $LE_{\max} = 360 \text{ Wm}^{-2}$. (Silva Dias et al., 2002) calcularam a média dos fluxos para as mesmas estações para o período de 06/Fev a 01/Mar de 1999 e o máximo registrado foi no horário de 16Z, com $H_{\max} = 100 \text{ Wm}^{-2}$ e $LE_{\max} = 450 \text{ Wm}^{-2}$.

As estações estão posicionadas em diferentes tipos de cobertura do solo. A estação de Abracos tem uma cobertura de superfície tipo pastagem e a Rebio Jaru é representativa da floresta amazônica. Por esse motivo é de fundamental importância analisar o comportamento do vento. A Figura 4.7 apresenta a magnitude do vento para o período de estudo gerado a partir da simulação com o termo de contra-gradiente. De maneira geral o vento tem fraca intensidade, mas em alguns casos as medidas nas estações podem estar sob a influência de características da superfície de onde se origina o deslocamento do vento, como mostra a 4.1.

A Tabela 4.1 mostra a influência sob a estação ditada pela direção do vento nos dias e horários especificados na tabela. Os símbolos (F) e (P) representam a influência de cobertura de Floresta (F) e pastagem (P), respectivamente. Se a tabela indicar F para RA, isto significa que a estação RA está sob a influência de massa de ar carregada pelo vento a partir de cobertura de floresta.



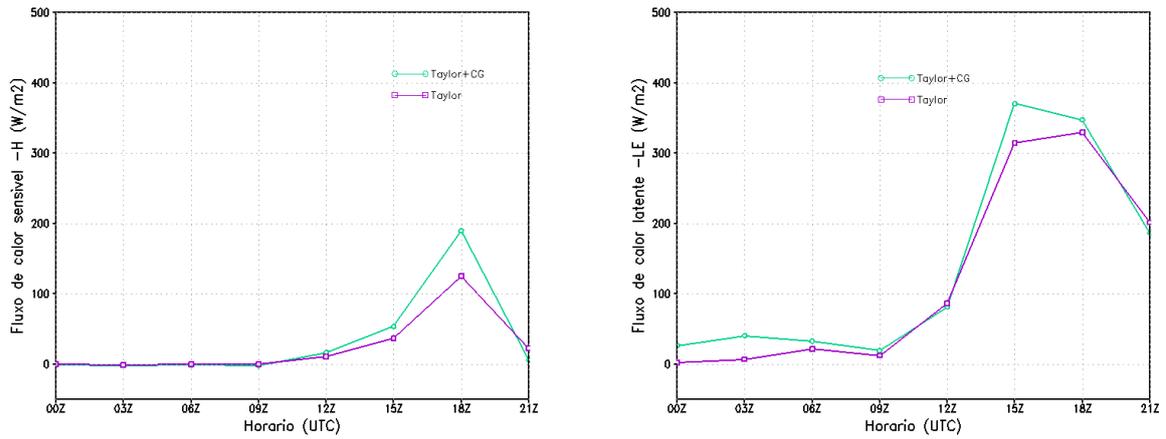
(a)



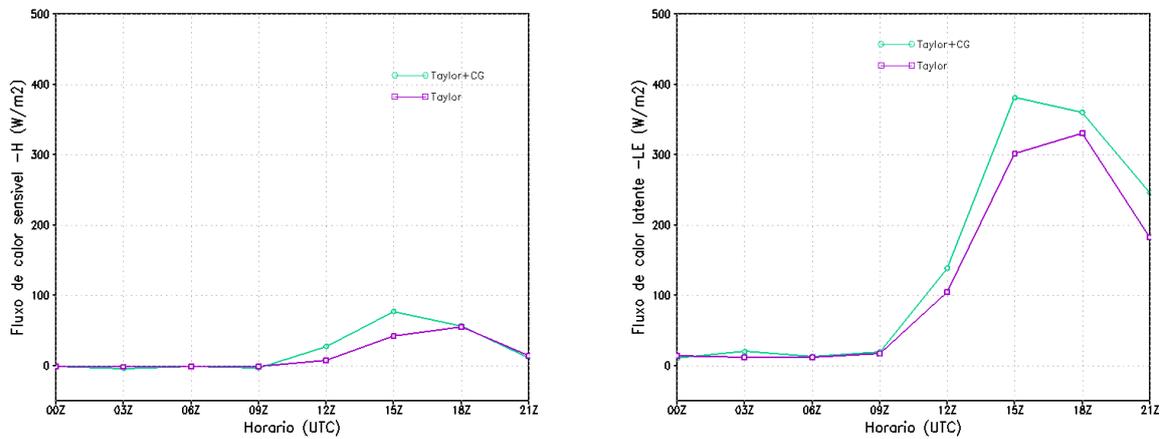
(b)

Figura 4.5 - Fluxos de calor sensível de calor latente iniciando no dia 10/02/99 às 00Z até o dia 12/02/99 às 00Z na localização de Rebio Jaru (floresta): (a) Fluxo de calor sensível para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FS/Taylor+CG); radiossondagens (FS/OBS). (b) Fluxo de calor latente para a parametrização da Teoria de Taylor (FS/Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (FL/Taylor+CG); radiossondagens (FL/OBS).

As próximas figuras apresentam valores da temperatura potencial em diferentes horários mostrando os dados observados o modelo com a parametrização de Taylor, simulação de Taylor com a adição do termo de contra-gradiente, simulação de Smagorinsky e a de Mellor-Yamada.



(a)



(b)

Figura 4.6 - Médias diárias dos fluxos de calor sensível (H) de calor latente (LE) entre os dias 10 e 11 de fevereiro de 1999: (a) H e LE na localização de Abracos (pastagem), (b) H e LE na localização de Rebio Jarú (floresta).

Na Figura 4.8 até a Figura 4.11, que corresponde ao dia 10/Fev/1999 nos horários de (00Z, 03Z), (06Z, 09Z), (12Z, 15Z), (18Z, 21Z), não é possível ver mudança na simulação com modelo de contra-gradiente comparado com a parametrização de Taylor. É preciso ter em conta que o BRAMS executa uma simulação e os dados iniciais são dados do experimento LAB. Deste modo, os dados observacionais representam um equilíbrio momentâneo da atmosfera real. Este equilíbrio não está totalmente representado na simulação. Na verdade, os campos simulados irão atingir um certo equilíbrio dinâmico para o modelo somente após várias horas de simulação.

Os resultados mostrados nas figuras mencionadas, de insensibilidade em relação a

Tabela 4.1 - Influência do campo de vento sobre as estações Rebio Jaru (RJ) e ABRACOS (RA)

Dia hora	RJ (FL)	RA (P)
10/02 00	F	F
10/02 06	F	P
10/02 12	F	P
10/02 18	F	P
11/02 00	P	P
11/02 06	F	P
11/02 12	P	P
11/02 18	F	P
12/02 00	F	P

ação do termo de contra-gradiente, são esperados para os horários de 00Z até 15Z (11h no horário local), pois a camada convectiva ainda não está formada ou ainda não está completamente desenvolvida, na simulação do BRAMS para o primeiro dia. Desta forma, o termo de contra-gradiente não é efetivo ou os campos atmosféricos ainda não *perceberam* a alteração na dinâmica, isto é, ainda não há um equilíbrio dinâmico associado à *física do modelo*. Em outras palavras, como o termo de contra-gradiente é de magnitude pequena, a simulação sofre influência forte das condições iniciais e a influência do contra-gradiente ainda não foi identificada.

A partir da Figura 4.12 a simulação com o termo de contra-gradiente torna-se distinta da simulação sem este termo. No horário nesta figura, a CLC já está extinta ou em processo de franco decaimento. A diferença registrada na simulação deve-se ao efeito cumulativo que permanece na *memória* das variáveis e fluxos atmosféricos.

A figura 4.13 onde há registro de observações, os resultados para ambos os modelos são similares. Na figura 4.14 o modelo padrão de Taylor está ligeiramente mais próximo das observações. Entretanto, a figura 4.15 mostra uma melhor concordância com as observações, superando o fechamento de primeira ordem padrão.

