



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.29.01.35-TDI

**IMPACTO DA PARAMETRIZAÇÃO DE
PROPRIEDADES DE NUVENS NA SIMULAÇÃO DO
CLIMA NA REGIÃO DO ATLÂNTICO COM O MODELO
ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA DE INPE/CPTEC**

Marcus Jorge Bottino

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Paulo Nobre,
aprovada em 28 de fevereiro de
2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E2L5B5>>

INPE
São José dos Campos
2013

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@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.29.01.35-TDI

**IMPACTO DA PARAMETRIZAÇÃO DE
PROPRIEDADES DE NUVENS NA SIMULAÇÃO DO
CLIMA NA REGIÃO DO ATLÂNTICO COM O MODELO
ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA DE INPE/CPTEC**

Marcus Jorge Bottino

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Paulo Nobre,
aprovada em 28 de fevereiro de
2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E2L5B5>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

B659i Bottino, Marcus Jorge.
Impacto da parametrização de propriedades de nuvens na simulação do clima na região do Atlântico com o modelo acoplado oceano-atmosfera de INPE/CPTEC / Marcus Jorge Bottino. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxii + 102 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.29.01.35-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

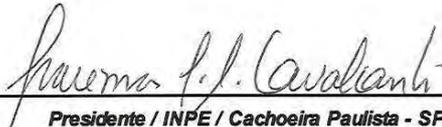
Orientador : Dr. Paulo Nobre.

1. Oceano Atlântico 2. ZCIT 3. cobertura de nuvens 4. modelo acoplado. I.Título.

CDU 551.581.1(261)

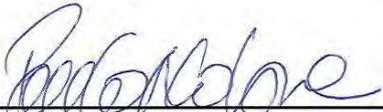
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



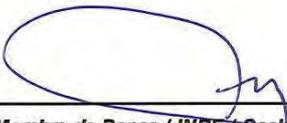
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Paulo Nobre



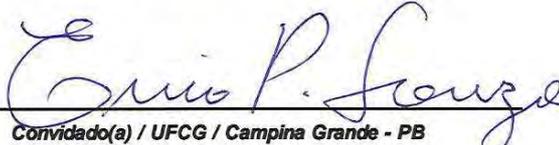
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



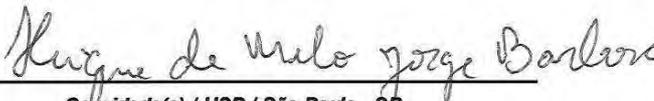
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Ênio Pereira de Souza



Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Marcus Jorge Bottino**

São José dos Campos, 28 de Fevereiro de 2013

*A meus pais,
Spartaco Bottino e
Maria Miquelina Jorge,
por todo amor dessa vida.*

AGRADECIMENTOS

Manifesto aqui minha gratidão ao professor Dr. Paulo Nobre, por seus ensinamentos e motivação dedicados para a realização deste estudo. Agradeço também aos amigos do grupo GEA, pelo apoio e interação com este trabalho: Marta Malagutti, Manoel Baptista Jr., Paulo Kubota e Luiz Irber Jr.. Muito Obrigado!

RESUMO

O ciclo sazonal da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e da Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT) do Atlântico tropical é investigado com o uso de um modelo acoplado oceano atmosfera global. Para estes fins foi utilizado o Modelo de Circulação Geral acoplado Oceano-Atmosfera (MCGOA) do INPE/CPTEC, onde os efeitos radiativos das nuvens na circulação do Atlântico são abordados através da implantação de um novo esquema de nuvens no modelo. O MCGOA foi rodado no modo de conjuntos e integrado por dois anos utilizando o esquema de nuvens original e o novo esquema. É demonstrado que a representação numérica da cobertura de nuvens melhora a simulação da marcha sazonal da ZCIT e o seu posicionamento no Atlântico, corrigindo um problema comumente encontrado em modelos acoplado oceano-atmosfera. Tais aprimoramentos na representação da ZCIT são alcançados pela redução de erros sistemáticos da TSM e da pressão na superfície do Atlântico. Isto decorre de uma melhoria na cobertura de nuvens baixas em sua transição entre as regiões subtropical e tropical, resultando numa melhor umidificação e estrutura térmica da camada limite atmosférica. A precipitação também foi afetada devido a uma redução do deficit de radiação na superfície e aos efeitos de resfriamento radiativo na estabilidade da atmosfera, resultando numa intensificação da precipitação continental, fator reconhecidamente importante para o acoplamento oceano-atmosfera e o ciclo sazonal da ZCIT.

IMPACTS OF CLOUDS PROPERTIES PARAMETERIZATION ON THE SIMULATION OF THE ATLANTIC REGION CLIMATE WITH THE INPE/CPTEC COUPLED OCEAN-ATMOSPHERE MODEL

Abstract

The simulation of the seasonal cycle of sea surface temperature (SST) and the Atlantic Intertropical Convergence Zone (ITCZ) are investigated with the use of a coupled ocean-atmosphere model. We compare simulations performed with two versions of the Coupled General Circulation Model (CGCM) of INPE/CPTEC tween runs, differing only by their cloud cover schemes. It is shown that the numerical representation of cloud cover enhances the simulation of the seasonal march of the ITCZ, correcting a problem found in most global coupled ocean-atmosphere models. Such enhanced ITCZ representation is achieved by reduced systematic errors of the Atlantic SST and sea level pressure (SLP) systematic errors over the tropical Atlantic, as well as by the improvement of continental rainfall.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - Série temporal da posição da ZCIT no Atlântico, definida como a latitude de vento meridional nulo (médio entre 40W e 20W), observado pelos dados da reanálise ERA-Interim (preto) e, simulado pelo modelo acoplado com o esquema de cobertura de nuvens do controle (CTRL, vermelho) e com o novo esquema de cobertura de nuvens (NECN, azul).	34
Figura 4.2 - Série temporal do (a) componente meridional do vento em 5°N, 30°W; (b) componente zonal do vento em EQ, 30°W; e (c) Temperatura da superfície em EQ, 0°E. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, o modelo acoplado na rodada de controle (CTRL, vermelho) e com o novo esquema de cobertura de nuvens (NECN, azul).....	37
Figura 4.3 - Como na Figura 4.3 para simulações da componente atmosférica com TSM observada.	39
Figura 4.4 - TSM média de MAM de 2004 (esquerda) e SON de 2004 (direita), observado pelos dados do NCEP-RTG SST (a, b) e a diferença do simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f), com respeito ao observado. Unidades em graus Celsius.	42
Figura 4.5 – Como na Figura 4.4 para MAM de 2005 (esquerda) e SON de 2005 (direita).....	43
Figura 4.6 - PNMM média de MAM de 2004 (esquerda) e SON de 2004 (direita), observado pelos dados do ERA-Interim (a, b) e simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f). Unidades em hPa....	45
Figura 4.7 - Como na Figura 4.6 para MAM de 2005 (esquerda) e SON de 2005 (direita).	46
Figura 4.8 - Precipitação média de 2004 (esquerda) e 2005 (direita), observado pelos dados do GPCP (a, b) e simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f). Unidades em mm/dia.	48

Figura 4.9 - Como na Figura 4.8 para a componente atmosférica com a TSM observada.	49
Figura 4.10. Saldo de radiação médio 2004-2005 de OC (esquerda) e OL (direita), para observação do ISCCP (a, b) e, para a diferença do MCGOA com CTRL (c, d) e com NECC (e, f) em relação ao observado. Unidades em W/m^2	52
Figura 4.11. Saldo de radiação médio 2004-2005 de OC+OL, para observação do ISCCP (a) e, para a diferença do MCGOA com CTRL (b) e com NECC (c) em relação ao observado. Unidades em W/m^2	53
Figura 4.12. Cobertura total de nuvens média 2004 a 2005 do (a) ISCCP, (b) ERA-interim e a diferença do MCGOA com (c) CTRL e (d) NECC com respeito ao ISCCP.	55
Figura 4.13 - Perfil vertical da fração coberta (esquerda) e lapse-rate ($d\theta/dp$) (direita) ao longo da secção transversal entre $12^\circ E$, $25^\circ S$ e $63^\circ W$, $14^\circ N$, médio do trimestre MAM de 2004, para a reanálise (a, b) e para o MCGOA com o esquema CTRL (c, d) e com o NECN (e, f). A fração coberta em unidades 0- 1 e o lapse-rate em K/hPa	57
Figura 4.14 - Como na Figura 4.13, para o trimestre SON de 2004.	58
Figura 4.15 - Como na Figura 4.13, para o trimestre MAM de 2005.	59
Figura 4.16 - Como na Figura 4.13, para o trimestre SON de 2005.	60
Figura 4.17 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre MAM de 2004.....	63
Figura 4.18 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre SON de 2004.....	64
Figura 4.19 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre MAM de 2005.....	65
Figura 4.20 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre SON de 2005.....	66

Figura 4.21 - Perfil vertical médio zonal no Atlântico da diferença na umidade relativa entre os esquemas NECN e CTRL, simulado pelo MCGOA em (a) 2004 e (b) 2005 e, simulado pelo MCGA em (c) 2004 e (d) 2005.	69
Figura 4.22 - Série temporal da distribuição zonal de ω_{500} (média 10°S, 5°S), (a) observado pela reanálise ERA-Interim, (b) simulado pelo MCGOA com o esquema CTRL e (c) com o esquema NECN. Unidades em hPa/dia.....	70
Figura 4.23 - Série temporal da precipitação (mm) média na Amazônia (a) pelo MCGOA e (c) pelo MCGA e, no Sahel (b) pelo MCGOA e (d) pelo MCGA. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, a simulação pelo CTRL (vermelho) e pelo NECN (azul).	72
Figura 4.24 - Série temporal do fluxo de calor latente na superfície médio na Amazônia (a) pelo MCGOA e (c) pelo MCGA e, no Sahel (b) pelo MCGOA e (d) pelo MCGA. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, a simulação pelo CTRL (vermelho) e pelo NECN (azul). Unidades em W/m^2	74
Figura 4.25 - Série temporal de 2004-2005 sobre a Amazônia do perfil de liberação de calor latente convectivo (K/dia) do (a) CTRL e (b) NECN e, do perfil de fonte de umidificação convectivo (g/kg/dia) do (c) CTRL e (d) NECN. O gráfico a direita mostra o perfil médio anual.	76
Figura 4.26 - Série temporal sobre a Amazônia do perfil de umidade relativa (0-1) da (a) reanálise ERA-Interim e simulado com os esquemas (b) CTRL e (c) NECN. O gráfico a direita mostra o perfil médio anual.	78
Figura 4.27 - Como na Figura 4.26, para o perfil da fração de cobertura de nuvens (0-1).	80

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Estatísticas do período 2004-2005 para duas variáveis posicionadas no Atlântico tropical, representadas pelo <i>RDQM</i> e <i>DM</i> (em parênteses) entre simulações do MCGOA com os dois esquemas e a reanálise ERA-Interim. Unidades de m/s.	39
Tabela 4.2. Saldo de radiação total OC+OL na superfície médio de 2004 e 2005, calculado para observações e para a diferença do MCGOA, com os dois esquemas de nuvens, do observado. Unidades em W/m^2	54

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

MCG	Modelos de Circulação Geral
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
MCGOA	Modelos de Circulação Geral acoplados Oceano-Atmosfera
ZCA	Zona de Confluência dos Alísios
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere
NCAR	National Center For Atmospheric Research

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
1.1.	Justificativa 6
1.2.	Objetivos 7
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 9
3	DADOS E MÉTODOS 17
3.1.	Dados observacionais..... 17
3.1.1.	Dados de Reanálise 17
3.1.2.	Dados da TSM..... 18
3.1.3.	Dados de precipitação..... 18
3.1.4.	Dados de Satélite..... 19
3.2.	Descrição do modelo..... 19
3.2.1.	Modelo atmosférico 19
3.2.2.	Modelo oceânico 20
3.2.3.	Modelo acoplado 21
3.3.	Esquema de nuvens 21
3.3.1.	Cobertura de nuvens..... 22
3.3.2.	Propriedades ópticas das nuvens..... 28
3.4.	Descrição dos experimentos 30
3.5.	Métodos de análise 30
3.5.1.	Métodos estatísticos de avaliação 30
3.5.2.	Definição de secções transversais no Atlântico 31
4	RESULTADOS 33

4.1.	Simulação da ZCIT	33
4.2.	A simulação do clima no Atlântico	40
4.3.	Os efeitos do esquema de nuvens	50
5	CONCLUSÕES	83
6	SUGESTÕES	87
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	89

1 INTRODUÇÃO

A previsão, avaliação e mitigação dos impactos da variabilidade e mudança climática em muitos setores da sociedade, tais como agricultura, recursos hídricos, geração de eletricidade e saúde estão sendo amplamente abordados. Com o desenvolvimento da sociedade e os desafios de sustentabilidade enfrentados por muitos países que continuam a crescer, há uma necessidade cada vez maior de informações relevantes, oportunas e precisas sobre os processos e o estado do clima. Modelar o estado climático médio razoavelmente é considerado como um dos primeiros passos na direção de simular e prever as variações climáticas com os Modelos de Circulação Geral (MCG). Na região do Atlântico tropical, as condições climáticas devem ser bem simuladas pelos MCG para uma previsão acurada de chuvas (e secas) na América do Sul e Sarel (NOBRE et al., 2009; KUSHNIR et al., 2006), como também de furacões no Atlântico (KOSSIN; VIMONT, 2007). A evolução do gradiente meridional da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região do Oceano Atlântico tropical são associadas com a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a qual tem um impacto significativo na precipitação sobre o Oceano Atlântico tropical e os continentes vizinhos, especialmente sobre o norte e nordeste do Brasil (HASTENRATH; HELLER, 1977; NOBRE; SHUKLA, 1996). Desta forma, compreender os mecanismos que atuam na TSM e aprimorar os modelos climáticos é uma tarefa necessária para melhorar a capacidade prognóstica da precipitação sobre a região do Atlântico tropical e América do Sul.

Atualmente muitos MCG acoplados Oceano-Atmosfera (MCGOA) apresentam desvios sistemáticos, no Atlântico equatorial o gradiente zonal de TSM é simulado incorretamente, com águas mais frias no oeste do que no leste (DAVEY et al., 2002; RICHTER; XIE, 2008; TOZUKA et al., 2011). Dado que o oceano e a atmosfera são fortemente acoplados nos trópicos, o desenvolvimento desses erros nos modelos pode ser um resultado da intensificação de processos de retroalimentação positiva (BRACONNOT et al., 2007; DOI et al., 2010). No clima do Atlântico tropical, dois tipos de processos

acoplados ar-mar são importantes: a retroalimentação positiva zonal de Bjerknes (BJERKNES, 1969) e a retroalimentação positiva vento meridional- evaporação-TSM (WES em inglês) (Xie, 1999). A intensificação destes processos de retroalimentação imprime nos modelos acoplados uma alteração de seu estado climático, com desenvolvimento de processos compensatórios (STOWASSER; HAMILTON, 2006). Segundo Kushnir et al. (2006) a migração sazonal da ZCIT é tipicamente discutida em termos de duas características distintas: uma anomalia na TSM equatorial leste associada com mudanças na intensidade da assim chamada “língua fria” do Atlântico e, a variabilidade externa ao equador associada com mudanças na intensidade do gradiente meridional de temperatura através do equador. Utilizando simulações de diversos MCGOAs, Richter e Xie (2008) mostraram que desvios nos ventos de oeste na primavera boreal aprofundam a termoclina no leste, dificultando o desenvolvimento da “língua fria” no verão boreal. Esse desvio no vento zonal é sugerido por ser ligado aos erros na distribuição zonal de precipitação e sua influência na circulação. Breugem et al. (2008) indicaram que modelos do CMIP versão 3 (projeto de intercomparação entre modelos acoplados oceano-atmosfera globais) simulam uma espúria barreira superficial de água doce no sudeste do Atlântico tropical devido a uma excessiva precipitação. Seus resultados sugerem que a barreira de água doce contribui significativamente para o desvio positivo na TSM, pela supressão do entranhamento de águas frias profundas. Além disso, experimentos com modelos acoplados oceano-atmosfera mostram que a distribuição da convecção profunda entre o oceano e o solo exerce papel importante na manutenção da circulação através do equador, pela intensificação do cisalhamento do vento ao longo do equador e, portanto afetando a ressurgência equatorial (BRACONNOT et al., 2007; TOZUKA et al., 2011). A retroalimentação na convecção, circulação de grande escala, TSM e nuvens são ressaltadas como processos importantes nos modelos acoplados (TOZUKA et al., 2011).