As tabelas 4.2 e 4.3 mostram o erro médio da temperatura potencial nas estações Abracos e Rebio Jaru para o período de estudo calculado pela equação:

$$\text{Erro_médio} = (1/N_{\text{Obs}}) \sum_i | \{ (\text{Observação})_i - (\text{dado simulado})_i \} | \quad (4.1)$$

onde: N_{Obs} = número de pontos de observação na vertical.

Através das tabelas do erro médio é possível comparar como esta o comportamento do modelo da parametrização de Taylor mais contra-gradiente com as demais parametrizações:

Na estação de Abracos (Pastagem), tabela 4.2:

- Taylor + (CG) perde em alguns horários (09Z, 21Z, 00Z, 18Z, 21Z, 00Z) para Smagorinsky.
- Taylor + (CG) de modo geral é melhor que Mellor-Yamada, perde nos horários (09Z, 18Z, 21Z).
- Taylor + (CG) os valores estão muito próximo da implementação de Taylor, tendo um melhor comportamento nos horários (18Z, 21Z, 00Z, 18Z, 21Z).

Estação de Rebio Jaru (Floresta), tabela 4.3:

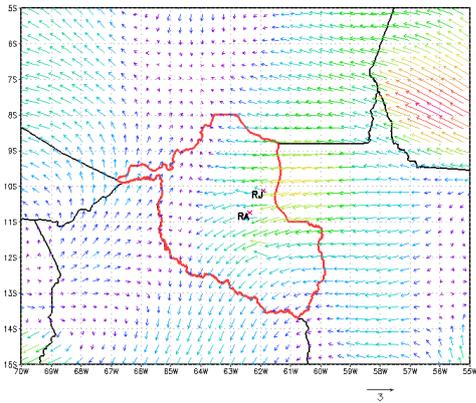
- Taylor + (CG) está relativamente melhor, perdendo em alguns horários (00Z, 18Z, 21Z, 00Z) para Smagorinsky.
- Taylor + (CG) esta melhor que Mellor-Yamada em todos os horários.
- Taylor + (CG) os valores estão melhores em quase todos os horários menos às 15Z do dia 10/02 e 00Z do dia 11/02 em relação a Taylor.

Tabela 4.2 - Erro médio para do dia 10/Fev às 00Z (D1) até dia 12/Fev às 00Z da estação Abracos.

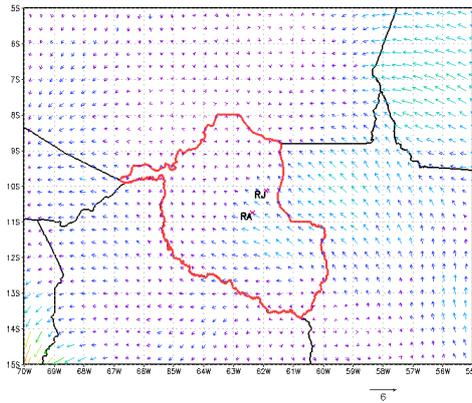
	Smagorinsky	Mellor-Yamada	Taylor	Taylor-CG
D1-00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
D1-03	—	—	—	—
D1-06	0,6702	0,6149	0,6035	0,6038
D1-09	0,8133	0,8228	0,8231	0,8262
D1-12	0,7588	0,7805	0,6817	0,6922
D1-15	1,7243	1,6380	1,5612	1,5731
D1-18	0,9942	1,0729	0,8556	0,8411
D1-21	11,678	1,3572	1,2834	1,2586
D1-00	1,3852	1,8831	1,7825	1,6415
D2-03	1,9965	2,2254	1,9272	1,9111
D2-06	—	—	- -	—
D2-09	1,3361	1,4411	1,0890	1,2008
D2-12	—	—	—	—
D2-15	1,0598	0,8544	0,6193	0,7054
D2-18	0,5319	0,6055	0,7982	0,7381
D2-21	1,0775	1,1301	1,2239	1,1359
D3-00	1,0688	1,1880	0,9381	1,1786

Tabela 4.3 - Erro médio para do dia 10/Fev às 00Z (D1) até dia 12/Fev às 00Z da estação Rebio Jaru.

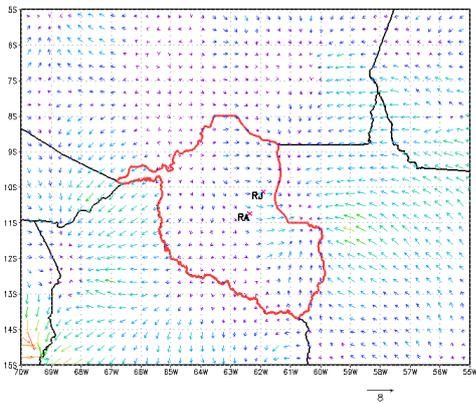
	Smagorinsky	Mellor-Yamada	Taylor	Taylor-CG
D1-00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
D1-03	—	—	—	—
D1-06	—	- -	—	—
D1-09	0,8769	0,9233	0,8087	0,8108
D1-12	0,9148	0,9145	0,7889	0,7871
D1-15	1,7137	1,6885	1,5793	1,5974
D1-18	0,9222	1,1386	0,7867	0,7618
D1-21	1,2484	1,2739	1,3140	1,2364
D1-00	1,0154	1,7447	1,6115	1,3995
D2-03	—	—	—	—
D2-06	—	—	—	- -
D2-09	1,4791	1,5752	1,1870	1,1934
D2-12	1,2335	1,0729	0,8381	0,8191
D2-15	1,1216	0,8747	0,5933	0,5924
D2-18	0,6139	0,7863	0,8365	0,7293
D2-21	1,1330	1,2274	1,2320	1,2001
D3-00	1,0285	1,2252	1,0598	1,1058



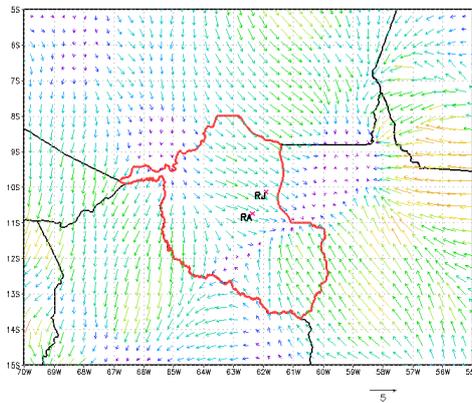
(a) Vento do Modelo (Taylor+CG) 10/fev 00Z



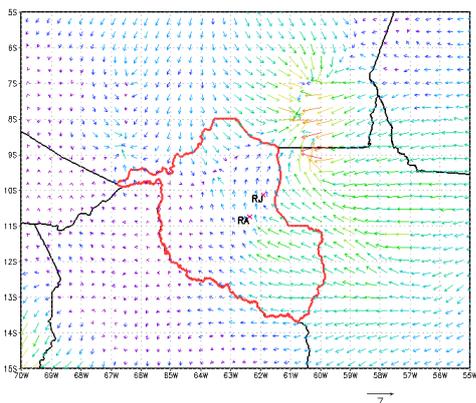
(b) Vento do Modelo (Taylor+CG) 10/fev 12Z



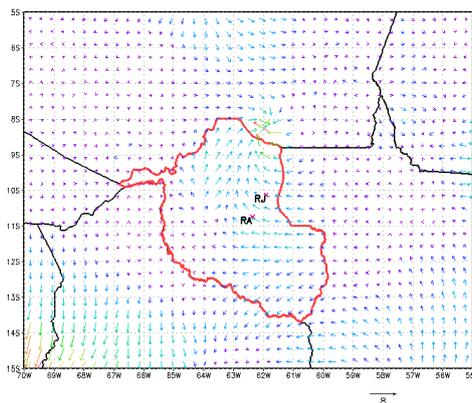
(c) Vento do Modelo (Taylor+CG) 10/fev 18Z