A retroalimentação radiativa envolvendo as nuvens, especialmente as nuvens baixas, é uma das principais causas de incertezas nas projeções do painel de mudanças climáticas inter-governamental (IPCC, 2007). Os processos de

retroalimentação das nuvens nos MCG são discordantes não somente em magnitude, como também variam em sinal entre os modelos (CESS et al., 1996; BONY; DUFRESNE, 2005; WYANT et al. 2006). As causas para essas incertezas são relacionadas a vários fatores (ZHANG et al., 2010): 1) a variabilidade transiente e espacial das nuvens é tipicamente muito maior que o pequeno sinal de retroalimentação das nuvens; 2) as nuvens são altamente interativas com a dinâmica da circulação atmosférica; 3) em um MCG, as nuvens são simuladas com uma rede interativa de parametrização física. A representação dos processos convectivos e da camada limite atmosférica, em adição à parametrização de propriedades de nuvens, é conhecida por ser crítica para a predição da resposta das nuvens em modelos climáticos (SENIOR; MITCHELL, 1993; YAO; GENIO, 1999) e, estas estratégias diferem largamente entre os modelos. Permanece como uma questão aberta, o quanto do espalhamento na retroalimentação das nuvens entre os atuais modelos resulta de diferenças na convecção profunda, na camada limite, ou em ambas (BONY; DUFRESNE, 2005).

Os processos relacionados com as nuvens regularmente tratados nos MCG são: a condensação (não convectiva) tratada usualmente pela microfísica, os efeitos radiativos e a convecção rasa e profunda (JAKOB, 2001). Apesar do importante papel das nuvens no clima, elas são um fenômeno complexo, cuja representação é necessariamente simplificada nos MCG (BOVILLE et al., 2006). Para o cálculo dos fluxos radiativos pelo código radiativo são necessárias informações acerca de propriedades macro e microfísicas das nuvens. Estas propriedades são representadas nos usuais esquemas de radiação pela distribuição vertical: da quantidade de nuvens, denominada por cobertura de nuvens ou fração coberta; e da quantidade de água líquida e gelo da nuvem, assim como do tamanho efetivo de gotas e cristais de gelo (Liou 1992). Considerando a complexa interação nas componentes do modelo e o custo computacional, muitos modelos climáticos optam por métodos diagnósticos para prever a quantidade de nuvens (SLINGO, 1987; KAWAI; INOUE, 2006; COLLINS et al., 2004). Esta escolha também pode ser justificada pela comparação dos resultados de vários modelos que usam uma diversidade

de procedimentos (ZHANG et al., 2005). Para aplicações em simulações climáticas, Teixeira (2001) mostrou que relações diagnósticas baseadas, por exemplo, na umidade relativa e no conteúdo de água das nuvens, podem ser suficientes para obter uma predição realística da cobertura de nuvens.

No contexto do modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE/CPTEC (MCGOA-INPE/CPTEC), a componente atmosférica (MCGA-INPE/CPTEC) utiliza o esquema de cobertura de nuvens baseado no trabalho de SLINGO (1987), com algumas modificações descritas por KINTER III et al. (1997). Estudos prévios de simulações com o MCGA-INPE/CPTEC mostram erros sistemáticos nos fluxos radiativos, atribuídos em parte aos efeitos radiativos das nuvens, em especial à cobertura de nuvens diagnosticada pelo modelo (CAVALCANTI et al., 2002). A implantação de um novo esquema de radiação de Onda Curta (OC) obteve melhorias nos fluxos radiativos, contudo limitações no ganho foram atribuídas à parametrização das nuvens (BARBOSA et al., 2008).

Simulações com a versão recente do MCGOA-INPE/CPTEC, o qual é parte componente do Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM-OA2.3 em inglês) (NOBRE et al., 2012), indicam um significativo desvio sistemático negativo na TSM (águas mais frias) sobre as regiões tropicais e subtropicais dos oceanos, com exceção dos contornos no lado leste do Pacífico e do Atlântico Sul. Essa característica resulta num resfriamento do Atlântico Norte e aquecimento do Atlântico Sul e, relacionado com esta anomalia a banda de precipitação da ZCIT simulada pelo modelo é deslocada para sul. Sobre a bacia Amazônica o MCGOA subestima a precipitação, sendo que isto possivelmente esta conectado com os erros na TSM pela circulação de Walker sobre o oceano Atlântico, através dos ventos alísios e a inclinação da termoclina equatorial (NOBRE et al., 2012). Outros estudos com modelos acoplados apontam que a convecção continental e no Atlântico equatorial são importantes para o ciclo sazonal da ZCIT (BRACONNOT et al., 2007; TOZUKA et al., 2011; DOI et al., 2012).

Avaliação prévia de simulações produzida pelo MCGOA-INPE/CPTEC (com a mesma versão utilizada por Nobre et al. (2012)) indicou duas características

marcantes da distribuição de nuvens: 1) As nuvens baixas de inversão de subsidência são posicionadas em níveis muito elevados nas regiões subtropicais de águas frias, sem mostrar uma gradual elevação na transição para águas quentes nos trópicos. A presença de nuvens baixas tem um forte impacto na estrutura da camada limite atmosférica e nas condições da superfície (GARRATT, 1994). A evolução da camada limite atmosférica na transição entre as regiões subtropicais e tropicais tem grande efeito na modulação do transporte de calor e umidade pelos ventos alísios, que converge para ZCIT (ALBRECHT et al., 1995a; BRETHERTON et al., 1999); 2) A coluna com nuvens convectivas apresenta uma cobertura significativamente maior que o observado e com pouca variação vertical. Isto implica num excessivo resfriamento radiativo na média troposfera, que pode atenuar o efeito de aquecimento pela liberação de calor latente da convecção profunda, alterando a estrutura térmica da atmosfera e a sensibilidade da convecção (HOUTON; NIYOGI 2007).

Os fatos apresentados acima sugerem que os efeitos radiativos das nuvens possam estar impactando e limitando o desempenho do MCGOA-INPE/CPTEC, no que se refere à simulação do clima no Atlântico tropical. Em particular o esquema de cobertura de nuvens mostra limitações devido a alguns aspectos da formulação de Slingo (1987), apesar das modificações implantadas no esquema (KINTER III et al., 1997). A evolução desta metodologia resultou no esquema implantado no modelo acoplado do “National Center For Atmospheric Research” NCAR CCSM3 (COLLINS et al., 2004, 2006a), cujo diagnóstico da cobertura de nuvens é uma generalização do esquema de Slingo (1987). No modelo CCSM3 a formulação adotada para nuvens de inversão de subsidência mostra significativa correlação com as condições climáticas no oceano (KLEIN; HARTMANN 1993) e, a cobertura de nuvens baixas de supersaturação tem a sensibilidade diferenciada para as superfícies de oceano, solo e gelo. Resultados de simulações com o modelo acoplado do NCAR mostram bom desempenho, atribuído entre outros fatores pelo tratamento das nuvens (COLLINS et al., 2006b). Avaliações da cobertura de nuvens oceânica produzida por este modelo mostraram resultados

comparáveis à de outros reconhecidos modelos (WYANT et al., 2006, TEIXEIRA et al., 2011). O diagnóstico de propriedades ópticas das nuvens também pode estar contribuindo para os resultados obtidos por Nobre et al. (2012). Nesse estudo foi utilizado um esquema de propriedades ópticas baseado no modelo do NCAR CCM3. A versão posterior desse esquema, CCSM3, contempla algumas modificações como a prescrição do tamanho de gotas e a formulação para o tamanho dos cristais de gelo.

Devido ao forte acoplamento oceano-atmosfera no Atlântico tropical, elementos como a convecção profunda e a camada limite da atmosfera tem grande impacto no clima do Atlântico. A implantação no MCGOA-INPE/CPTEC de um novo esquema de propriedades de nuvens que contemple aprimoramentos do modelo do NCAR mostra-se como uma possibilidade de estudar o impacto radiativo das nuvens na simulação do clima no Atlântico e, de aprimorar a capacidade do modelo.

1.1. Justificativa

O efeito radiativo das nuvens é reconhecido como um importante elemento no acoplamento oceano-atmosfera, influenciando o clima do Atlântico tropical e o ciclo sazonal da ZCIT e, portanto, o regime de precipitação da América do Sul. Estudos prévios com o modelo acoplado do INPE/CPTEC indicam desvios sistemáticos na TSM do Atlântico tropical comprometendo a simulação e previsão do ciclo sazonal da ZCIT. Em adição, o modelo subestima a precipitação na bacia Amazônica, o que afeta a circulação de grande escala e o posicionamento da ZCIT. O esquema de nuvens deste modelo é apontado como um dos elementos responsáveis pelos erros nos fluxos radiativos produzido pelo modelo, impactando no balanço de energia na superfície e na circulação da atmosfera. Portanto, aprimoramentos no esquema de nuvens do modelo acoplado permitem investigar o impacto das nuvens no acoplamento oceano-atmosfera e na simulação do ciclo sazonal da ZCIT.

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste estudo é o de aumentar o conhecimento à cerca do papel dos efeitos radiativos das nuvens no clima da região do Atlântico tropical. A hipótese abordada baseia-se na importância das nuvens na modulação dos fluxos na atmosfera e de sua influência na distribuição da convecção, fator reconhecido pela sua participação na manutenção da circulação no Atlântico. Para alcançar esta informação os seguintes pontos são propostos:

- 1) Utilizar o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE/CPTEC para realizar experimentos de simulações climáticas.
- 2) Propor um novo esquema de propriedades de nuvens que contemple recentes aprimoramentos.
- 3) Avaliar simulações do modelo acoplado com o esquema original e com o novo esquema por meio de dados observados, visando identificar processos que impactem na reprodução do ciclo sazonal da ZCIT.
- 4) Realizar simulações numéricas adicionais com a componente atmosférica do MCGOA, usando a TSM observada como forma de auxílio na identificação de processos que se intensificam pelo acoplamento.

Como resultado final deste estudo, espera-se incrementar o conhecimento dos mecanismos que atuam no clima e, com isto, obter um aprimoramento na simulação do modelo acoplado.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O estudo do clima terrestre envolve a compreensão de complexos processos que ocorrem no sistema acoplado oceano-atmosfera-(solo-gelo-biosfera), profundamente afetados através das interações na interface das camadas limite oceânica e atmosférica. Diversos mecanismos de transferência atuam nesta interface para processar as trocas de momento e energia entre oceano e atmosfera. A TSM exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, mas de fato, as condições próximas à superfície do oceano, como também a resposta da coluna de água através da bacia oceânica, são importantes para a compreensão do papel dos oceanos no sistema climático e, sua relativa importância depende da escala de tempo de interesse. Com uma capacidade térmica aproximadamente 1000 vezes maior que a atmosfera, os oceanos podem ser vistos simultaneamente como um fator de amortecimento nas mudanças climáticas e, devido a sua habilidade para atuar como uma fonte ou sumidouro de umidade e calor participa como uma causa para a variabilidade climática. Os oceanos podem estocar e transportar calor, sua larga capacidade térmica age para reduzir os extremos sazonais de temperatura relativos àqueles sobre os continentes, enquanto a sua habilidade em transportar calor contribui para prover uma redução no gradiente de temperatura entre o equador e os polos. Globalmente o transporte de calor equador-polos pelos oceanos e pela atmosfera é de ordem semelhante, porém no hemisfério sul os oceanos são responsáveis por uma parcela maior que a atmosfera (ANDERSON, 1991). O interesse pelo conhecimento do transporte de calor nos oceanos foi consideravelmente incrementado nos últimos anos, com a verificação de que este transporte é um fator importante na compreensão da resposta climática ao aumento do CO₂ (TRENBERTH; FASULLO, 2008).

O oceano supre a atmosfera com vapor d'água e energia que influenciam o ciclo hidrológico e a energética da atmosfera, a qual, por sua vez, fornece água para os oceanos, em forma de precipitação, e energia. Neste processo acoplado os oceanos são movimentados pelo cisalhamento do vento à

superfície e pelas diferenças de densidade. Esta última corresponde, de uma maneira comum, ao aprofundamento de um fluido denso nas altas latitudes e a um enviesado movimento ascendente generalizado nas baixas latitudes. Esta circulação é chamada de termoalina, pois depende do efeito térmico e da salinidade, contribui na circulação média meridional dos oceanos, sendo importante na determinação da estratificação média dos oceanos. A circulação termoalina é afetada pela precipitação e pela água doce dos grandes rios através da alteração na salinidade, a água doce tem maior fluabilidade formando uma barreira para resfriamento radiativo no período de inverno, resultando em aumento da TSM e da precipitação e, assim esta interação gera um processo de retroalimentação positivo (BREUGEM et al., 2008; FOLTZ; MCPHADEN, 2009). A circulação oceânica produzida pelos ventos é importante para todas as latitudes, porém é mais marcada na circulação subtropical (ANDERSON, 1991). Uma característica marcante da circulação geral da atmosfera é a grande variação sazonal dos ventos do Hemisfério Norte (HN) em comparação com a baixa variabilidade do campo de vento na zona subtropical do Hemisfério Sul (HS). Esta situação se dá pelo efeito de continentalidade na pressão do ar, causando uma maior variação sazonal no cinturão de alta pressão subtropical do HN. O distúrbio sazonal da alta subtropical no HS é muito menos desenvolvido e os ventos mostram uma correspondente menor variação sazonal (WALLACE; HOBBS, 1977).

Muitas características do clima tropical são manifestações do acoplamento dinâmico e termodinâmico entre o HN e o HS. De todos os fenômenos que caracterizam a região tropical, a feição que mostra a mais clara interação dos hemisférios é a ZCIT. A região da ZCIT situa-se no cavado equatorial e constitui o ramo ascendente da circulação de Hadley, demarcando o equador meteorológico. Embora a radiação solar na média anual tenha um máximo precisamente sobre o equador, o clima da terra tem assimetria em relação ao equador que são mais pronunciadas no leste dos oceanos Pacífico e Atlântico tropical. A explanação para essa assimetria que favorece o HN antes que o HS, com águas mais quentes e a ZCIT, envolve os detalhes da geometria da costa e, sua manutenção depende de fatores como a cobertura de nuvens baixas

sobre águas frias (PHILANDER et al., 1996). Um conjunto de variáveis meteorológicas que atuam sobre a faixa equatorial dos oceanos pode definir a ZCIT, cita-se: a Zona de Confluência dos Alísios (ZCA), a região do cavado equatorial, as áreas de máxima TSM e de máxima convergência de massa, e a banda de máxima cobertura de nuvens convectivas (MELO et al., 2009). Considerando a região do Atlântico equatorial, a ZCIT migra sazonalmente, em condições normais, de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N), durante agosto-setembro, para sua posição mais ao sul (em torno de 2°S), durante março-abril (WALISER; GAUTIER, 1993).

A estimativa da evolução das anomalias de TSM, que são muitas vezes relativamente previsíveis, é empregada em MCGAs para fornecer meios de gerar previsões climáticas sazonais (GRAHAM et al., 2000; GODDARD; MASON 2002). O advento de modelos totalmente acoplados oceano-atmosfera (STOCKDALE et al, 1998), pretende melhorar as previsões sazonais já que, em teoria, é capaz de descrever a retroalimentação entre o oceano e a atmosfera, enquanto o MCGA assume que a atmosfera responde à TSM, mas por sua vez não é capaz de afetar os oceanos. Entre os muitos processos de retroalimentação entre o oceano e a atmosfera, as nuvens tem mostrado um papel importante na interação destes sistemas (WETHERALD; MANABE, 1980). As nuvens influenciam o sistema terra-atmosfera em uma variedade de formas, compondo uma parte intrínseca do sistema climático. Seus efeitos alteram as características do clima através de mecanismos de retroalimentação e, portanto, é objeto de estudo no desenvolvimento dos modelos de circulação geral da atmosfera (JAKOB, 2001; RANDALL et al., 2003).