(d) do Modelo (Taylor+CG) 11/fev 00Z

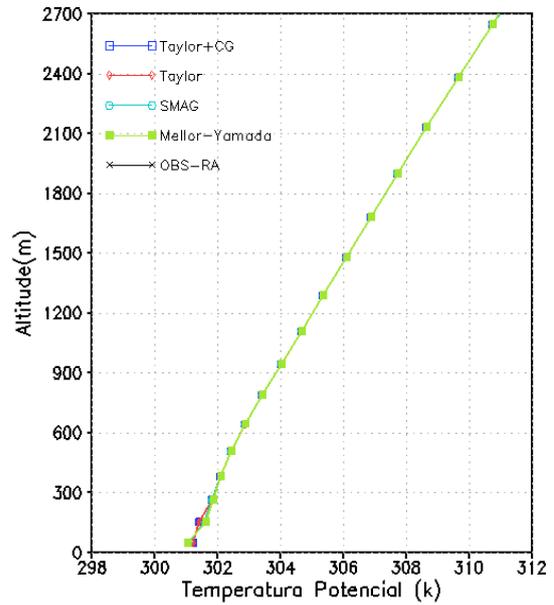
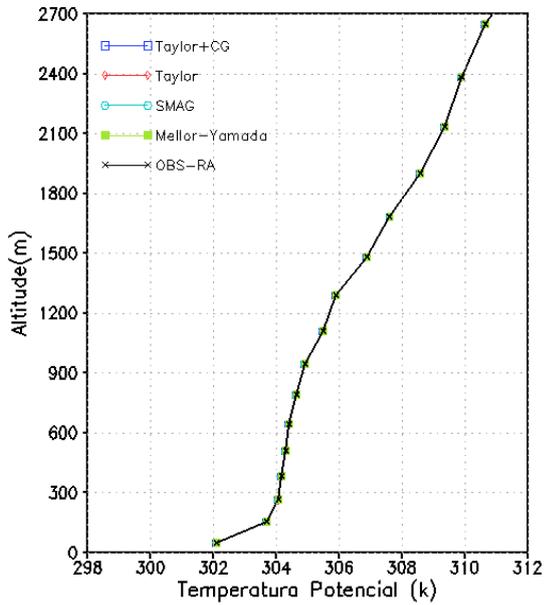


(e) Vento do Modelo (Taylor+CG) 11/fev 12Z

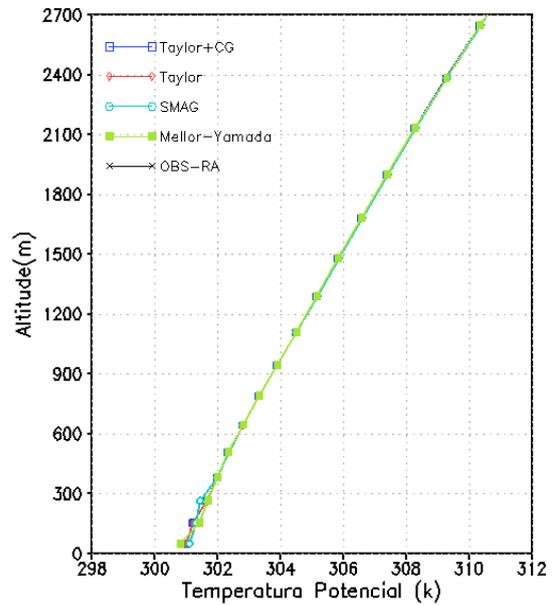
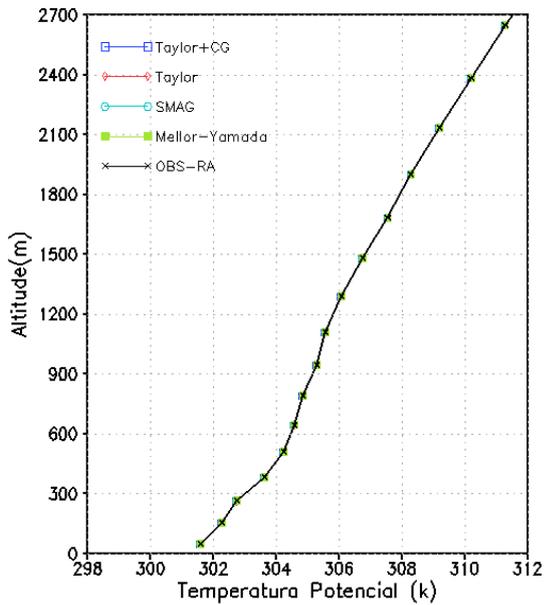


(f) Vento do Modelo (Taylor+CG) 11/fev 18Z

Figura 4.7 - Vento em superfície sobre o estado de Rondônia destacado em vermelho com as estações de ABRACOS (RA) e Rebio Jaru (RJ).

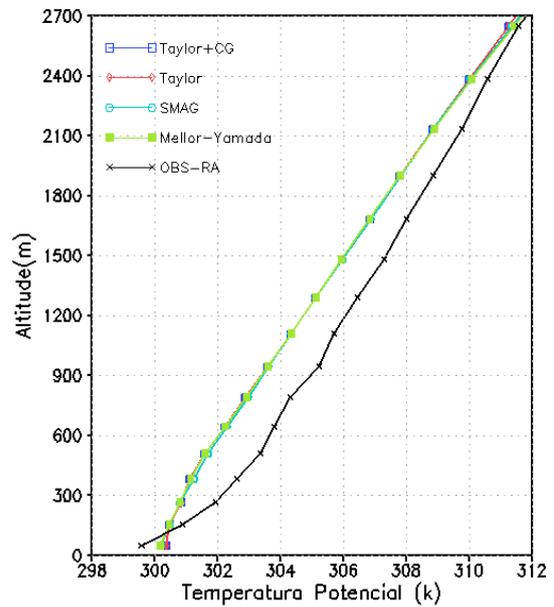
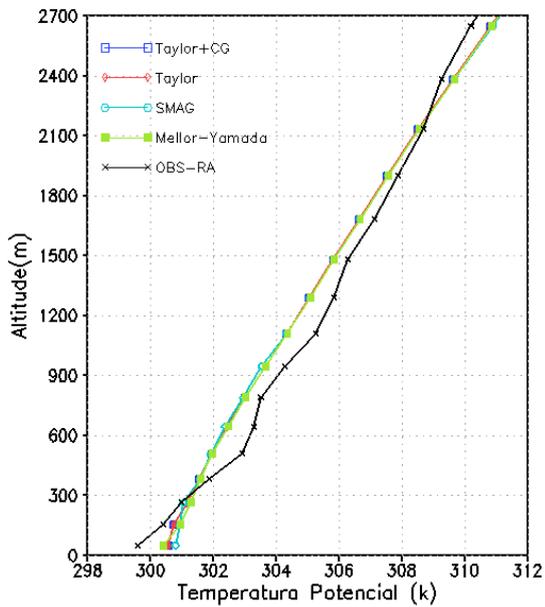


(a)