A tarefa de representar corretamente as nuvens nos modelos de circulação geral é crítica, não somente pelo seu papel no ciclo hidrológico, mas também devido a sua significativa modulação no balanço de radiação. Segundo Liou (2002), as nuvens absorvem e espalham a radiação solar ou de onda curta (OC) e, assim, atuam no resfriamento da superfície de baixo albedo. Por outro lado, as nuvens absorvem e emitem eficientemente no espectro do infravermelho térmico ou de onda longa (OL). Elas agem para aquecer a

superfície e a atmosfera abaixo, pela absorção-emissão da radiação térmica que deveria escapar para os níveis superiores, enquanto emitem a baixas temperaturas produzindo resfriamento principalmente no topo da nuvem. Para as nuvens baixas, domina a ação da refletividade na OC e, portanto, o efeito líquido na superfície é seu resfriamento. As nuvens altas tem um grande efeito de “aprisionamento” na OL, podendo resfriar os altos níveis da troposfera e aquecer a superfície da terra, denominado como o efeito “estufa” das nuvens. Existe uma forte ligação entre o calor latente e efeitos de transporte convectivo e o campo de nuvens produzido, que afeta por sua vez o campo de radiação e a estrutura térmica da atmosfera (BONY; EMANUEL, 2001). A diversidade de efeitos radiativos causados pelas nuvens, em conjunto com os processos de retroalimentação, ilustra a complexidade de sua participação no tempo e clima.

O balanço de radiação na superfície do oceano é substancialmente afetado pela presença de nuvens baixas. Medições do “Earth Radiation Budget Experiment” (ERBE) indicam que as nuvens do tipo estratiforme participam no balanço de radiação no Topo da Atmosfera (TOA) na ordem de -100 W/m^2 e numa escala global média anual em cerca de -15 W/m^2 (HARRISON et al., 1990). Além disso, as nuvens baixas atuam na divergência dos fluxos radiativos que impactam localmente na flutuação através da absorção solar pelas nuvens e superfície e, pelo resfriamento radiativo, principalmente no topo das nuvens (LIOU 1992). Estes efeitos emergem como importante aspecto da retroalimentação das nuvens baixas e do problema das mudanças climáticas (STULL 1988). A retroalimentação das nuvens baixas tem sido abordada em termos da hipótese dos efeitos de duas principais propriedades – a quantidade de nuvens e a profundidade óptica das nuvens (STEPHENS 2010).

Nuvens que são limitadas em sua extensão vertical pela inversão de subsidência são uma característica intrínseca das denominadas nuvens sob o topo camada limite atmosférica (em inglês “Cloud Topped Boundary Layer”) e, consistem de três tipos principais: i) cúmulos rasos na forma de cúmulos de bom tempo; ii) estratos-cúmulos; e iii) estratos. As nuvens estratocúmulos são encontradas em uma camada limite relativamente rasa e bem misturada, que

ocorre sobre as águas frias e forte subsidência atmosférica, característico do lado leste subtropical das bacias oceânicas (KLEIN; HARTMANN, 1993). Sobre a circulação dos alísios nos trópicos, as nuvens estratocúmulos sofrem uma transição para cúmulos rasos e, então, eventualmente desenvolvendo em convecção cúmulos profundos sobre as águas quentes da ZCIT (ALBRECHT et al., 1995a; MILLER et al., 1998; BRETHERTON et al., 1999). Estudos observacionais salientam a importância da evolução da camada limite na transição entre as regiões subtropicais e tropicais, emergindo a noção de que a camada limite subtropical controla a estrutura da inversão nos trópicos; isto é, a altura da inversão é dinamicamente estendida para os trópicos de tal forma que existe pouca variação na profundidade da camada limite tropical (SHUBERT et al., 1995; WOOD; BRETHERTON, 2004).

A formação e a manutenção de uma extensa camada de estratocúmulos são associadas com algumas características, como as seguintes (DRIEDONKS; DUYNKERKE, 1989):

- 1) Estratificação incondicionalmente estável na média troposfera. Esta confina a convecção da superfície e forma nuvens numa camada limite relativamente rasa sob uma intensa inversão térmica, com supressão da convecção úmida profunda.
- 2) Um suprimento de umidade da superfície com mistura vertical através da camada limite, podendo ser causado por forte cisalhamento na superfície e/ou pelo resfriamento radiativo no topo das nuvens.

Esses são requerimentos cruciais para formação e manutenção do “deck” de nuvens, ao contrário de fatores que tendem a dissipá-las (i.e., que tendem a secar a camada limite). Incluem-se nestes fatores o entranhamento no topo da nuvem, subsidência de grande escala e, aquecimento da camada limite devido a um fluxo de calor na superfície ou absorção da radiação solar. O suprimento suficiente de umidade da superfície (via evaporação) para a camada de nuvens compensa esse processo de dissipação e sustenta os estratos-cúmulos. Como consequência direta da necessidade do fluxo de umidade, as camadas de

estratocúmulos são encontradas principalmente sobre o mar. Variações diurnas desacoplam a camada de nuvens dos processos turbulentos na superfície reduzindo a cobertura. Enquanto o ar se move sobre a TSM mais quente, a camada limite se aprofunda e as nuvens estratocúmulos tornam-se permanentemente desacopladas da camada de mistura superficial (ALBRECHT et al., 1995a). Neste ponto, o resfriamento radiativo no topo das nuvens é o principal mecanismo para sustentação da mistura e das nuvens (GARRATT, 1994).

A comparação de modelos de circulação com dados de satélite mostra que existe grande divergência na representação da evolução da camada limite sobre o oceano, em grande parte atribuída à cobertura de nuvens produzida pelo modelo e sua participação nos processos de retroalimentação (WYANT et al., 2006; ZHANG; BRETHERTON, 2008). Associado a esse problema, Teixeira et al. (2008) apontam que apesar de muitos avanços, os modelos de previsão de tempo e de clima representam os fluxos turbulentos da camada limite de forma pouco realística. Um problema comum na parametrização da camada limite é a resolução vertical dos modelos climáticos, as fortes inversões de temperatura e umidade, como aquelas encontradas no topo dos estratocúmulos, são dificilmente representadas.

Independente da técnica aplicada, a solução numérica das equações hidrodinâmicas que governam os movimentos atmosféricos envolve em algum estágio a aproximação destas equações diferenciais aplicadas a uma grade com células de volume finito. O tamanho típico da grade dos modelos globais atuais está em torno poucas dezenas de quilômetros em aplicações de previsão de tempo, até a faixa de 100 a 200 km nos modelos climáticos. Modelos usando estes tipos de tamanho de grade são normalmente referidos como modelos de grande escala. Processos que agem numa escala menor que o tamanho da grade são, per se, não representados na solução das equações diferenciais finitas. Entretanto, eles podem afetar consideravelmente o escoamento, por exemplo, quando uma grande quantidade vapor d'água, calor e momento são transportados pela turbulência e movimentos convectivos.

Desde que o tratamento explícito do assim chamado “processos de escala de subgrade” é geralmente proibitivo computacionalmente, somente seus efeitos estatísticos no estado médio (no sentido da grade) podem ser considerados. As variáveis do modelo são somente conhecidas na escala resolvida, sendo assim a descrição destes efeitos estatísticos tem que ser expressas em termos da escala resolvida e, a técnica geral envolvida é referenciada como parametrização física (JAKOB, 2001).

A primeira coisa a entender é que a cobertura parcial de nuvens só pode ocorrer se houver variabilidade horizontal na escala de sub-grade da umidade e/ou temperatura (controlando a proporção de mistura de saturação). Se a temperatura e umidade são homogêneas, em seguida, a caixa de grade inteira é subsaturada e, portanto, céu claro, ou supersaturada e nublada. Flutuações de temperatura e umidade podem causar a umidade exceder o valor saturado na escala de sub-grade. Se for assumido que todo o excesso de umidade é imediatamente convertido em água de nuvem (e da mesma forma que qualquer gota de nuvem pode evaporar instantaneamente em condições subsaturado), então é claro que a umidade relativa (UR) média da grade deve ser inferior a unidade se a cobertura de nuvens também é menor que a unidade, uma vez que dentro das partes nubladas da caixa de grade $UR=1$ e, no céu claro $UR<1$. De um modo geral, uma vez que as nuvens são improváveis quando a atmosfera é seca e, desde que RH é identicamente 1 quando $C=1$, é susceptível de ter correlação positiva entre RH e a fração coberta por nuvens.

A parametrização da cobertura de nuvens nos usuais MCG é formulada comumente por: 1) métodos diagnósticos baseados principalmente na umidade relativa (SUNDQVIST, 1978; SLINGO, 1987; SMITH, 1990; BERG; STULL, 2005); 2) métodos diagnósticos que utilizam funções de distribuição de probabilidade (FDP) (SOMMERIA; DEARDOFF, 1977; BOUGEAULT, 1981; XU; RANDALL, 1996b); e, 3), métodos prognósticos (TIEDTKE, 1993; JAKOB, 2001). Um aspecto inconveniente desses métodos é a dependência de parâmetros de ajuste e, que são dependentes do regime atmosférico, ou de suposições a cerca dos processos de fonte e sumidouros, como nos métodos

prognósticos. Dado que estes métodos informam estatísticas da quantidade de nuvens, torna-se necessário a definição de um critério de organização horizontal e vertical das camadas com nuvens, para o computo dos fluxos radiativos. Além destes aspectos as nuvens interagem nos fluxos radiativos e na dinâmica da atmosfera, produzindo diversos processos de retroalimentação (CESS et al., 1996; STEPHENS, 2005). Nestas condições, o desenvolvimento da parametrização de nuvens tem sido uma tarefa árdua e, diversos métodos de avaliação foram propostos com o objetivo de esclarecer o comportamento das nuvens simuladas (JAKOB, 2001; RANDALL et al., 2003). No esquema de cobertura de nuvens proposto por Slingo (1987), a formulação da nebulosidade depende de valores críticos associados: a umidade relativa na qual inicia a condensação local, a velocidade vertical de grande escala onde a subsidência produz erosão das nuvens baixas e, a intensidade mínima da inversão térmica para formar nuvens estrato-cúmulos. A nebulosidade convectiva também depende de coeficientes relacionados com a taxa de precipitação e a forma de sua distribuição vertical.

A metodologia de Slingo (1987) foi utilizada no modelo do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) até 1995, quando foi substituída pelo método prognóstico de Tiedtke (1993). Esse método também foi adotado pelo modelo atmosférico global do “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory” (GFDL) (ANDERSON et al., 2004). A generalização do método de Slingo (1987) resultou nos esquemas de nuvens utilizados em alguns dos atuais modelos globais, como: no Global Spectral Model (GSM) do Japan Meteorological Agency (JMA) (KAWAI; INOUE, 2006); no CAM do NCAR (COLLINS et al., 2004); e, no GEOS-5 do Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) (RIENECKER et al., 2008). Métodos baseados em funções de densidade de probabilidade relacionando variáveis conservativas (razão de mistura de água total e temperatura da água líquida) são utilizados em MCGs como o do Max Planck Institute (ECHAM5) (TOMPKINS, 2002).

3 DADOS E MÉTODOS

Neste estudo, o impacto radiativo das nuvens na circulação da região do Atlântico tropical foi abordado utilizando o MCGOA-INPE/CPTEC. A forma de tratar esta importante questão do sistema acoplado oceano-terra-atmosfera foi esquematizada por experimentos com o mesmo modelo acoplado utilizando dois esquemas diversos de nuvens. As simulações do período 2004-2005 foram validadas por dados da atmosfera de reanálise e de observações de TSM e precipitação, descritos na seção 3.1. A descrição geral das características do MCGOA-INPE/CPTEC e a configuração adotada para as suas parametrizações físicas são apresentadas na seção 3.2. O esquema de nuvens original do modelo, assim como o novo esquema desenvolvido é descrito na seção 3.3. A arquitetura idealizada para os experimentos deste estudo é descrita na seção 3.3. A formulação da análise estatística e a definição de secções transversais são apresentadas na seção 3.4.

3.1. Dados observacionais

3.1.1. Dados de Reanálise

As condições da atmosfera simuladas foram avaliadas por dados de Reanálise do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) denominada como ERA-interim (SIMMONS et al., 2006). A reanálise ERA-interim utiliza o método de assimilação 4D-Var com ingestão de dados a cada 12 horas em conjunto com um MCGA de resolução horizontal T255 (DEE et al., 2011). Arquivos da reanálise foram obtidos por "download" no site do ECMWF (URL: <http://www.ecmwf.int/>). Os dados disponíveis são compostos por: campos em um nível específico ou integrais verticais e, estruturas verticais em 37 níveis de pressão, ambos com a resolução horizontal de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. A resolução vertical é de 25 hPa entre 1000 a 750 hPa e, de 50 hPa acima deste nível. Os produtos da reanálise como: fluxos radiativos na superfície e no TOA, fluxos de calor latente e sensível na superfície correspondem a integrais temporais no intervalo de 12 horas. Outros produtos como: vento a 10 m, temperatura de superfície, temperatura a 2 m, cobertura total de nuvens e, a

estrutura vertical da umidade relativa, vento, temperatura e fração coberta por nuvens, descrevem o estado no intervalo temporal de 6 horas. A fração coberta por nuvens da reanálise utiliza um método prognóstico (JAKOB, 1999, 2001), sendo utilizada para avaliar os resultados do modelo.

3.1.2. Dados da TSM

A condição de contorno para as simulações com a componente atmosférica é composta por dados de análise da TSM “optimum interpolation (Olv2)” (REYNOLDS et al., 2002). A análise usa dados de boias, navios, satélite e TSM simulada por cobertura mar-gelo. Antes de a análise ser computada, os dados de satélite são ajustados por desvios sistemáticos. A TSM utilizada nos experimentos é composta de médias mensais que são interpolados pelo modelo para dados diários ponderados pela data.

Os dados de TSM utilizados para avaliação do modelo acoplado foram os “Real-Time Global Sea Surface Temperature” do “National Centers for Environmental Prediction” (NCEP RTG SST) (THIÉBAUX et al., 2003). O NCEP RTG SST consiste de dados diários globais, produzidos por análise variacional alimentada por dados de boias e navios e, TSM derivada de observações por satélite. A adoção desse conjunto de dados para avaliar o modelo acoplado se deve a sua frequência temporal de seis horas e ser o mesmo conjunto utilizado pela reanálise ERA-interim. O conjunto de dados do período 2004 a 2008 foi obtido na resolução de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ e foram interpolados linearmente para resolução atmosférica do MCGOA ($1,875^\circ \times 1,875^\circ$).

3.1.3. Dados de precipitação

A precipitação foi avaliada pelos dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) produzidos no “Atmospheres at the NASA Goddard Space Flight Center” (ADLER et al., 2003). Estes dados são uma combinação de informações de diversas fontes, resultando em campos globais disponíveis em médias diárias e mensais. As fontes processadas no GPCP são baseadas em observações de superfície e produtos de satélite, os quais incluem estimativas

pelo canal do infravermelho e por sensores em micro-ondas. O produto utilizado neste estudo são médias mensais disponibilizadas na resolução de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ e foram interpolados linearmente para resolução atmosférica do MCGOA ($1,875^\circ \times 1,875^\circ$).

3.1.4. Dados de Satélite

Estimativas de fluxos radiativos na superfície e no TOA no período dos experimentos foi obtido a partir dos dados do ISCCP formato FD (ZHANG et al., 2004). Os fluxos radiativos de OC e OL são produzidos com base em informações de nuvens e condições atmosféricas, introduzidos em um código avançado de transferência radiativa. Isso tem sido gerado globalmente na frequência de 3-h numa grade de 280 km x 280 km. Um programa de decodificação dos dados fornece arquivos interpolados para uma grade regular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e, estes foram interpolados linearmente para a resolução do modelo acoplado.

3.2. Descrição do modelo

A versão do MCGOA-INPE/CPTEC utilizada neste estudo é constituída pelo MCGA do INPE/CPTEC acoplado ao modelo de circulação geral do oceano (MCGO) do “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory” (GFDL), “Modular Oceanic Model” versão 4p1 (MOM4p1). O acoplamento destas duas componentes é efetuado pelo “Flexible Modular System” do GFDL (FMS). As componentes do modelo e o procedimento de acoplamento são descritos a seguir.