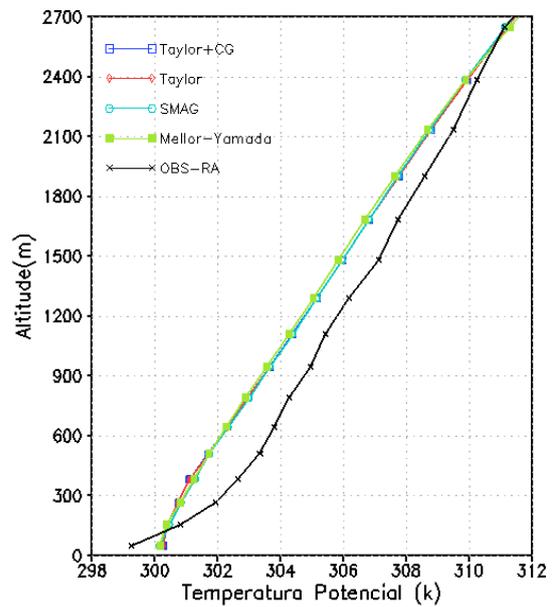
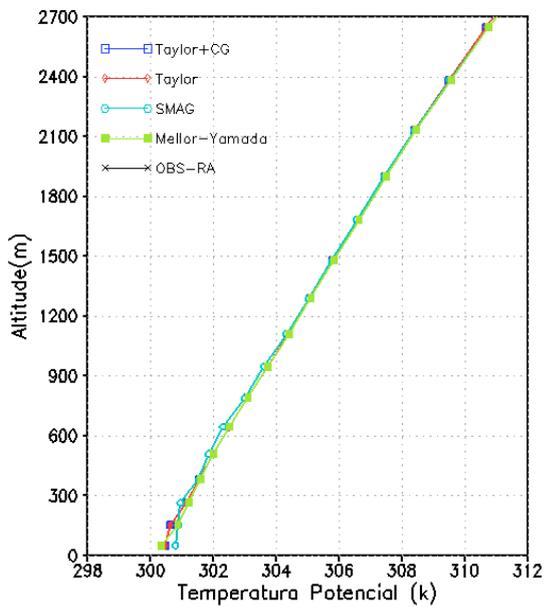


(b)

Figura 4.8 - Perfil de temperatura potencial. da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado), (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado).

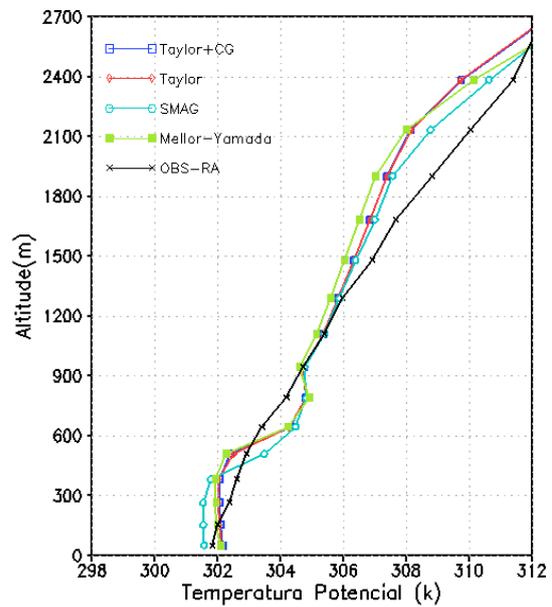
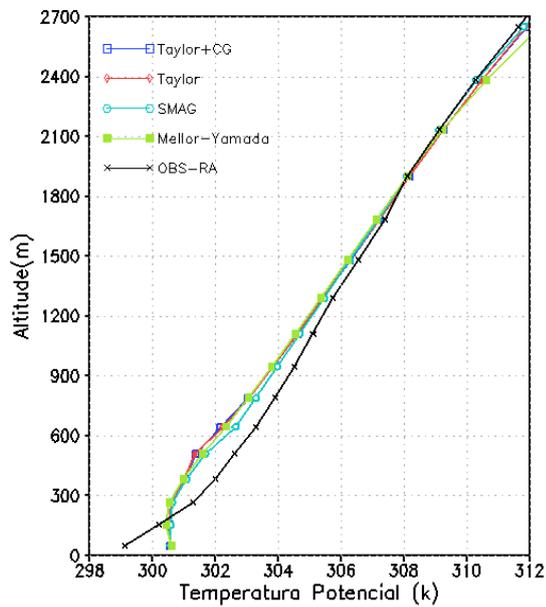


(a)

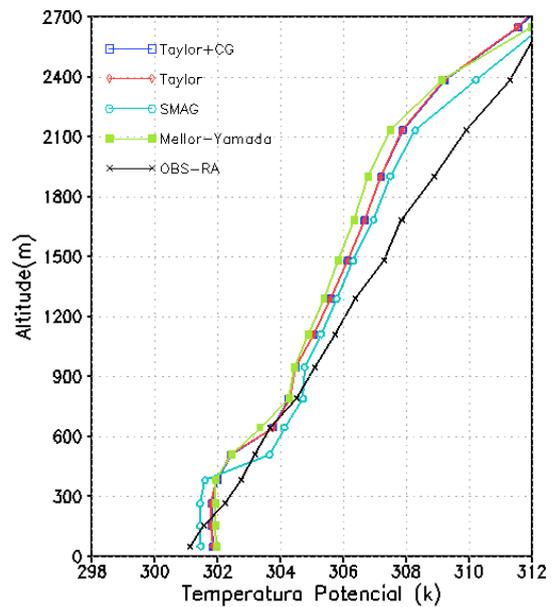
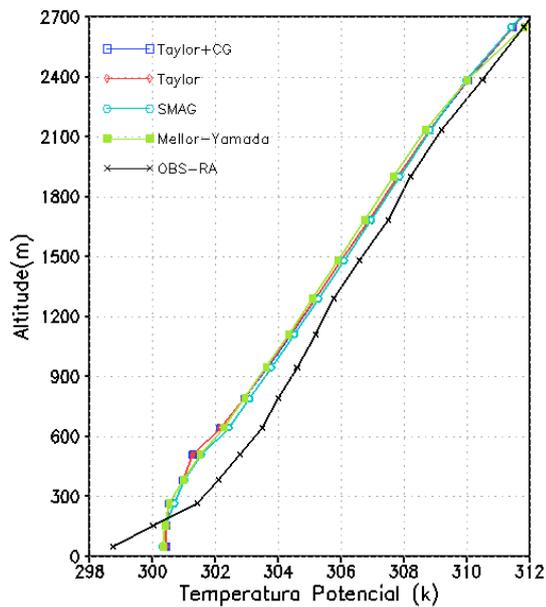


(b)

Figura 4.9 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 06Z e 09Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z.

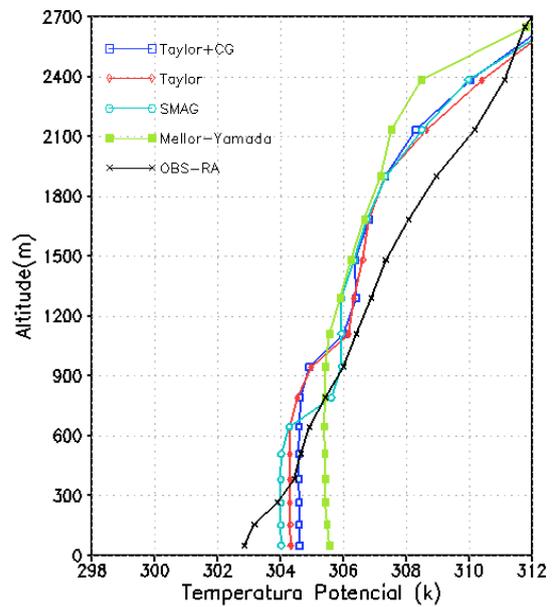
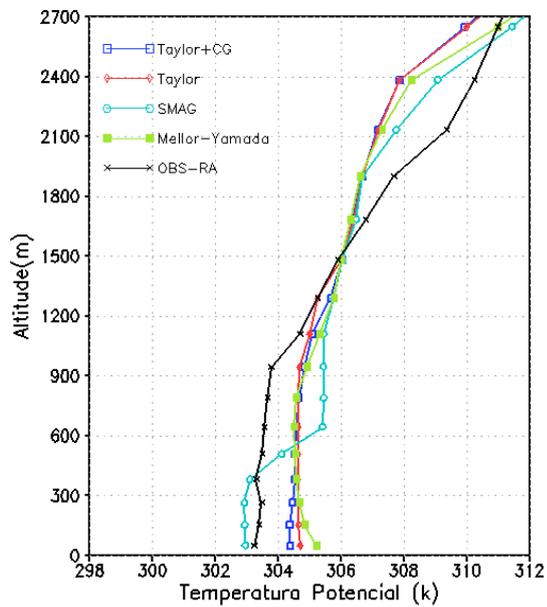


(a)