3.2.1. Modelo atmosférico

O MCGA-INPE/CPTEC é um modelo global espectral, possuindo diversas opções de configuração. Neste estudo foi utilizada a mesma configuração do trabalho de Nobre et al. (2012), no qual foi adotada a dinâmica Euleriana com grade reduzida. As opções para parametrização física são compostas pelo modelo de superfície “Simplified Simple Biosphere” (SSiB) (XUE et al., 1991), difusão turbulenta da camada limite de Mellor e Yamada (1982) nível 2,

tratamento de ondas de gravidade (ANTHES, 1977), convecção profunda (GRELL; DEVENYI, 2002), convecção rasa (TIEDTKE, 1984), radiação de onda curta CLIRAD-SW-M (TARASOVA et al., 2006, CHOU; SUAREZ, 1999) e, radiação de onda longa (HASHVARDHAN; CORSETTI, 1984; HASHVARDHAN et al., 1987). Nos esquemas de radiação o dióxido de carbono é especificado globalmente, para o qual foi adotado o valor fixo de 370 ppm. A interação das nuvens nos esquemas de radiação é estabelecida pelo esquema de cobertura de nuvens e pelo esquema de propriedades ópticas da nuvem, os quais são descritos em seguida. A resolução horizontal adotada nas simulações no modo acoplado, com também no MCGA com TSM observada, é a T62, correspondendo a um truncamento triangular na onda zonal de número 62, o que corresponde a uma grade de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ em longitude e latitude aproximadamente. A resolução vertical nos dois modos é de 28 níveis sigma com espaçamento vertical variado.

3.2.2. Modelo oceânico

A componente oceânica MOM4p1-GFDL (GRIFFIES, 2009) inclui o modelo de gelo oceânico “Sea Ice Simulator” (SIS) (WINTON, 2000). A resolução horizontal é de 1 grau na direção longitudinal e, de $\frac{1}{4}$ de grau na direção latitudinal, na faixa tropical (10°S - 10°N) decrementando uniformemente para 1° nas latitudes inferiores a 45° e para 2° até 90° . Para o eixo vertical são adotados 50 níveis, com uma resolução de 10m nos 220m superiores, incrementando gradualmente para 370m nas regiões profundas.

As condições iniciais da circulação oceânica para a data do acoplamento, foram geradas pelo procedimento de “spinup”, forçando o MOM4p1 por vento, temperatura, umidade específica a 10m, PNMM, fluxos radiativos, cobertura e espessura do gelo marinho e, descargas dos rios. O “spinup” do modelo foi efetuado como em Nobre et al. (2012), iniciando com as correntes oceânicas imóveis e a estrutura de temperatura e salinidade climatológica de Levitus (1982) e, rodando o modelo por 13 anos forçado com condições da atmosfera climatológica, seguido por adicionais 55 anos (1950 a 2004) forçados por

campos atmosféricos interanuais. A descarga dos rios e o gelo marinho foram climatológicos durante todo o “spinup”.

3.2.3. Modelo acoplado

No MCGOA-INPE/CPTEC as trocas entre as componentes oceânica e atmosférica se dão pelo sistema acoplador FMS, sobre todo o domínio do globo, no passo de tempo de uma hora e não são utilizados métodos de correção de fluxos. O modelo atmosférico recebe do acoplador os campos de: TSM e albedo do oceano e do gelo marinho. As variáveis passadas para o modelo oceânico são: água fresca (precipitação líquida e sólida); umidade específica; fluxo de calor; difusão vertical das componentes da velocidade, fluxo de momento (vento a 10 m); e a pressão à superfície.

3.3. Esquema de nuvens

A representação das nuvens no código radiativo de onda curta e de onda longa requer, para cada camada da coluna da grade do modelo, a descrição da espessura óptica e da emissividade da nuvem, respectivamente. A fração horizontal coberta por nuvens (supondo que elas preencham verticalmente cada elemento) é utilizada para avaliar a espessura óptica e a emissividade equivalente da camada e, o caminho livre de nuvens entre todas as camadas. O caminho livre de nuvens utilizado no esquema de OL do MCGOA-INPE/CPTEC é o critério de sobreposição de camadas com nuvens (“cloud overlap”, em inglês) do tipo “aleatório ou randômico”. Supõe-se dessa forma, que as nuvens são aleatoriamente organizadas na vertical, logo, o caminho livre entre duas ou mais camadas com nuvens é menor do que se elas estivessem verticalmente sobrepostas (ver detalhes dos usuais critérios em Collins (2001)). Estas propriedades macro e microfísica das nuvens são determinadas no modelo por métodos diagnósticos, constituídos pelo esquema de cobertura de nuvens e pelo esquema de propriedades ópticas, denominados genericamente no texto por esquema de nuvens. O esquema de nuvens originalmente utilizado no MCGOA-INPE/CPTEC e o novo esquema com os aprimoramentos desenvolvidos neste estudo de tese são descritos a seguir.

3.3.1. Cobertura de nuvens

A componente atmosférica do modelo acoplado utiliza originalmente o esquema de cobertura de nuvens proveniente do modelo do Center for Ocean-Land-Atmosphere (COLA), baseado na metodologia elaborada por Slingo (1987) com modificações descritas por Kinter III et al. (1997). Esse esquema é padrão no MCGA quando se utiliza o esquema convecção profunda KUO ou GRELL. No modelo, esse esquema encontra-se formulado pela sub-rotina denominada por CLDGEN e, será adotado nas simulações do MCGOA e MCGA como controle (CTRL). Nota-se que no código do modelo estão presentes três sub-rotinas: a CLDGEN que é virtualmente a mesma que a CLDGN3, quando utilizado os esquemas de OC CLIRAD e de propriedades ópticas do CCM3; e, a sub-rotina CLDGN2 utilizada normalmente com o esquema de convecção Arakawa e Shubert (1974) relaxado. Neste estudo foi elaborado um novo esquema de cobertura de nuvens (NECN) tendo como base o esquema do modelo do NCAR CAM 3.0 (componente atmosférica versão acoplada CCSM3) (COLLINS et al., 2004). O diagnóstico da cobertura de nuvens do CAM 3.0 é uma generalização do esquema introduzido por Slingo (1987) com diversos aprimoramentos descritos por Collins et al. (2004). O novo esquema segue a estrutura do CAM 3.0 com algumas adaptações devidas a particularidades dos modelos. O esquema de cobertura de nuvens CTRL, como também o esquema do CAM 3.0, considera que a formação de nuvens se deve a três mecanismos: por supersaturação da camada, por inversão térmica de subsidência e pela convecção cúmulos. Devido à semelhança na metodologia de ambos os esquemas, será descrita a seguir a formulação do esquema CTRL e, a partir daí são discutidos os aprimoramentos adotados pelo novo esquema.

Esquema do controle

No esquema CTRL a cobertura de nuvens de cada tipo é diagnosticada pelas seguintes formulações:

- i) A cobertura total de nuvens convectivas (C_{CT}) é diagnosticada de acordo com a taxa de precipitação média das três últimas chamadas do esquema de convecção, segundo a expressão:

$$C_{CT} = a + b \ln P_{conv} \quad (3.1)$$

Em que a e b são constantes empíricas e P_{conv} é a taxa de precipitação convectiva média acumulada em unidades mm/dia. A cobertura é limitada ao valor máximo de 0,8. No esquema CTRL as constantes, $a=0,2457$ e $b=0,1253$, diferem ligeiramente de Slingo (1987) produzindo uma cobertura de nuvens convectiva um pouco inferior. A cobertura convectiva total é igualmente atribuída a todos os níveis entre a base e o topo da convecção $C_{C(k)} = C_{CT}$, para k entre o nível da base (k_{base}) e do topo (k_{topo}) das nuvens convectivas. Esta distribuição vertical da cobertura convectiva é adequada para o critério de “cloud overlap” do tipo “máximo”, no qual se supõem que as nuvens em cada camada estão exatamente sobrepostas verticalmente no domínio da grade. Contudo, o código radiativo de OL utiliza o critério de sobreposição “randômico”, o que resulta em um espaço livre de nuvens ($1 - C_{C(k)}$) inferior ao critério “máximo” para uma mesma distribuição vertical de nuvens e, conseqüentemente, em uma taxa de resfriamento radiativo significativamente maior.

- ii) Segundo Slingo (1987), as nuvens da bigorna não são capturadas por uma dependência com a umidade relativa, devido a uma umidificação inadequada da alta troposfera pelo esquema de convecção (no caso o KUO). Essa limitação foi contornada atribuindo nos casos em que a cobertura de nuvens convectivas é superior a 0,4 e o seu topo ultrapassar o nível de 400 hPa, pela relação:

$$C_{BI} = 2(C_{CT} - 0,3) \quad (3.2)$$

A nuvem alta da bigorna é alocada numa camada acima do nível do topo da convecção $k=k_{topo}+1$ (sendo que $k=1$ é o primeiro nível sigma do modelo).

- iii) A cobertura de nuvens de supersaturação é diagnosticada em cada camada do modelo de acordo com a formulação:

$$C_{S(k)} = [(UR_{(k)} - URc)/(1 - URc)]^2 \quad (3.3)$$

Em que $UR_{(k)}$ é a umidade relativa na camada k e, URc é a umidade relativa crítica. Esse parâmetro define o valor mínimo de umidade relativa para iniciar a formação nuvens em sub-regiões supersaturadas da camada e sua escolha é arbitrária e depende da eficiência do modelo em umidificar a atmosfera. No esquema CTRL os valores de umidade relativa crítica são $URc=0,8$ para as nuvens baixas e médias ($p \geq 400$ hPa) e, $URc=0,9$ para as nuvens altas ($p < 400$ hPa).

A cobertura de nuvens baixas de supersaturação é modificada devido ao efeito da subsidência de grande escala, segundo a expressão:

$$C_{sb(k)} = C_{S(k)} (1 - m^2) \quad (3.4)$$

Onde $m = (\omega_{(k)} + 5 \times 10^{-5}) 10^4$, $\omega_{(k)}$ é a velocidade vertical da camada em cbar/s. Nessa formulação $C_{sb(k)} = 0$ quando a subsidência for superior a 5×10^{-5} cbar/s e, $C_{sb(k)} = C_{S(k)}$ quando a velocidade vertical ascendente for mais intensa que -5×10^{-5} cbar/s.

- iv) Uma segunda classe de nuvens baixas é associada com a inversão térmica no topo da camada limite. Devido à dificuldade em representar estas nuvens pela umidade relativa (dado seu pequeno desenvolvimento vertical), Slingo (1987) propôs parametrizar a cobertura em função da intensidade da inversão térmica segundo a formulação:

$$C_{inv} = a \Delta \theta / \Delta p + b \quad (3.5)$$

Em que $\Delta\theta/\Delta p$ é a taxa de resfriamento (lapse rate) da camada mais estável em unidades K/hPa. No esquema CTRL os parâmetros $a=-6,67$ e $b=-0,267$, resulta em um lapse rate mais intenso que $-0,04$ K/hPa para iniciar a formação de nuvens. Esse limiar produz uma excessiva sensibilidade, dado que em outros esquemas este valor situa-se em torno de $-0,1 \sim -0,125$ K/hPa (SLINGO, 1987; KAWAI; INOUE, 2006; COLLINS et al., 2006a). Nos esquemas citados a nuvem de inversão térmica é posicionada na camada mais estável (nível no qual a temperatura potencial cresce com altura), entretanto no código do modelo a nuvem é posicionada em um nível acima da camada mais estável. A maior sensibilidade e o posicionamento mais elevado das nuvens no CTRL levam a um processo de retroalimentação pelo resfriamento radiativo, que resulta na elevação da inversão térmica e formação de nuvens em níveis cada vez mais elevados. Este efeito é mostrado nos resultados. Em adição, as nuvens de inversão são permitidas tanto sobre os oceanos, quanto sobre o solo, o que parece não ser conveniente dado que estas nuvens são predominantes sobre os oceanos (PHILANDER, 1996).

A combinação destes quatro tipos de nuvens diagnosticados resulta no perfil da fração coberta por nuvens C_k que é passado para os esquemas de radiação. No CTRL isso é efetuado segundo o seguinte critério: 1) para o intervalo no qual $p \geq 700$ hPa é selecionada a camada com maior cobertura entre as nuvens de supersaturação e nuvens de inversão térmica; 2) para $700 > p \geq 400$ hPa é selecionada a camada com maior cobertura de nuvens de supersaturação; 3) para $p < 400$ hPa é selecionada a camada com maior cobertura entre as nuvens de supersaturação e nuvens de bigorna. Como mencionado por Slingo (1987), por uma questão de simplicidade para o desenvolvimento e verificação do esquema, as nuvens são permitidas em somente uma camada para cada um dos níveis baixo, médio e alto. O inconveniente dessa restrição ocorre, por exemplo, no caso de distúrbios frontais com muitas camadas com nuvens (especialmente em resoluções verticais elevadas). Por fim a cobertura de nuvens nos três níveis concorre com a cobertura de nuvens convectivas.

Novo esquema de cobertura de nuvens

O novo esquema de cobertura de nuvens (NECN) segue a estrutura do NCAR CAM 3.0 (COLLINS et al., 2004), quanto à formação de nuvens de supersaturação e nuvens de inversão térmica. A formulação para cobertura de nuvens convectivas foi mantida em função da precipitação com algumas modificações. A formulação para o diagnóstico de nuvens da bigorna não foi adotada no novo esquema, dado que o esquema de convecção GRELL mostrou razoável umidificação no topo das regiões convectivas, permitindo que estas nuvens sejam detectadas pela umidade relativa.

A cobertura de nuvens de convecção profunda é determinada como no esquema CTRL pela equação 3.1, porém utilizando os coeficientes $a=0,25$ e $b=0,29$, os quais foram ajustados para os dados de Slingo (1987). Para obter uma compatibilidade da distribuição de nuvens com o critério de “overlap” do tipo aleatório do esquema de OL foi adotado o procedimento do modelo NCAR CCM2 (HACK et al., 1993). Nota-se que esse procedimento também é adotado no esquema da sub-rotina CLDGN2 (mencionada na acima). Com este procedimento a distribuição da fração coberta é tal, que a combinação aleatória de camadas $C_{C(k)}$ resulta no valor da cobertura total de nuvens convectivas C_{CT} , sendo formulado por:

$$C_{C(k)} = 1 - (1 - C_{CT})^{nc}, \quad k = k_{base}, \dots, k_{topo} \quad (3.6)$$

Em que $nc=1/(k_{topo}-k_{base})$. Testes iniciais com essa formulação indicaram pouca cobertura de nuvens convectivas, portanto adotou-se a suposição de que as nuvens de duas camadas vizinhas são sobrepostas verticalmente. Isso é obtido considerando na equação 3.6 a metade do valor de nc .

A cobertura de nuvens de supersaturação é diagnosticada em cada camada do modelo de acordo com a equação 3.3. A umidade relativa é considerada saturada nas regiões da camada coberta por nuvens convectivas, portanto $UR_{(k)}$ na equação 3.3 corresponde ao seu valor ponderado pela fração com convecção. A cobertura de nuvens de supersaturação do NECN difere do

CTRL nos pontos: 1) a formação de nuvens é permitida em todos, exceto para $k=1$; 2) as nuvens baixas não são atenuadas pela subsidência na camada; 3) o parâmetro de umidade relativa crítico tem o valor $URc=0,92$ para os níveis baixos com $p \geq 700$ hPa, $URc=0,82$ para $p < 400$ hPa e, linearmente interpolado entre estes dois intervalos. A maior sensibilidade para formação de nuvens altas com respeito às nuvens baixas está mais de acordo com resultados de observações e simulações com modelos de alta resolução (XU; RANDALL, 1996a, 1996b) e mostra ser o caso inverso pelos parâmetros adotados no esquema original. Devido a influência da variabilidade da superfície do solo nos processos de condensação das nuvens baixas, o parâmetro URc é modificado para aumentar a sensibilidade sobre o solo, subtraindo de URc o valor 0,05. A fim de evitar um excesso de nuvens baixas sobre temperaturas muito baixas em regiões polares, devido ao efeito da temperatura na umidade relativa, foi adotada a formulação de Vavrus e Waliser (2008). Nesta formulação a cobertura de nuvens baixas é reduzida linearmente em função da umidade específica da camada, a partir de valores inferiores a 3 g/kg até zero. Esse procedimento é utilizado no modelo NCAR CAM 4.0 e 5.0 e, mostrou-se eficiente para reduzir desvios na cobertura de nuvens na estação de inverno.