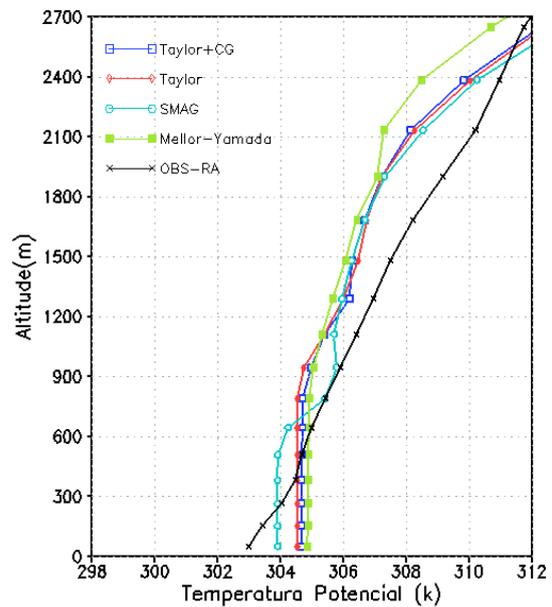
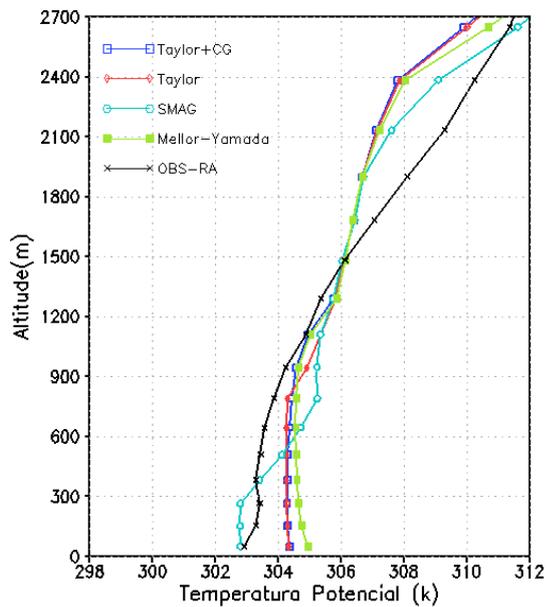


(b)

Figura 4.10 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 12Z e 15Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 12Z e 15Z.

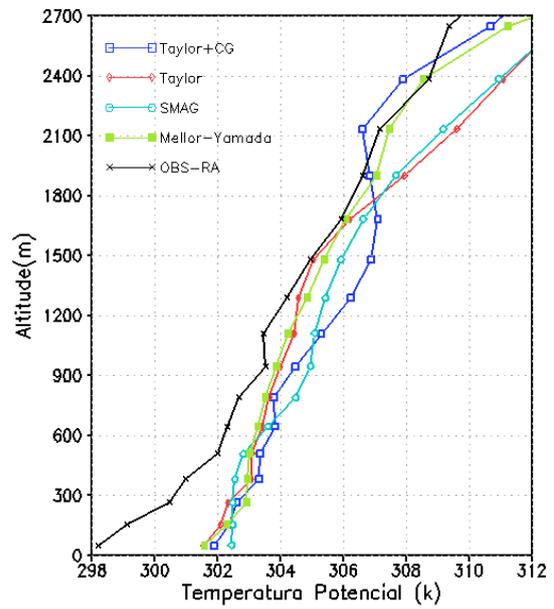
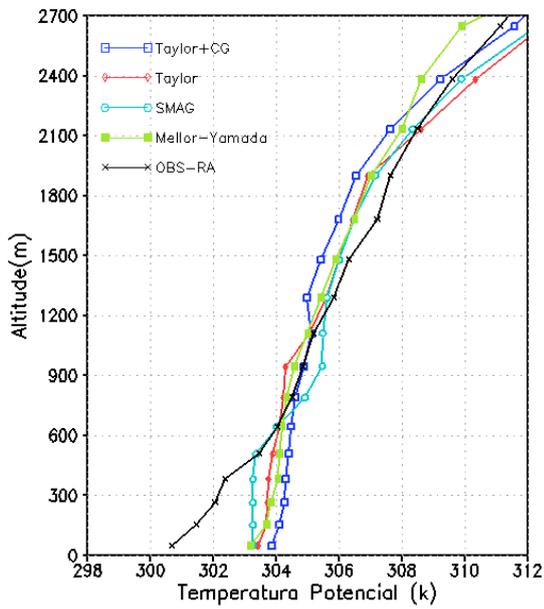


(a)

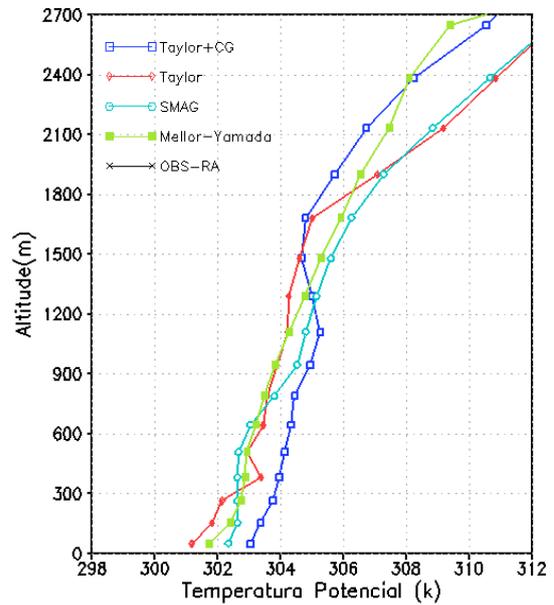
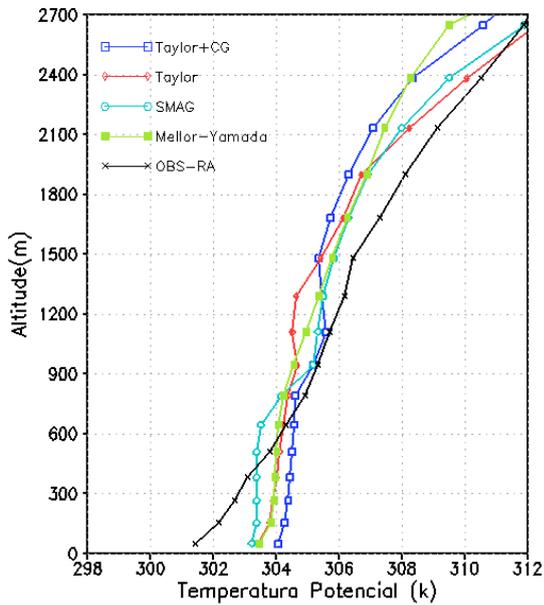


(b)

Figura 4.11 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 10Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 18Z e 21Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 18Z e 21Z.

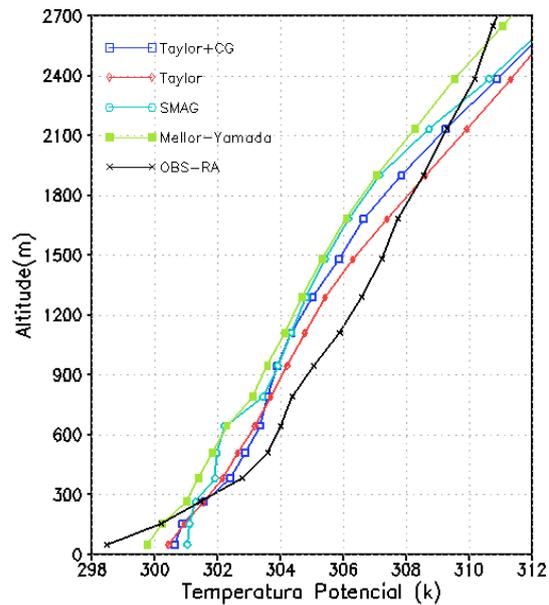
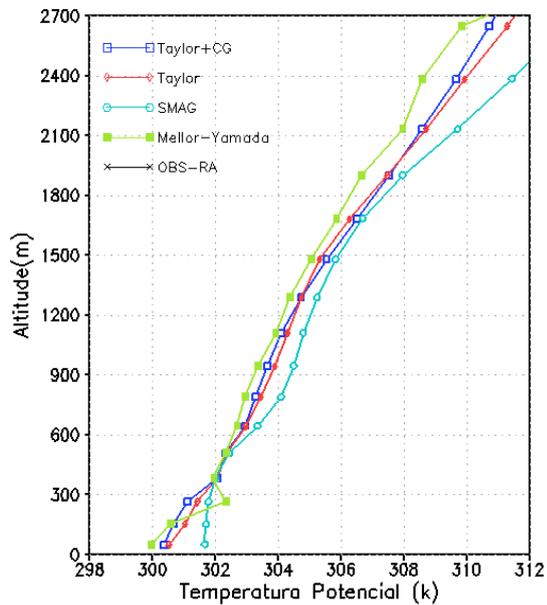


(a)

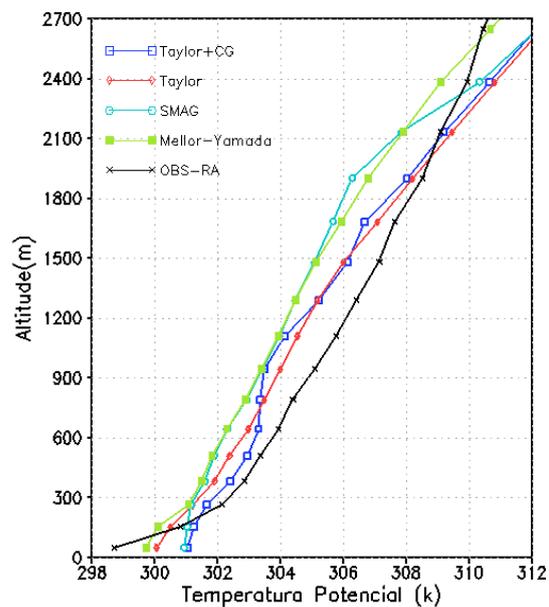
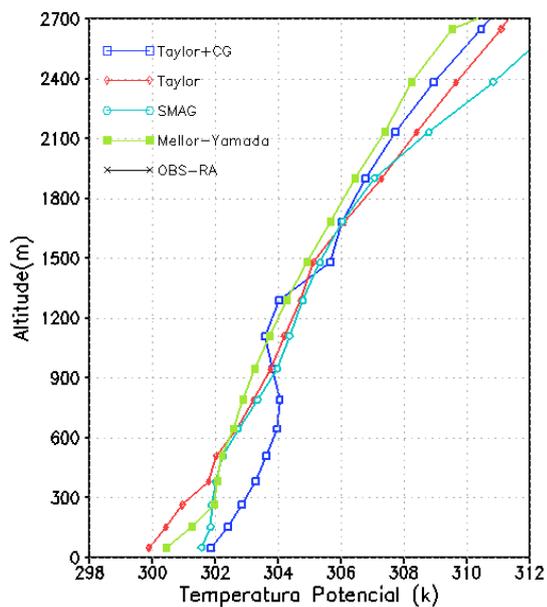


(b)

Figura 4.12 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 00Z e 03Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 00Z e 03Z (sem dado observado).

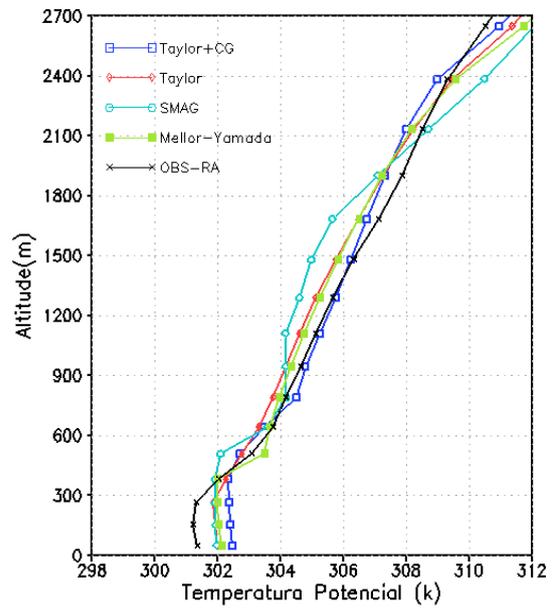
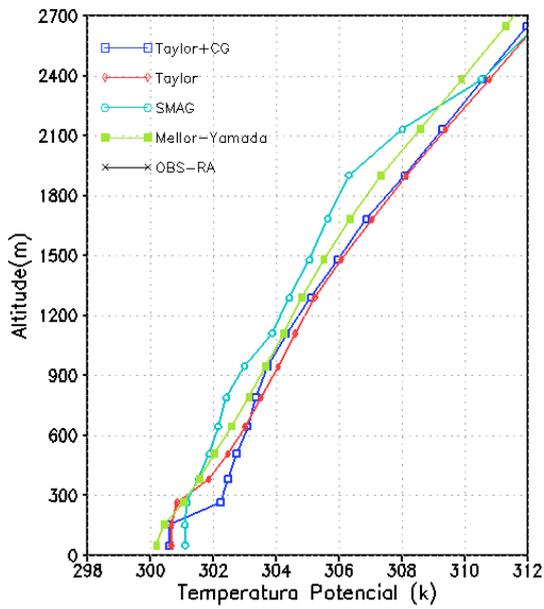


(a)

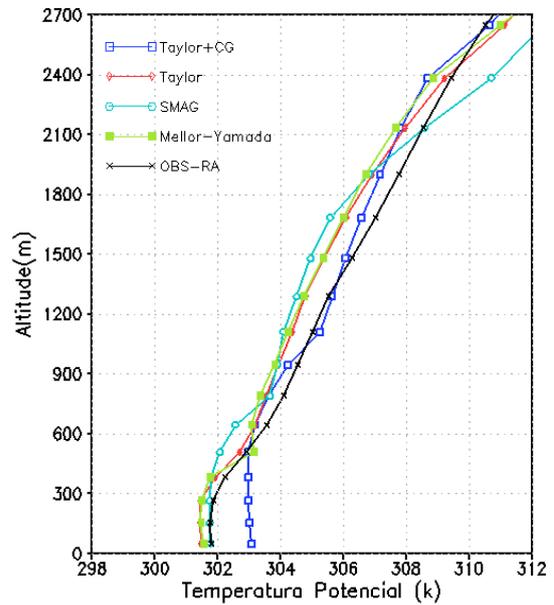
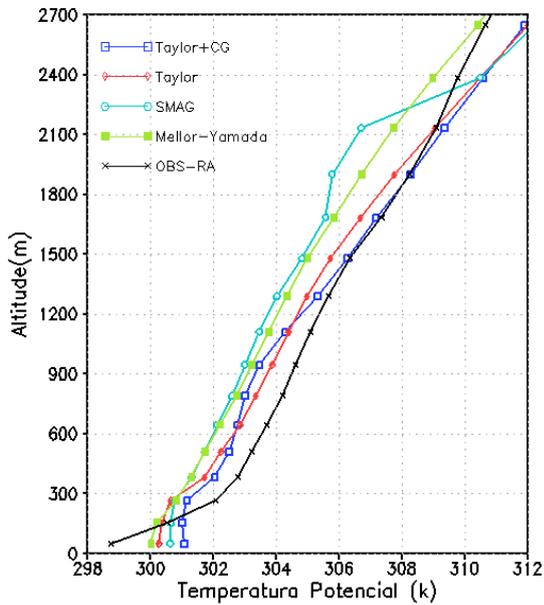


(b)

Figura 4.13 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 06Z (sem dado observado) e 09Z.