A cobertura de nuvens de inversão térmica é diagnosticada baseada nos estudos observacionais de Klein e Hartmann (1993), segundo a fórmula:

$$C_{inv} = 0,057LTS - 0,5573 \quad (3.7)$$

Em que $LTS = \theta_{700} - \theta_{sup}$ é uma medida da estabilidade estática na baixa troposfera (“Low Troposphere Stability” em inglês), θ_{700} é temperatura potencial no nível de pressão de 700 hPa e, θ_{sup} é temperatura potencial na superfície do oceano. Diferindo do esquema original, as nuvens de inversão térmica da Equação 3.7 são definidas somente sobre o oceano. De acordo com o esquema do CAM 3.0, as nuvens de inversão térmica são alocadas no nível da camada mais estável k_{inv} . Isso reduz a possibilidade de retroalimentação que eleva a camada de inversão e a nuvem, como discutido no caso do CTRL. Devido à aplicação indistinta da Equação 3.7 sobre todos os oceanos, foi

verificado no polo norte na estação de inverno uma excessiva cobertura de nuvens de inversão muito próxima à superfície, o que intensifica a radiação de OL descendente, provocando instabilidade no modelo acoplado. Para controlar esse excesso de nuvens, causado pelo grande valor de LTS sobre o gelo oceânico (θ_{sup} muito baixa), também foi adotada para as nuvens de inversão térmica a formulação de Vavrus e Waliser (2008), descrito acima.

A combinação dos três tipos de nuvens (C_{inv} , $C_{S(k)}$, $C_{C(k)}$) que define o perfil vertical da fração coberta, segue o critério do CAM 3.0. Primeiro as coberturas de nuvens de inversão térmica (no nível k_{inv}) e de supersaturação são mutuamente excludentes, de forma que para $k=k_{inv}$, $C_{S(k)}=\max[C_{inv}, C_{S(k)}]$. As nuvens de supersaturação e de convecção podem ser concomitantes na camada, assim o perfil da fração coberta por nuvens é definido segundo:

$$C_k = [C_{S(k)} + C_{C(k)}], k= 2, \dots, k_{max} \quad (3.6)$$

Em que k_{max} é o nível sigma da camada do topo do modelo.

3.3.2. Propriedades ópticas das nuvens

As propriedades ópticas da nuvem são parametrizadas na configuração original do MCGOA-INPE/CPTEC por um esquema baseado no modelo do NCAR CCM3 (KIEHL et al., 1996, 1998). Nesse esquema o conteúdo de água condensada da nuvem é diagnosticado por uma distribuição logarítmica em função da água precipitável (vapor d'água integrado na coluna) e, ponderada pela espessura da camada. A fração de gelo (f_{ice}) é avaliada por uma relação linear com a temperatura, partindo de zero para $T=263$ K, até um para $T\leq 243$ K. O raio efetivo de gotas d'água (re_l) é definido em função do tipo de superfície e temperatura: sobre o oceano é especificado $re_l=10$ μm ; e, sobre o solo $re_l=5$ μm , sendo incrementado linearmente a partir de $T=263$ K, até $re_l=10$ μm quando $T\leq 243$ K. O tamanho dos cristais de gelo (re_i) é parametrizado em função da pressão normalizada (níveis sigma), de forma que $re_i=10$ μm para $\text{sigma}\geq 0,4$ e, $re_i=30$ μm no topo da coluna ($\text{sigma}=0$). Nessa formulação os cristais de gelo: são menores no nível mais baixo (alta temperatura) e maiores

no topo (baixa temperatura), o que se mostra discordante com resultados observacionais (LIOU, 1992).

Simulações com o novo esquema de cobertura de nuvens (e a parametrização das propriedades óptica original) indicaram pouca radiação solar incidente à superfície, especialmente sobre os oceanos tropicais, justificado em parte por um excesso de nuvens baixas. As deficiências na radiação solar também são atribuídas ao albedo da nuvem, devido a valores elevados de espessura óptica, que é inversamente proporcional ao raio efetivo de gotas. Observações de nuvens baixas oceânicas baseadas em uma coleção de sensores sugerem $r_{ef}=14 \mu\text{m}$ como valor médio (STEPHENS, 2010), o que é significativamente maior do que utilizado no esquema original ($r_{ef}=10 \mu\text{m}$).

Os aspectos citados acima indicaram a necessidade de aprimoramentos na parametrização das propriedades óptica original, para assim, em conjunto com o novo esquema de cobertura de nuvens, obter uma melhor representação dos fluxos radiativos. A parametrização das propriedades ópticas da nuvem adotada é basicamente a mesma do controle, exceto por dois pontos que foram atualizados seguindo o esquema do modelo NCAR CAM 3.0 (COLLINS et al., 2004). Estes pontos se constituem: 1) O raio efetivo de gotas d'água sobre o oceano é especificado o valor $r_{ef}=14 \mu\text{m}$ e, sobre o solo $r_{ef}=8 \mu\text{m}$ incrementado linearmente até $14 \mu\text{m}$, a partir de temperaturas inferiores a 263 K ; 2) O tamanho dos cristais de gelo é parametrizado de forma tabular em função da temperatura baseado no esquema de Kristjánsson e Kristiansen (2000), na qual assume $r_{ef}=250 \mu\text{m}$ para $T=274 \text{ K}$ decaindo quase exponencialmente para $r_{ef}=6 \mu\text{m}$ quando $T \leq 180 \text{ K}$.

O impacto dessas mudanças no modelo mostrou um aumento de até 20% na emissividade nos altos níveis (entre 300 e 150 hPa) com respeito ao esquema original, produzido por cristais de gelo menores em baixas temperaturas e, que resultou num maior fluxo de OL descendente causados pelos cirros. O outro impacto dessas mudanças se deu na espessura óptica que foi reduzida de aproximadamente 15% em torno do nível de 800 hPa, refletindo num menor

albedo das nuvens baixas que propiciou uma redução nos desvios na OC sobre os oceanos tropicais.

3.4. Descrição dos experimentos

O modelo acoplado oceano-atmosfera e a componente atmosférica utilizando TSM observada foram integrados com os dois esquemas de nuvens: 1) a parametrização da cobertura de nuvens e de propriedades ópticas original do modelo (padrão para opção de convecção GRELL) e, adotado como controle; 2) a nova parametrização da cobertura de nuvens e modificações nas propriedades ópticas, adotado para avaliar os efeitos radiativos das nuvens. Estas variantes resultam em quatro tipos de experimentos que foram integrados no modo de conjuntos (“ensemble mode” em inglês). Para cada um dos quatro experimentos, um conjunto de dez membros foi integrado por um período de dois anos, cada um com a condição inicial nos dias 1 a 10 de janeiro de 2004. Para cada membro do conjunto foram usadas as condições iniciais da atmosfera provenientes da reanálise do “National Centers for Environmental Prediction” (NCEP/NCAR) (KALNAY et al., 1996) para o horário das 00:00 GMT. O estado inicial do oceano para as mesmas datas provém de uma rodada de “spinup” do MOM4p1 que usou os campos atmosféricos prescritos de momento, radiação, temperatura do ar e, água fresca como descrito anteriormente nesta seção. O modelo foi integrado por cinco anos, no qual as saídas das condições atmosféricas foram requeridas numa frequência de seis horas e, as condições oceânicas numa frequência mensal.

3.5. Métodos de análise

3.5.1. Métodos estatísticos de avaliação

O conjunto de dez membros das simulações com o MCGOA e o MCGA, efetuadas com o esquema de nuvens original e o novo, foram analisados pela média aritmética dos dez membros, estas assim representando cada uma das quatro configurações. As saídas do modelo atmosférico constituem-se de variáveis de estado (incluindo a fração coberta por nuvens) expressando a

condição no instante do passo de tempo e, de variáveis acumulativas (como fluxos) no período de seis horas. Desta forma as saídas do modelo são concordantes com os dados da reanálise ERA-Interim e, a comparação numérica foi efetuada por interpolação linear da reanálise para resolução do modelo (que tem menor resolução). A avaliação objetiva da qualidade das simulações com respeito às observações foi efetuada pelos índices estatísticos: desvio médio (DM) e raiz do desvio quadrático médio (RDQM), seguindo as definições recomendadas pelo “World Meteorological Organization” (WMO):

$$DM = (1/n)\Sigma(P-O) \quad (3.7)$$

$$RDQM = [(1/n)\Sigma(P-O)^2]^{1/2} \quad (3.8)$$

Em que P é o valor da previsão da propriedade em questão, O é o correspondente valor observado (verificado) e, n é o número de pontos de grade e/ou de tempos considerados.

3.5.2. Definição de secções transversais no Atlântico

A verificação do regime de nuvens da camada limite e de outras propriedades simuladas na transição entre as regiões subtropicais e tropicais foi efetuada utilizando a metodologia adotada no “GCSS/WGNE Pacific Cross-Section Intercomparison” (GPCI) (TEIXEIRA et al., 2011). Naquele trabalho são comparados resultados de diversos MCG com reanálises do ECMWF numa secção transversal entre a costa da Califórnia e a região da ZCIT no centro do Pacífico. O princípio desta análise é definir uma secção transversal ao longo da trajetória do escoamento dominante entre a região da alta subtropical e a região da ZCIT, buscando assim capturar os processos que atuam nessa transição.

Considerando as áreas geográficas de interesse, foram definidas duas secções transversais no Atlântico representativas da transição entre as regiões das altas subtropicais, região dos estratocúmulos próxima à costa da África, até a

região equatorial próximo à costa norte da América do Sul. A especificação das secções transversais consiste da amostragem de 23 pontos no:

- 1) Atlântico Sul, iniciando em 12°E , 25°S , procedendo para norte num incremento de $-2,5^{\circ}$ em longitude e de $1,75^{\circ}$ em latitude, até 43°W , $13,5^{\circ}\text{N}$; e,
- 2) Atlântico Norte, iniciando em 32°W , 8°S , procedendo para norte num incremento de 1° em longitude e de 3° em latitude, até 10°W , 58°N .

Ambas as secções se interceptam na posição média da ZCIT (30°W , 5°S). Para obter uma melhor generalização das condições atmosféricas na transição meridional das secções transversais, para cada coordenada de latitude foi calculado o valor médio de três pontos de grade alinhados na direção zonal. A análise apresentada nos resultados deste estudo consiste de médias temporais do perfil da propriedade analisada ao longo da secção transversal.

4 RESULTADOS

O impacto radiativo das nuvens na circulação do Atlântico tropical e no ciclo sazonal da ZCIT é abordado neste estudo através de simulações com o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE/CPTEC (MCGOA) utilizando dois esquemas de parametrização de propriedades das nuvens. O estudo consiste de experimentos com a formulação de nuvens original do modelo acoplado, adotado como controle (representado a seguir pela sigla CTRL) e com um novo esquema de cobertura de nuvens (representado a seguir pela sigla NECN) que inclui modificações no esquema de propriedades ópticas (a formulação dos esquemas foi descrita na seção 3.3). A compreensão do papel das interações entre nuvens-radiação-convecção e a circulação de grande escala na região do Atlântico tropical foi favorecida por comparações com simulações da componente atmosférica (MCGA-INPE/CPTEC) utilizando a TSM observada. O modelo foi integrado durante o período de 2004 a 2005, sendo inicializado a partir de dez condições iniciais e, os resultados apresentados a seguir correspondem à média aritmética dos dez membros.

4.1. Simulação da ZCIT

A ZCIT é uma banda de nebulosidade convectiva na região equatorial/tropical dos oceanos, associada à confluência dos alísios e, a simulação da marcha anual da ZCIT no Atlântico foi primeiramente avaliada pela série temporal da região de confluência dos ventos alísios, inferida pela posição latitudinal onde a componente meridional do vento é nula (DOI et al., 2012). A Figura 4.1 mostra a série temporal da posição da ZCIT (média entre as longitudes de 34°W e 20°W) observado pela reanálise ERA-Interim e simulado pelo MCGOA usando os esquemas CTRL e NECN. A reanálise mostra um ciclo anual da ZCIT com sua posição mais ao sul próximo ao equador nos meses de fevereiro e março e, posição mais ao norte (aproximadamente 11°N) no período de agosto e setembro, semelhante aos resultados climatológicos obtidos de outras reanálises (DOI et al., 2012). Tomando como referência a latitude de 5°N para posição média da ZCIT, a reanálise indica o deslocamento da ZCIT para o norte no período entre os meses maio e junho, característica que corresponde

ao observado pela posição da convecção profunda estimada por satélite (WALISER; GAUTIER, 1993; BOTTINO et al., 2003).

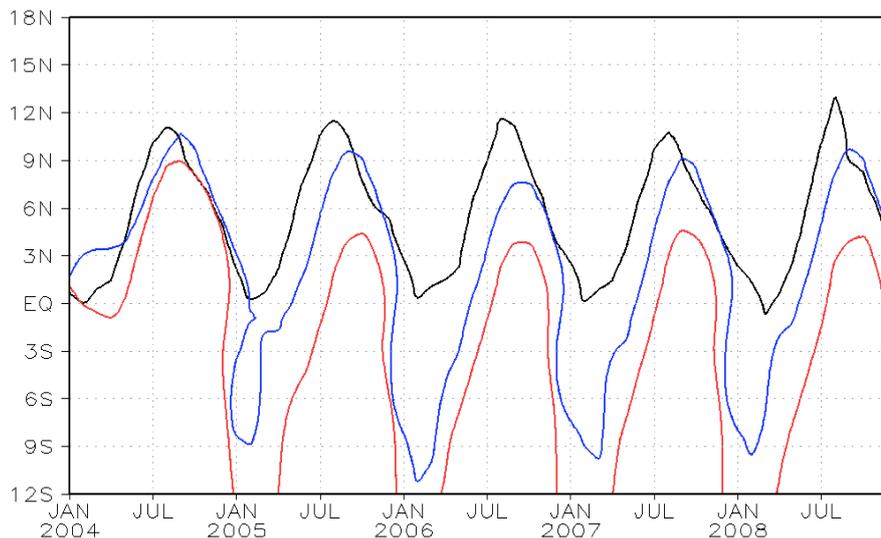


Figura 4.1 - Série temporal da posição da ZCIT no Atlântico, definida como a latitude de vento meridional nulo (médio entre 40W e 20W), observado pelos dados da reanálise ERA-Interim (preto) e, simulado pelo modelo acoplado com o esquema de cobertura de nuvens do controle (CTRL, vermelho) e com o novo esquema de cobertura de nuvens (NECN, azul).

A simulação do ciclo sazonal da ZCIT pelo MCGOA (média de dez membros) mostra características distintas para os dois esquemas de cobertura de nuvens (Figura 4.1). Comparado aos dados de reanálise, a simulação do controle mostra um deslocamento para sul do ciclo sazonal da ZCIT durante o primeiro ano de integração, que amplia a partir do segundo ano de integração. O deslocamento anômalo da ZCIT para o sul é um comportamento constatado também em outros modelos acoplados (BRACONNOT et al., 2007). O deslocamento para sul da ZCIT com o esquema CTRL vem acompanhado de um atraso em sua marcha para o norte, estimada em aproximadamente um mês e meio (tomando como referência a latitude de 5°N) no ano de 2004 e, aproximadamente três meses a partir do segundo ano de integração; além de efetivamente 5°N ser a posição mais ao norte, alcançada pela ZCIT a partir do

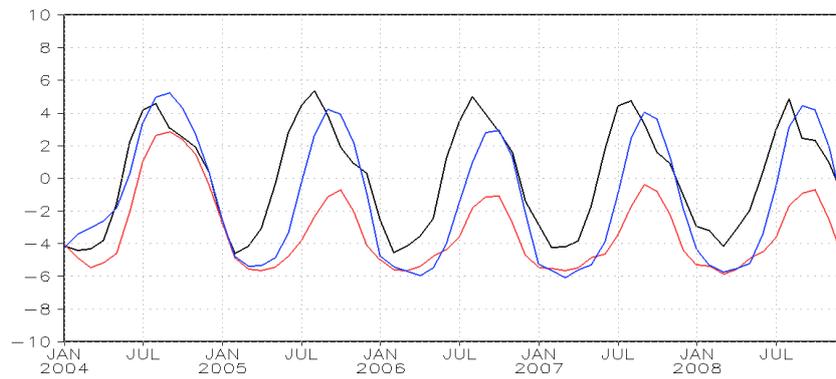
segundo ano da integração de controle. A simulação do ciclo sazonal da ZCIT com o esquema NECN, por sua vez, teve um melhor ajuste àquele da reanálise, apresentando menor deslocamento para sul com respeito ao esquema CTRL e redução no atraso na marcha da ZCIT para o norte, caindo à metade o tempo de atraso da ZCIT simulada pelo MCGOA, relativo àquele do caso CTRL. Vários processos de retroalimentação envolvendo a TSM, nuvens, vento e evaporação atuam na manutenção da ZCIT numa posição média anual ao norte do equador (XIE; SAITO, 2001). Os motivos que levaram ao aprimoramento na representação do ciclo sazonal da ZCIT pelo MCGOA, obtido pelas alterações no esquema de nuvens são explorados a seguir.