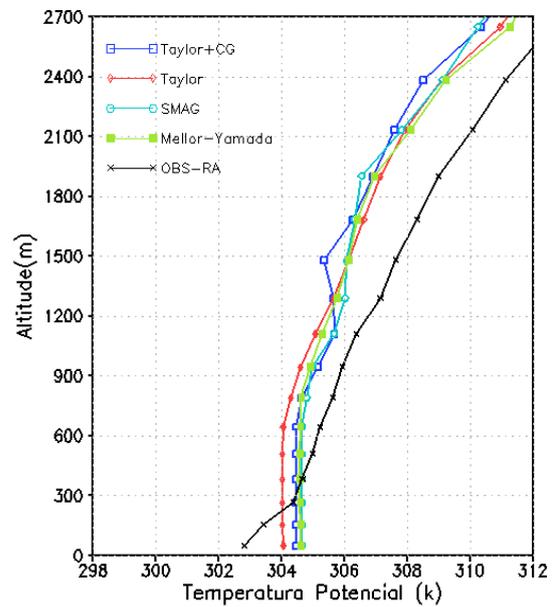
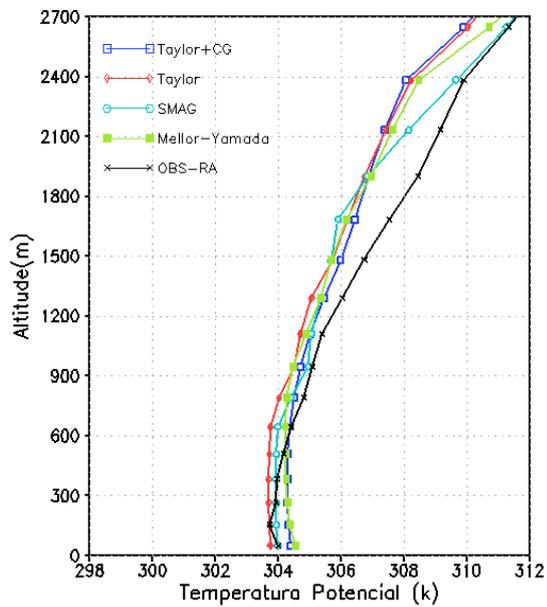


(a)

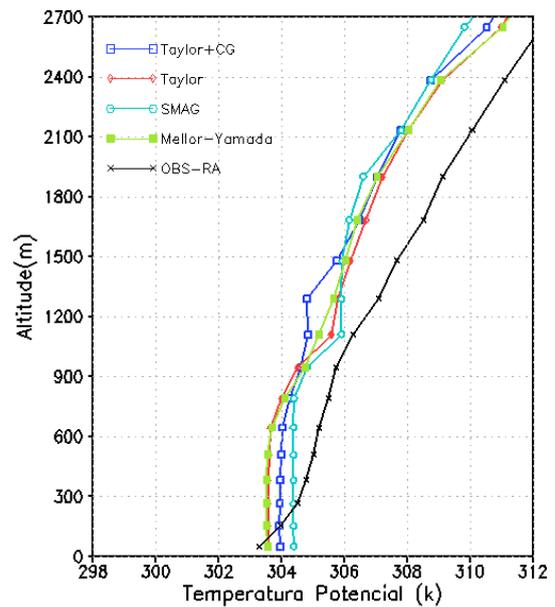
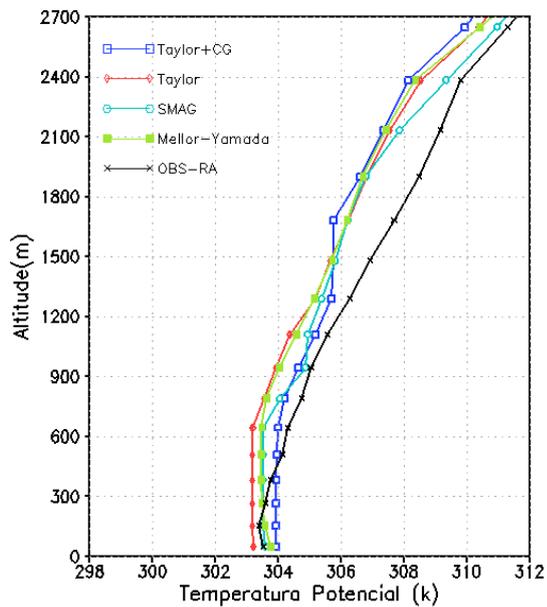


(b)

Figura 4.14 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 12Z (sem dado observado) e 15Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 12Z e 15Z.

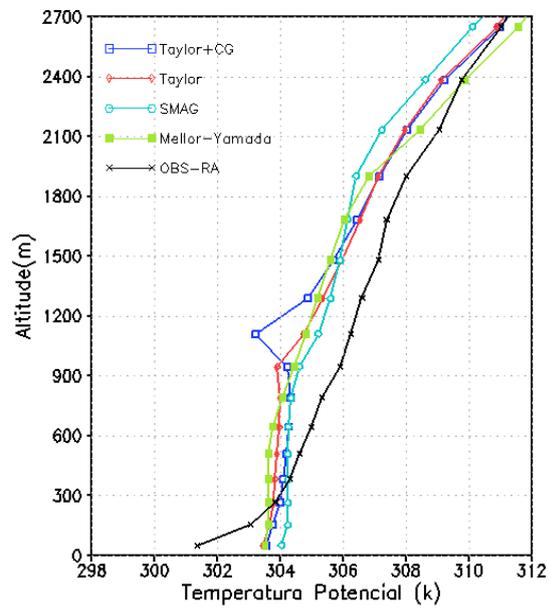


(a)

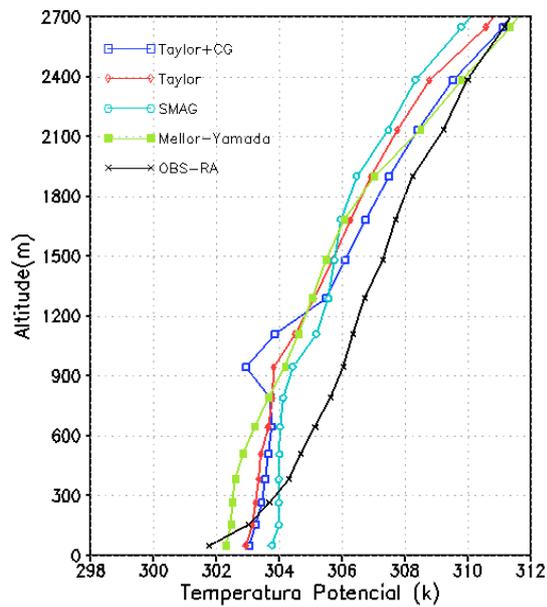


(b)

Figura 4.15 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 11/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos nos horários 18Z e 21Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru nos horários 18Z e 21Z.



(a)



(b)

Figura 4.16 - Perfil de temperatura potencial da parametrização da Teoria de Taylor (Taylor); Taylor mais Contra-Gradiente (Taylor+CG); Smagorinsky (SMAG); Mellor-Yamada; radiossondagens (OBS), para o dia 12/Fev/1999: (a) Localização da estação de Abracos no horário 00Z, (b) Localização da estação de Rebio Jaru no horário 00Z.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta como objetivo calibrar e inserir o termo de contra-gradiente na parametrização de turbulência de Taylor (1922) no modelo de meso-escala BRAMS. O termo de contra-gradiente permite uma extensão ao fechamento de primeira ordem, sem perder a simplicidade, mas agregando uma melhor descrição com o se espera de um modelo de turbulência.

A parametrização de Taylor tem sido utilizada para representar a turbulência em modelos gaussianos (MOREIRA et al., 2005) e lagrangianos de dispersão de poluentes (MOREIRA et al., 2011), inclusive para endereçar questões teóricas da turbulência Degrazia et al. (1999). (BARBOSA, 2007) implementou a codificação de turbulência baseada na teoria de Taylor para o modelo BRAMS na versão 3.2 e fez uma comparação com parametrizações de turbulência de Smagorinsk e Mellor-Yamada. Os resultados mostraram que a teoria de Taylor é competitiva em relação as parametrizações citadas com evidentes ganhos de desempenho computacional, algo sempre desejado quando se faz uso de previsão numérica operacional.