O impacto do esquema de cobertura de nuvens na simulação da marcha anual da ZCIT é investigado pela evolução temporal de três índices, como segue. Tomou-se a posição de 30°W, 5°N, representado o “centro de massa” da ZCIT no Atlântico (HASTENRATH, 1984), para monitorar a componente meridional do vento à superfície (a 10 m); 30°W, 0°N para monitorar a componente zonal do vento na superfície, de modo a medir o efeito do vento no “upwelling” equatorial; e 0°W, 0°N para monitorar a variabilidade da TSM na posição onde modelos globais acoplados oceano-atmosfera apresentam erros sistemáticos sobre o Atlântico Equatorial (RICHTER; XIE, 2008; DOI et al, 2012). Esses três índices para os dados da reanálise ERA-Interim e os experimentos com CTRL e NECN, são mostrados na Figura 4.2.

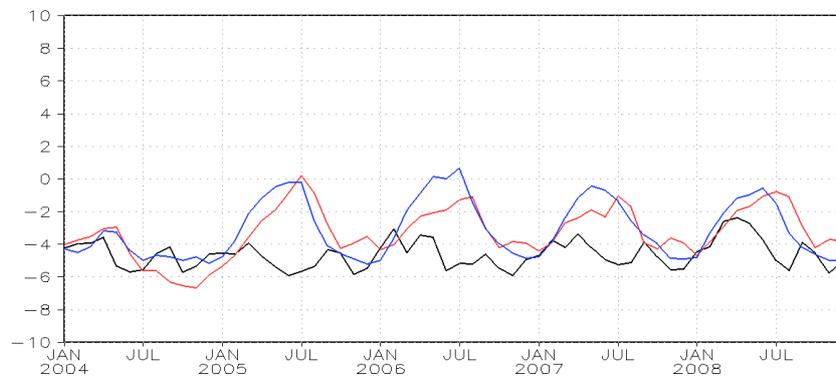
A Figura 4.2a mostra claramente o aprimoramento do esquema NECN na marcha do vento meridional no centro do Atlântico com respeito à simulação do CTRL, quando comparado à reanálise. O deslocamento anômalo da ZCIT para sul é claramente observado no caso do controle na Figura 4.2a, quando comparado à curva da reanálise e do experimento NECN. Enquanto para o ERA-Interim os valores negativos do vento meridional (vento de norte) mostram uma redução progressiva para tornar-se positivo durante o mês de maio e atingindo a máxima intensidade dos ventos de sul em agosto, para o caso CTRL é verificado tal comportamento nos meses de julho e setembro no ano de 2004 e, não chegando a reverter a direção do vento a partir do segundo ano

de integração. O esquema NECN corrige o deslocamento anômalo para sul da ZCIT na simulação CTRL no primeiro ano e reduz substantivamente o atraso da migração sazonal da ZCIT para o norte a partir do segundo ano de integração.

Nota-se na simulação da componente atmosférica com a TSM observada, que a circulação em superfície responde à condição de contorno imposta pela TSM. A Figura 4.3a mostra que a simulação pelo MCGA da componente meridional do vento (30°W , 5°N), comparado ao modelo acoplado (Figura 4.2a), é semelhante com ambos os esquemas de nuvens e, reproduz melhor os dados da reanálise. No período em que a ZCIT está localizada mais a sul (primavera boreal), os ventos de norte são virtualmente idênticos com ambos os esquemas e mais intensos que a reanálise. Isto sugere que exista no MCGA uma tendência de manter ZCIT mais ao sul. A tendência de MCGAs em deslocar a ZCIT no Atlântico mais ao sul na primavera boreal, também foi encontrada por Biasutti et al. (2006) e, leva a produzir excessiva precipitação no HS. A existência dessa condição por parte do modelo atmosférico favorece o relaxamento dos ventos de leste no equador pelo modelo acoplado na transição da ZCIT para norte. Entretanto, a ligação da convecção profunda com a variabilidade sazonal do gradiente da TSM impõe uma marcha na convecção que altera os ventos de superfície, resultando numa reversão do vento meridional pelo MCGA semelhante ao observado (ROSÁRIO et al., 2003). O acoplamento oceano-atmosfera altera significativamente os resultados, sugerindo que as mudanças na cobertura de nuvens atuam em processos de interação ar-mar associados com o modo meridional do Atlântico, potencializando alguns processos de retroalimentação, tais como a circulação no Domo da Guiné (DOI et al., 2010) e o escoamento no Atlântico Equatorial (BRACONNOT et al., 2007).



(a)



(b)

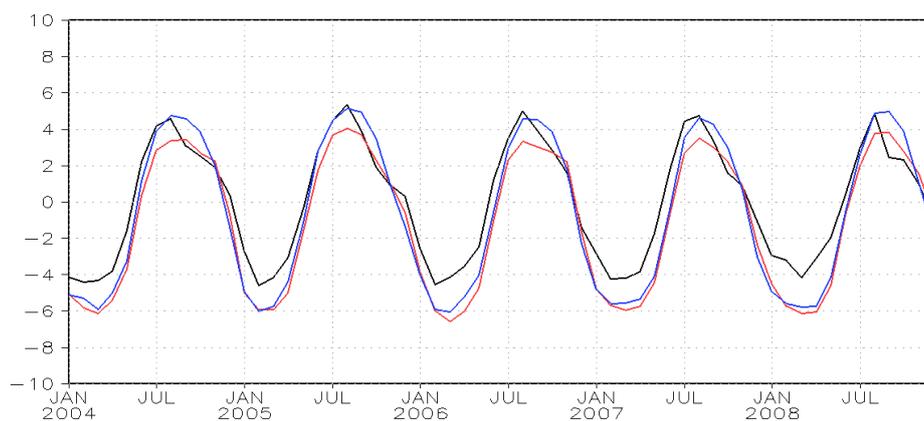


(c)

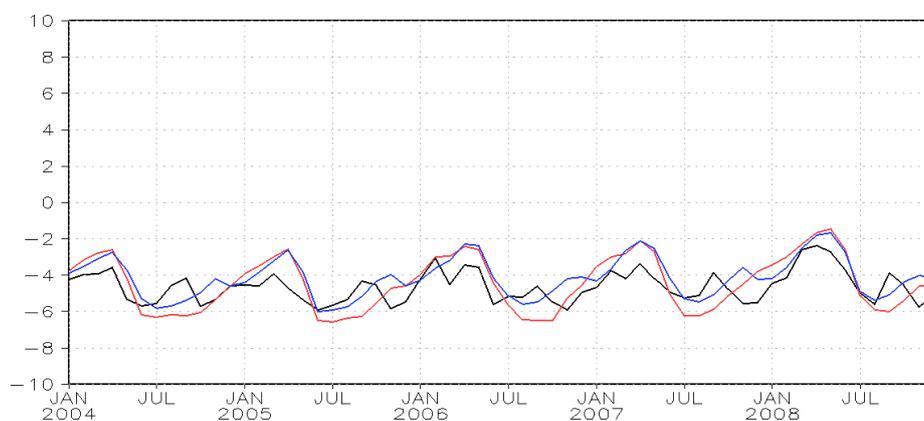
Figura 4.2 - Série temporal do (a) componente meridional do vento em 5°N, 30°W; (b) componente zonal do vento em EQ, 30°W; e (c) Temperatura da superfície em EQ, 0°E. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, o modelo acoplado na rodada de controle (CTRL, vermelho) e com o novo esquema de cobertura de nuvens (NECN, azul).

As diferenças entre as simulações do MCGOA com ambos os esquemas de nuvens, são menos detectadas para a componente zonal do vento no equador (Figura 4.2b). O modelo acoplado reproduz as observações, exceto no segundo ano de integração, quando os ventos no equador relaxam entre abril e setembro. A avaliação objetiva dos esquemas CTRL e NECN para os dois índices do vento é mensurada pelo desvio da previsão do modelo com respeito à observação ($P-O$), através do desvio médio (DM) e da raiz do desvio quadrático médio ($RDQM$) no período 2004-2005 (conforme formulação descrita na seção 3.4). A Tabela 1 mostra que o erro na simulação do vento zonal no equador não difere entre os dois esquemas de nuvens ($RDQM=2,2\sim 2,3$ m/s), entretanto para a componente meridional ($30^{\circ}W$, $5^{\circ}N$) a simulação com o CTRL apresentou um $RDQM=3,5$ m/s, enquanto o NECN este valor foi reduzido em 60%. A diferença entre os dois esquemas de nuvens na representação da componente zonal também é pequena com o MCGA (Figura 4.3b).

Finalmente, o impacto positivo do NECN na redução do erro da TSM no Golfo de Bengala ($0^{\circ}N$, $0^{\circ}W$) é aparente na Figura 4.2c, mostrando que é corrigido o desvio negativo no primeiro ano de integração na rodada de controle. A partir do segundo ano o NECN apresentou uma maior amplitude do ciclo anual da TSM, com uma maior intensificação da língua fria no período do verão boreal, aproximando-se do observado. De modo geral, as simulações do MCGOA com ambos os esquemas mostra um pequeno desvio na média anual com respeito à reanálise, como verificado por Nobre et al. (2012) em simulações estendidas com mesma versão do controle.



(a)



(b)

Figura 4.3 - Como na Figura 4.3 para simulações da componente atmosférica com TSM observada.

Tabela 4.1 - Estatísticas do período 2004-2005 para duas variáveis posicionadas no Atlântico tropical, representadas pelo *RDQM* e *DM* (em parênteses) entre simulações do MCGOA com os dois esquemas e a reanálise ERA-Interim. Unidades de m/s.

Variável/Posição	CTRL	NECN
Vento meridional a 10 m 5°N, 30°W	3,5 (-2,6)	2,0 (-0,5)
Vento zonal a 10 m 0°N, 30°W	2,3 (1,0)	2,2 (1,3)

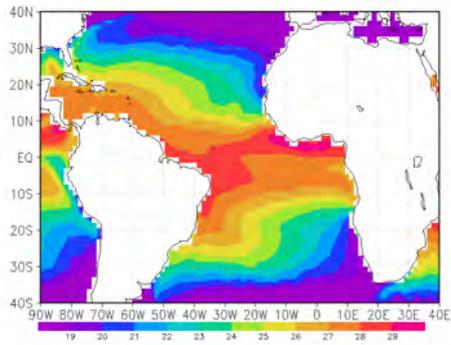
Portanto, o NECN obteve resultados em dois aspectos das simulações do MCGOA; a correção na integração CTRL do atraso na marcha para norte da ZCIT observada na reanálise e, o desvio negativo na TSM sobre o leste do Atlântico equatorial na integração de controle a partir segunda metade do primeiro ano de integração. Desde que as simulações com ambos os esquemas mostraram essencialmente o mesmo comportamento do vento zonal no equador, é plausível supor que o vento zonal não é o principal condutor das melhorias na simulação da TSM equatorial e ZCIT pelo NECN. Os resultados acima mostram ainda, que as características das simulações com os dois esquemas de nuvens são impressas e se sustentam a partir do segundo ano de integração. Isso sugere que no modelo os principais processos de retroalimentação oceano-atmosfera se estabelecem em um período relativamente curto de tempo. Desta forma, nos resultados apresentados a seguir procurou-se identificar nos dois primeiros anos de integração, os motivos que levaram às diferenças entre as simulações com os dois esquemas de nuvens.

4.2. A simulação do clima no Atlântico

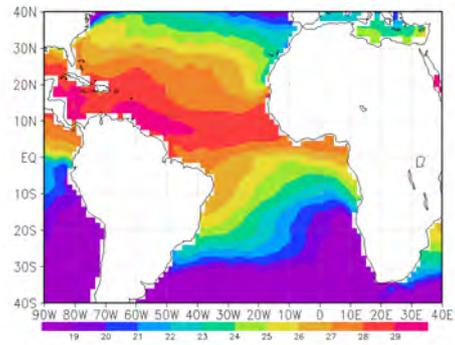
A fim de conhecer as principais razões porque a simulação com o NECN resultou em uma melhoria na representação do ciclo sazonal da ZCIT com respeito ao CTRL, alguns campos médios anuais são apresentados. As Figuras 4.4 e 4.5 mostram os campos médios anuais de TSM sobre o Atlântico tropical observado e os desvios das simulações CTRL e NECN relativo às observações, para os trimestres de março-abril-maio (MAM) e setembro-outubro-novembro (SON), nos anos 2004 e 2005 respectivamente. Os resultados indicam que a simulação de controle apresenta um desvio negativo expressivo na TSM sobre o Oceano Atlântico tropical e subtropical norte, a partir do segundo semestre de integração (Figuras 4.4d, 4.5c e 4.5d). Este resultado é similar a simulações prévias com o MCGOA (NOBRE et al., 2012). O NECN reduz esse desvio (Figuras 4.4f, 4.5e e 4.5f), especialmente na banda equatorial próximo ao Golfo de Bengala e Atlântico tropical norte. Contudo, ambas as simulações apresentam um desvio positivo (aquecimento) no

Atlântico subtropical leste, um problema recorrente em muitos modelos acoplados oceano-atmosfera (DELWORTH et al., 2012). Este resultado indica que uma das razões para o maior deslocamento para sul da ZCIT na simulação com o CTRL (Figuras 4.4.1a e 4.2a) é o forte gradiente meridional negativo da TSM, relativo às observações. No caso das simulações com o NECN, o gradiente meridional da TSM se parece mais com as observações, promovendo melhores condições para posicionar a ZCIT próximo ao observado.

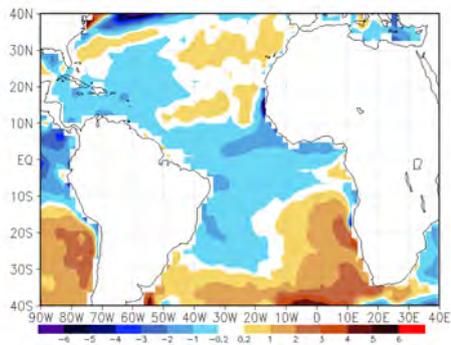
Para complementar a análise, as Figuras 4.6 e 4.7 mostram os campos médios anuais de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) provenientes das reanálises Era-Interim e os desvios médios anuais na PNMM sobre o setor tropical para o CTRL e NECN relativo à reanálise. A simulação de controle apresenta um desvio positivo intenso sobre as regiões ao norte do equador. Por outro lado, a simulação com o NECN reduz desvio positivo na PNMM sobre o Atlântico tropical norte, até mesmo com um desvio nulo ou negativo sobre a posição climatológica da ZCIT no trimestre de SON (Figuras 4.6f e 4.7f), portanto intensificando o cavado equatorial. A existência dessa pressão mais baixa no período do verão boreal favorece a intensificação dos ventos de sul pelo NECN (Figura 4.2a). Esses resultados sugerem que o MCGOA com o esquema NECN reduz os erros sistemáticos de TSM e PNMM sobre o Atlântico Tropical, contribuindo dessa forma para reduzir o atraso e a posição da marcha meridional da ZCIT (Figura 4.1a) para o norte, pela redução no erro do gradiente meridional de ambos, TSM e PNMM.



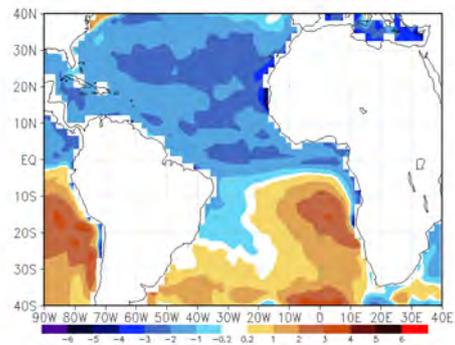
(a)



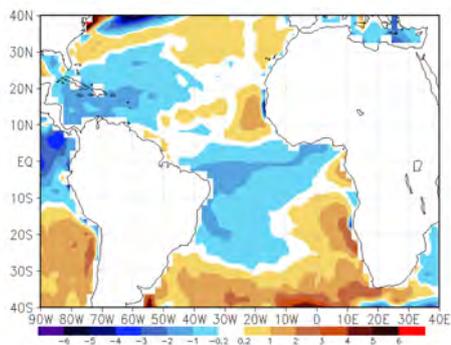
(b)



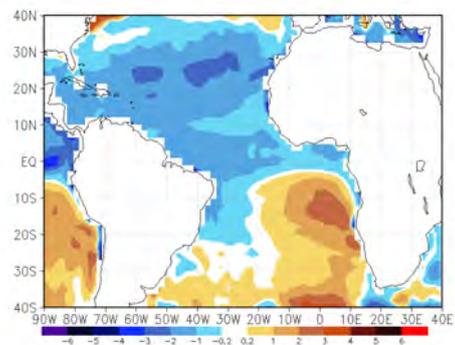
(c)



(d)

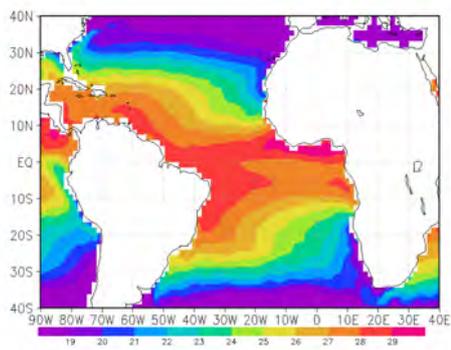


(e)

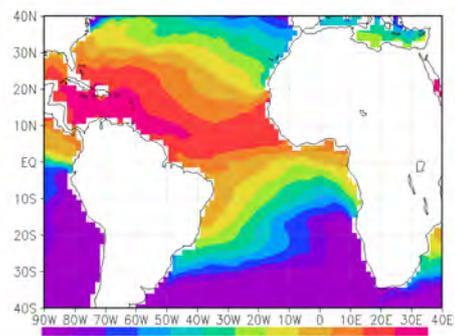


(f)

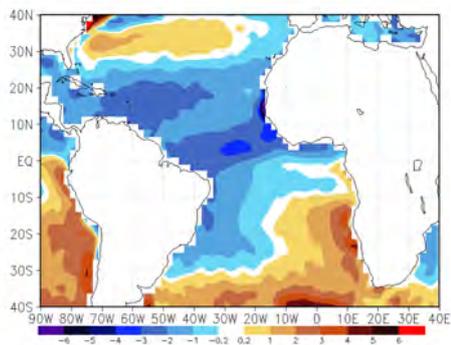
Figura 4.4 - TSM média de MAM de 2004 (esquerda) e SON de 2004 (direita), observado pelos dados do NCEP-RTG SST (a, b) e a diferença do simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f), com respeito ao observado. Unidades em graus Celsius.



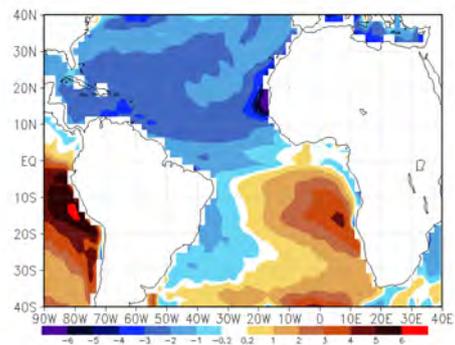
(a)



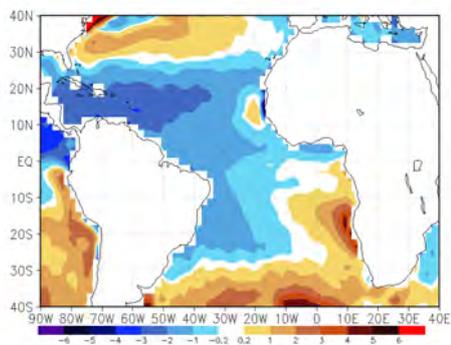
(b)



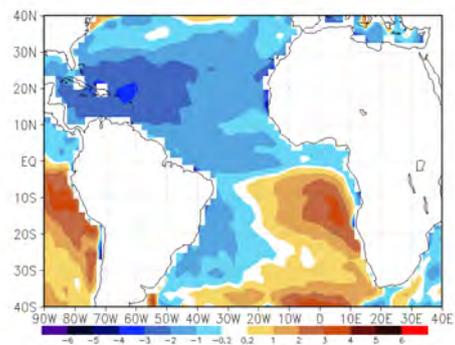
(c)



(d)



(e)



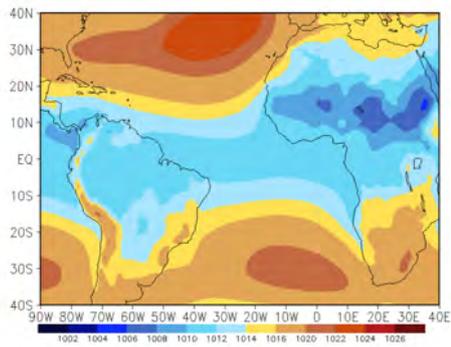
(f)

Figura 4.5 – Como na Figura 4.4 para MAM de 2005 (esquerda) e SON de 2005 (direita).

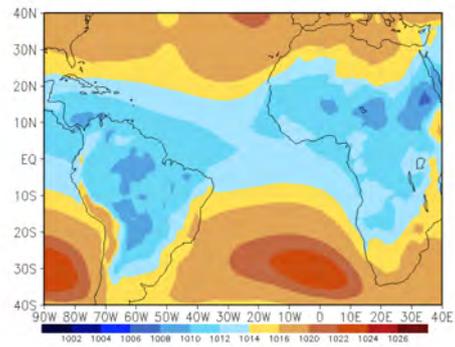
Os aspectos das condições da superfície encontrados nas simulações do MCGOA com os dois esquemas de nuvens também contribuíram em diferenças na precipitação mostrados na Figura 4.8. Os campos observacionais de precipitação do GPCP mostram, na média anual de 2004 e de 2005, a banda de precipitação da ZCIT no Atlântico concentrada entre o equador e a

latitude de 10°N, acompanhada de intensa precipitação nas regiões tropicais da América do Sul e da África (Figuras 4.8a e 4.8b). As simulações do modelo acoplado com ambos os esquemas de nuvens mostra com respeito ao observado uma maior precipitação na ZCIT do Atlântico, porém com notáveis diferenças na distribuição espacial. A rodada com o CTRL concentra a precipitação da ZCIT no lado oeste do Atlântico, distribuindo-a anormalmente ao longo do litoral norte da América do Sul, em especial próximo à costa do Nordeste (Figura 4.8c), chegando a formar duas bandas distintas da precipitação no segundo ano de integração (Figura 4.8d).

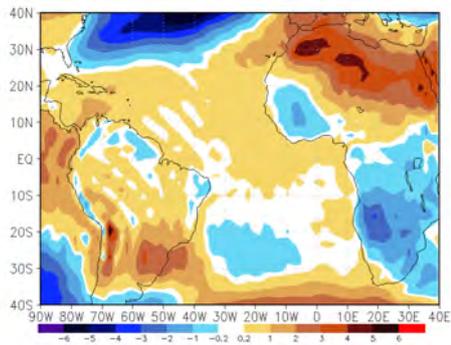
A formação de uma dupla ZCIT no Atlântico pelo MCGOA com esquema de nuvens original também foi verificado por Nobre et al. (2012), constituindo este um problema comum em diversos modelos acoplados (LIN, 2007; RICHTER; XIE, 2008). Na simulação com o NECN a banda de precipitação da ZCIT é melhor distribuída sobre o Atlântico e posicionada mais próximo ao observado (Figura 4.8e). No segundo ano de integração o NECN apresenta uma intensificação anômala na precipitação, próximo à costa do nordeste (Figura 4.8f), contudo sem indicar a formação da dupla ZCIT, como verificado com o CTRL. O posicionamento da ZCIT ao norte do equador pelo NECN favorece os ventos alísios de sudeste próximo do equador e, portando o desenvolvimento da língua fria no Atlântico sul (RICHTER; XIE, 2008). Este fator contribui para que o desvio no gradiente meridional da TSM (mais frio no HN) no CTRL seja reduzido pelo NECN (Figuras 4.4 e 4.5). Uma significativa diferença é encontrada na América do Sul e África, onde a simulação com o CTRL mostra pouca precipitação sobre a bacia Amazônica e a região do Sahel, além de não configurar expressivamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).



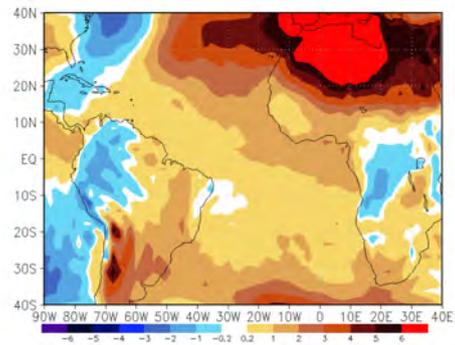
(a)



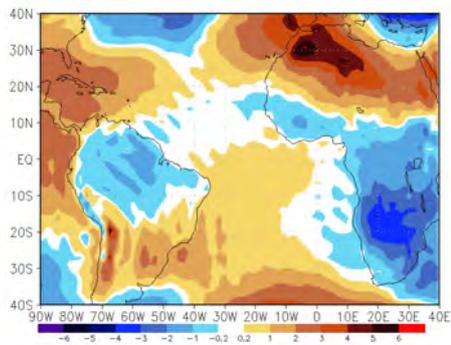
(b)



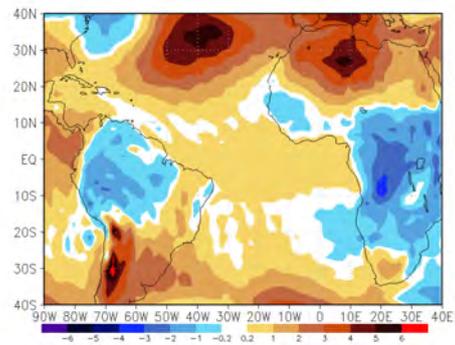
(c)



(d)

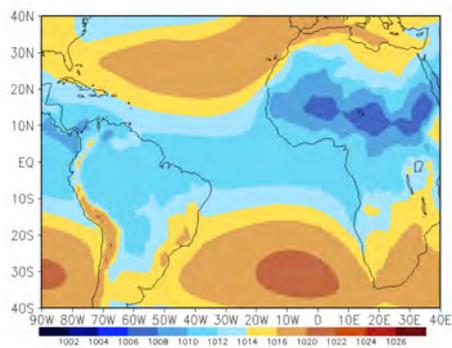


(e)

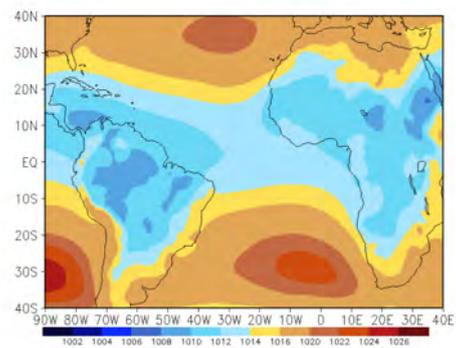


(f)

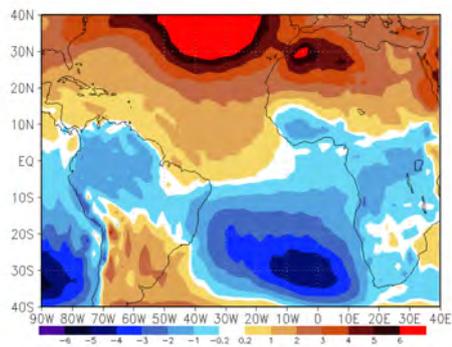
Figura 4.6 - PNMM média de MAM de 2004 (esquerda) e SON de 2004 (direita), observado pelos dados do ERA-Interim (a, b) e simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f). Unidades em hPa.



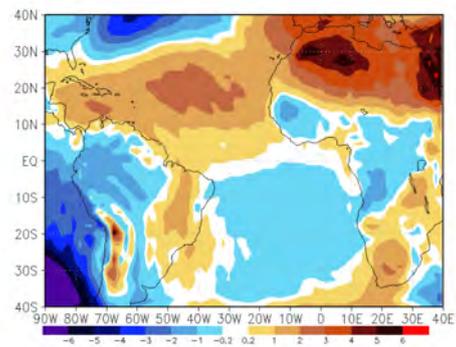
(a)



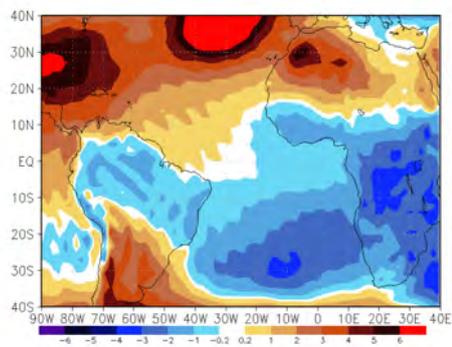
(b)



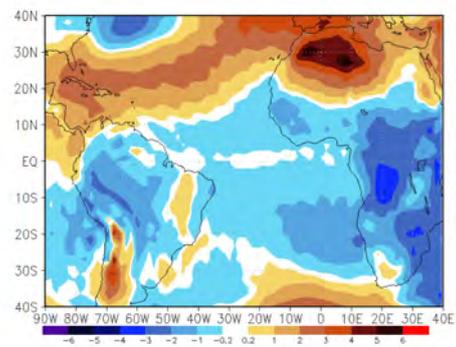
(c)



(d)



(e)



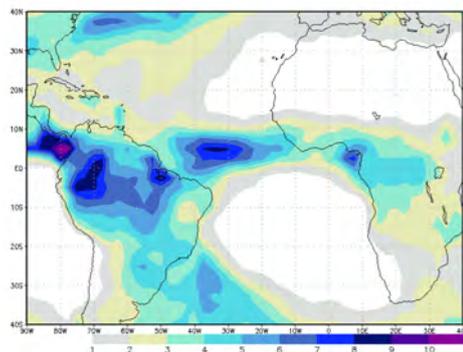
(f)

Figura 4.7 - Como na Figura 4.6 para MAM de 2005 (esquerda) e SON de 2005 (direita).

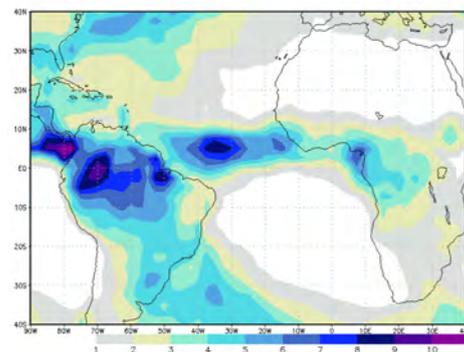
Muitas das diferenças na precipitação do MCGOA entre os dois esquemas de nuvens refletem diferenças encontradas nas simulações do MCGA (Figura 4.9). A banda de precipitação da ZCIT na simulação do CTRL (Figuras 4.9c e 4.9d) é mais extensa meridionalmente no Atlântico oeste do que o NECN (Figuras 4.9e e 4.9f), característica também encontrada na simulação acoplada (Figura

4.8). A superestimativa na precipitação oceânica é uma característica também encontrada em outras versões do MCGA (Cavalcanti et al., 2002; Figueroa et al., 2006; Barbosa et al., 2008). Martin e Schumacher (2012) mostraram que os modelos do CMIP versão 3 (intercomparação entre modelos acoplados oceano-atmosfera globais) produzem menor precipitação sobre águas quentes do que os AMIP (intercomparação entre modelos atmosféricos globais), associado a um desvio negativo na simulação da TSM na região do Atlântico equatorial. Este parece ser o caso do MCGOA com ambos os esquemas a partir do segundo ano de integração. A maior precipitação sobre os continentes do NECN com respeito ao CTRL é encontrada em ambas as configurações do modelo, ou seja, acoplado e atmosférico com TSM observada.