Na pesquisa descrita neste texto, a mesma versão do BRAMS e repetimos a simulação efetuada por (BARBOSA, 2007), empregando o mesmo período de simulação e os mesmos dados observacionais do projeto LBA.

Após a codificação do modelo de contra-gradiente no BRAMS, foi preciso calibrar a nova parametrização. Foram realizados alguns experimentos numéricos e chegou-se ao valor $\beta_g = 0,02$, como mencionado na Seção 3.3.1.

Após a calibração da nova parametrização, os resultados mostraram que o termo de contra-gradiente alterou os fluxos de radiação, onde se verificou um aumento na radiação de onda curta, em particular para o segundo dia de simulação.

Os resultados para os fluxos de calor latente e calor sensível também sofreram alterações. Somente no primeiro dia o resultado da simulação de Taylor ficou próximo do observado para o fluxo de calor sensível. Para os demais horários e para o fluxo de calor latente não é possível afirmar que ficou próximo ao observado.

Para os resultados do vento gerados pela simulação de Taylor + contra-gradiente é possível ver que o vento está bem localizado (pontual) em quase todos os horários para as duas estações.

Por fim, os resultados de perfis de temperatura potencial foram comparados com os

dados do projeto LBA. A análise mostra que a resposta do modelo não é imediata, ou seja, é necessário um tempo de simulação para que as variáveis do modelo possam registrar o efeito da interação com a nova parametrização. De fato, a correção representada pelo termo de contra-gradiente é pequena, pois seu valor numérico é pequeno, quando comparado com a difusividade turbulenta. Contudo, foi possível perceber que a introdução da nova parametrização tem potencial para melhorar o resultado da simulação, como mostrado nas tabelas de erro médio.

A parametrização de Taylor tem a vantagem de prover uma teoria para a modelagem da turbulência, sendo necessários dados experimentais para ajuste de constantes. A teoria de Taylor representa uma boa física para o processo, onde a energia dos grandes turbilhões está presente, que corresponde ao ingresso de energia no sistema, bem como o comportamento espectral no subdomínio inercial. A extensão proposta e testada nesta dissertação é uma extensão à teoria e de aplicabilidade imediata.

Como trabalhos futuros, pretende-se realizar mais testes de verificação para realizar uma estatística do desempenho da parametrização com o objetivo de torná-la operacional no cotidiano do CPTEC-INPE.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA, J. P. S. **Novas parametrizações de turbulência atmosfera para o modelo BRAMS**. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em:
<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/07.02.16.51/doc/dissertacao_joice_PSBarbosa.pdf>. vii, ix, 3, 14, 25, 26, 47

BRAMS. **Model Description**. 2014. Disponível em:
<<http://brams.cptec.inpe.br/brams3.2/index.shtml>>. 5

_____. **About BRAMS**. 2016. Disponível em:
<<http://brams.cptec.inpe.br/about/>>. 5

CAMPOS VELHO, H. F. **Modelagem matemática em turbulência atmosférica**. [S.l.]: Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional, 2010. ISSN 2175-3385. 13, 14, 15

CHARNEY, J. G.; FJÖRTOFT, R.; NEUMANN, J. v. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus**, Wiley Online Library, v. 2, n. 4, p. 237–254, 1950. 1

CUIJPERS, J.; HOLTSLAG, A. M. Impact of skewness and nonlocal effects on scalar and boundary fluxes in convective boundary layers. **Journal of Atmospheric Sciences**, 1998. 20, 21, 22

DEARDORFF, J. W. The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 23, n. 5, p. 503–506, 1966. 3, 19

DEGRAZIA, G.; ANFOSSI, D.; CARVALHO, J.; MANGIA, C.; TIRABASSI, T.; VELHO, H. C. Turbulence parameterisation for pbl dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric environment**, Elsevier, v. 34, n. 21, p. 3575–3583, 2000. 15, 17, 18

DEGRAZIA, G.; ANFOSSI, D.; LUKASZCZYK, J. P.; VELHO, H. F. C. Universality of the lagrangian velocity structure function constant. **Academia Brasileira de Ciências**, v. 71, n. 3, p. 351–359, 1999. 47

DEGRAZIA, G.; MORAES, O. A model for eddy diffusivity in a stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 58, n. 3, p. 205–214, 1992. 14, 15

DEGRAZIA, G.; VELHO, H. C.; CARVALHO, J. Nonlocal exchange coefficients for the convective boundary layer derived from spectral properties. **Contributions to atmospheric physics**, Vieweg, v. 70, n. 1, p. 57–64, 1997. 16, 19, 21

FREITAS, E. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. São Paulo, 2003, 156p.** Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2003. 10

GIFFORD, F. Statistical properties of a fluctuating plume dispersion model. **Advances in geophysics**, Elsevier, v. 6, p. 117–137, 1959. 14

HAY, J. S.; PASQUILL, F. Diffusion from a continuous source in relation to the spectrum and scale of turbulence. **Advances in geophysics**, Elsevier, v. 6, p. 345–365, 1959. 14

HOLTSLAG, A.; BOVILLE, B. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 10, p. 1825–1842, 1993. 3

HOLTSLAG, A.; MOENG, C.-H. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 14, p. 1690–1698, 1991. 3, 21

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 3

MESINGER, F.; ARAKAWA, A. **Numerical methods used in atmospheric models.** [S.l.]: Garp, 1976. 8

MONIN, A.; YAGLOM, A.; LUNDGREN, T. Statistical fluid mechanics, vol. ii. **Journal of Applied Mechanics**, v. 43, p. 521, 1976. 1

MOREIRA, D. M.; TIRABASSI, T.; CARVALHO, J. C. Plume dispersion simulation in low wind conditions in stable and convective boundary layers. **Atmospheric environment**, Pergamon, v. 39, n. 20, p. 3643–3650, 2005. 47

MOREIRA, V. S.; DEGRAZIA, G. A.; ROBERTI, D. R.; TIMM, A. U.; CARVALHO, J. da C. Employing a lagrangian stochastic dispersion model and classical diffusion experiments to evaluate two turbulence parameterization schemes. **Atmospheric Pollution Research**, Elsevier, v. 2, n. 3, p. 384–393, 2011. 47

- RAMS. **Technical Description**. 2016. Disponível em:
 <http://www.atmet.com/html/docs/rams/rams_techman.pdf>. 6, 13
- RICHARDSON, L. F. **Weather prediction by numerical process**. [S.l.]:
 Cambridge University Press, 1922. 1
- ROBERTI, D.; VELHO, H. C.; DEGRAZIA, G. Identifying countergradient term
 in atmospheric convective boundary layer. **Inverse Problems in Engineering**,
 v. 12, n. 3, p. 329–339, 2004. 21, 22
- Silva Dias, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P. S.; NOBRE, C.;
 FISCH, G.; DOLMAN, A.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; FUENTES, J. D.;
 ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ,
 R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and
 rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the amazon region.
Journal of Geophysical Research, v. 107, 2002. 28, 30
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations:
 I. the basic experiment. **Monthly weather review**, v. 91, n. 3, p. 99–164, 1963. 3
- SORBJAN, Z.; SORBJAN, Z. **Structure of the atmospheric boundary layer**.
 [S.l.: s.n.], 1989. 16, 21
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]:
 Springer, 2012. 1, 2
- TAYLOR, G. I. Diffusion by continuous movements. **Proc. London Math. Soc**,
 v. 20, n. 1, p. 196–212, 1922. 47
- _____. Statistical theory of turbulence. **Proceedings of the Royal Society of
 London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 151, n. 873, p.
 421–444, 1935. 3, 14
- VELHO, H. de C.; HOLTSLAG, A.; DEGRAZIA, G.; PIELKE, R. **New
 parameterizations in RAMS for vertical turbulent fluxes**. 1998. 21, 22
- ZIMERMANN, H. **Zimora: um modelo numérico 3D de dispersão
 atmosférica**. 2009. 197 f. Tese (Doutorado) — Tese (Doutorado em
 Física)—Universidade Federal de Santa Maria Santa Maria, Santa Maria, 2009. 6