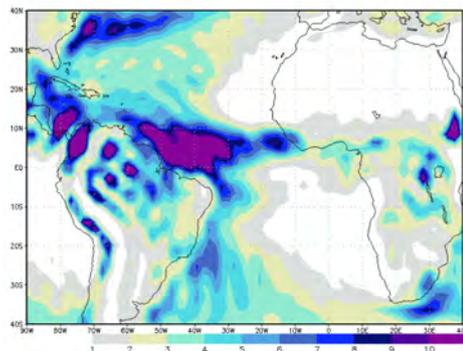
A precipitação continental aumentada com o esquema NECN é um fator potencialmente associado com a manutenção da circulação e posicionamento da ZCIT no Atlântico (BRACONNOT et al., 2007; TOZUKA et al., 2011). Este e outros aspectos, tais como o transporte de umidade sob a camada limite marítima na região dos ventos alísios (Teixeira et al., 2010) e o perfil de temperatura nas área de convecção (Houton e Niyogi 2007), são afetados pelos efeitos radiativos das nuvens e são investigados para justificar os resultados na marcha sazonal da ZCTI com o MCGOA.



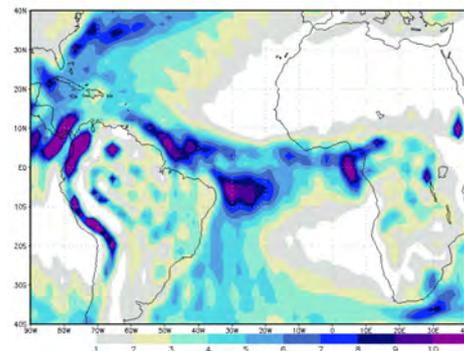
(a)



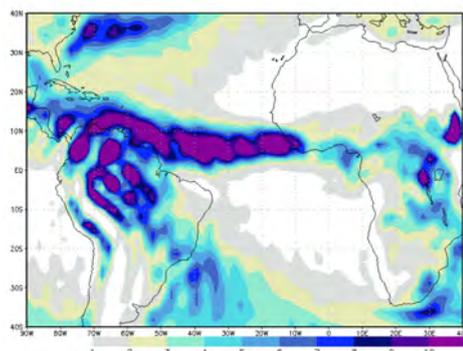
(b)



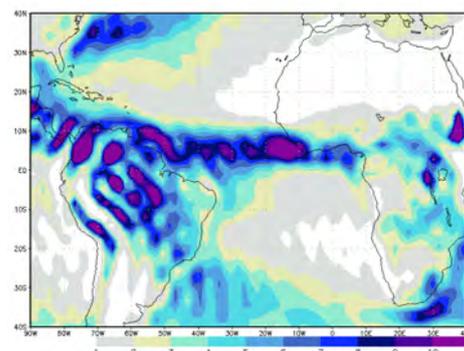
(c)



(d)

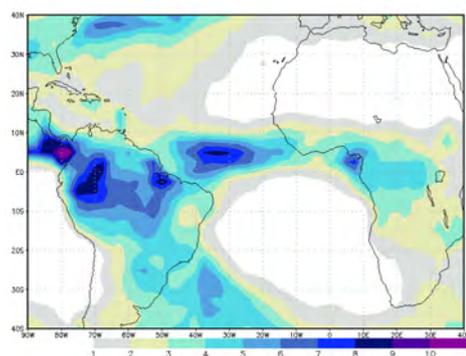


(e)

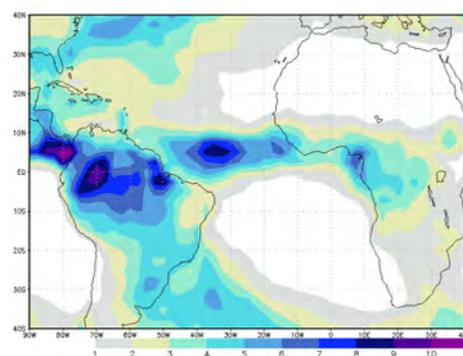


(f)

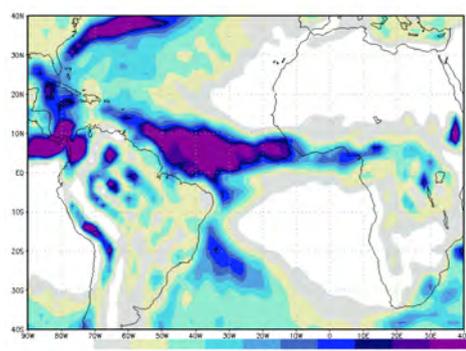
Figura 4.8 - Precipitação média de 2004 (esquerda) e 2005 (direita), observado pelos dados do GPCP (a, b) e simulado pelo modelo acoplado com o esquema CTRL (c, d) e NECN (e, f). Unidades em mm/dia.



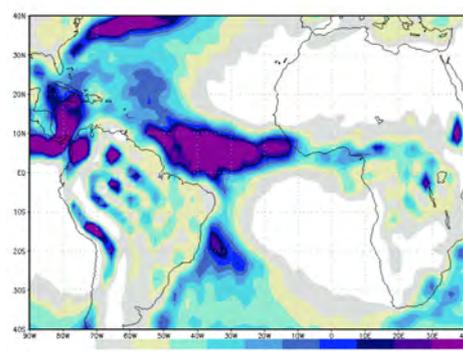
(a)



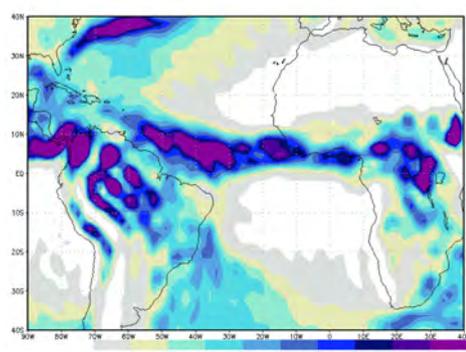
(b)



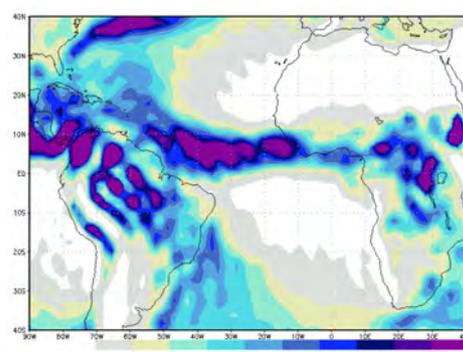
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.9 - Como na Figura 4.8 para a componente atmosférica com a TSM observada.

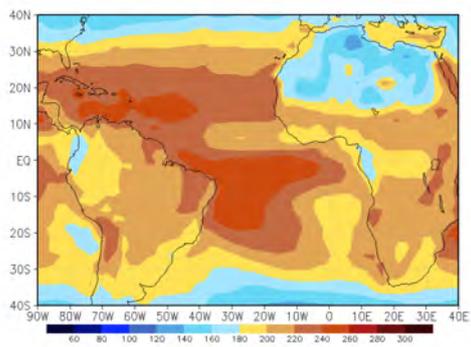
4.3. Os efeitos do esquema de nuvens

É possível que muitos fatores contribuam para os resultados obtidos nas simulações do MCGOA com o esquema de nuvens NECN em relação ao CTRL, resultados estes produzidos por diferenças na parametrização e, possivelmente intensificadas por processos de retroalimentação das nuvens (Stephens 2005). Neste estudo, dois aspectos são explorados como fatores que afetam o ciclo sazonal da ZCIT no Atlântico: os efeitos radiativos das nuvens baixas combinados com o calor latente para modular a dinâmica, a geração de turbulência e a evolução da camada limite (Stull, 1988; ALBRECHT et al., 1995b); e o impacto na estabilidade atmosférica, e portanto na convecção, devido aos efeitos de aquecimento/resfriamento radiativo causados pelas nuvens convectivas e nuvens cirros (Liou, 1992; Xie et al., 2002). O regime de nuvens associado com a camada limite, convecção profunda e, a transição entre eles, tem um importante papel na modulação da circulação atmosférica tropical e subtropical, sendo conhecidas por ter uma profunda influência na física e na dinâmica do clima (Philander et al., 1996; Larson et al., 1999).

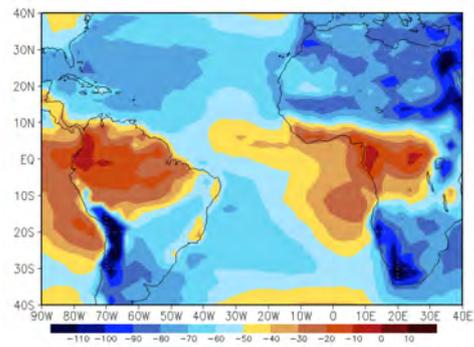
Os efeitos da parametrização de propriedades das nuvens nos fluxos radiativos na região do Atlântico tropical são avaliados por estimativas de satélite do ISCCP. A Figura 4.10 mostra o saldo de radiação na superfície de OC e de OL médio de 2004-2005, observado e as diferenças das simulações com o MCGOA com respeito ao observado. O saldo de OC do ISCCP mostra valores superiores a 180 W/m^2 na faixa tropical, com máximos sobre o oceano (Figura 4.10a). As simulações do modelo mostram desvios negativos sobre o Atlântico, principalmente na parte oeste. Esses desvios negativos são mais intensos com o CTRL próximo à costa do Nordeste (Figura 4.10c), atribuídos ao deslocamento da convecção da ZCIT para estas regiões (Figura 4.8d). Por outro lado, o NECN mostra maior desvio positivo sobre os continentes (Figura 4.10e), especialmente sobre a África. O saldo de OL observado é negativo sobre a região, significando que a superfície está emitindo radiação térmica para atmosfera (Figura 4.10b). Ao contrario do que ocorre no saldo de OC, o

modelo mostra na OL um desvio positivo sobre o oceano, em especial com o NECN (Figura 4.10f) e, negativo sobre as regiões continentais. A oposição no sinal dos desvios de OC e de OL geralmente se cancela, levando a um menor desvio no saldo radiativo total. Esse resultado pode ser visto na Figura 4.11, na qual as simulações mostram uma redução do desvio negativo causado pelo déficit de OC na superfície. Esse efeito de cancelamento dos desvios foi maior no NECN (Figura 4.11c), mostrando na faixa equatorial um menor desvio negativo no saldo de OC+OL com respeito ao CTRL (Figura 4.11b).

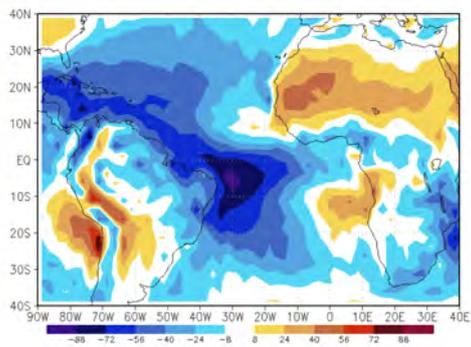
A Tabela 2 mostra o saldo de radiação na superfície de OC, OL e total calculado durante 2004 e 2005, para média global e faixa tropical (30°S e 30°N), como também separadamente sobre os oceanos. O saldo de radiação global observado (113, W/m²) é subestimado pelo MCGOA em 11% com o esquema CTRL e em 7% com o NECN e, na faixa tropical a observação de 156,1 W/m² é subestimada em 13% pelo CTRL e em 9% pelo NECN. Estes valores indicam que o novo esquema de nuvens obteve uma melhoria na representação dos fluxos radiativos, reduzindo o déficit de radiação na superfície, sendo este apontado por Nobre et al. (2012), como uma causa do resfriamento anômalo do modelo acoplado. Sobre os oceanos o modelo também apresenta um déficit no saldo de radiação, porém menor, diferindo globalmente do observado em 8,4% com o CTRL e em 4% com o NECN. O impacto nos desvios do saldo de radiação com o NECN é maior sobre os oceanos (embora um pouco menor na faixa tropical), justificado em parte pela melhor representação da cobertura de nuvens, mas também por utilizar um valor maior para o raio efetivo de gotas (ver detalhes na seção 3.3.2). O menor déficit de radiação na superfície produzido pelo NECN contribui para a redução do resfriamento da TSM do Atlântico verificado com o esquema CTRL (Figura 4.5).



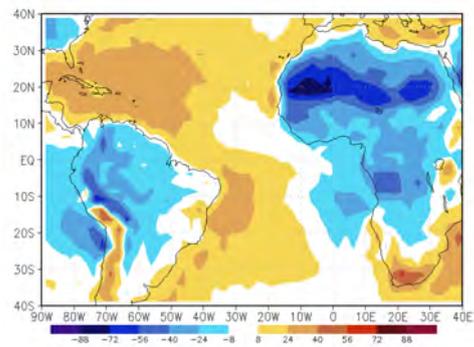
(a)



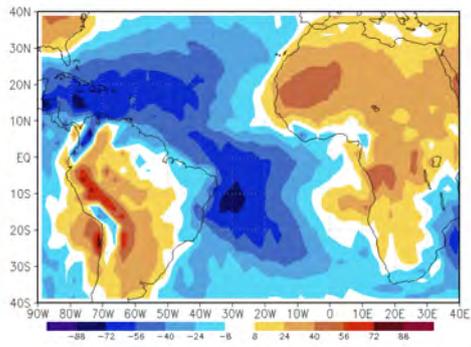
(b)



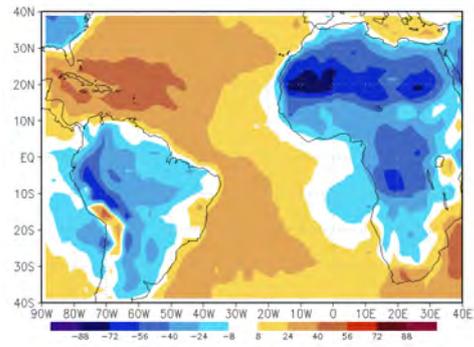
(c)



(d)

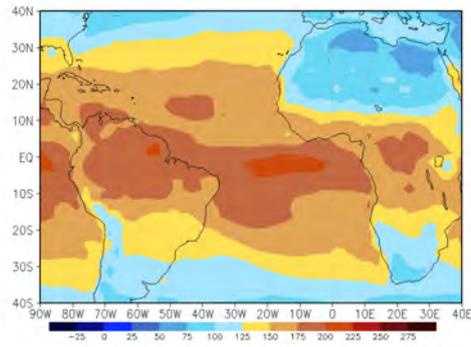


(e)

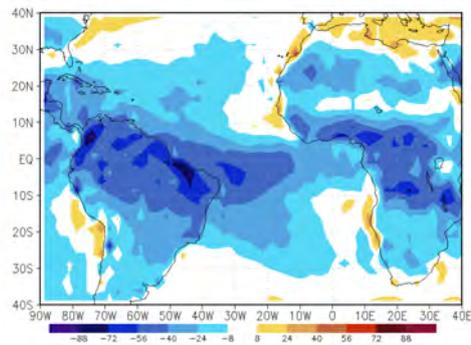


(f)

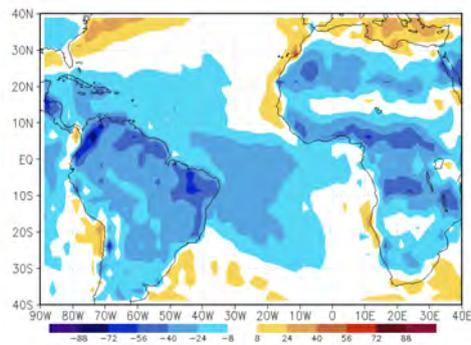
Figura 4.10. Saldo de radiação médio 2004-2005 de OC (esquerda) e OL (direita), para observação do ISCCP (a, b) e, para a diferença do MCGOA com CTRL (c, d) e com NECC (e, f) em relação ao observado. Unidades em W/m^2 .



(a)



(b)



(c)

Figura 4.11. Saldo de radiação médio 2004-2005 de OC+OL, para observação do ISCCP (a) e, para a diferença do MCGOA com CTRL (b) e com NECC (c) em relação ao observado. Unidades em W/m^2 .

Tabela 4.2. Saldo de radiação total OC+OL na superfície médio de 2004 e 2005, calculado para observações e para a diferença do MCGOA, com os dois esquemas de nuvens, do observado. Unidades em W/m^2 .

Região	ISCCP-FD	CTRL	NECN
Global	113,5	-12,3	-7,9
Tropical	156,1	-20,8	-14,5
Oceanos, Global	122,4	-10,3	-4,9
Oceanos, Tropical	162,3	-17,0	-10,6

A cobertura total de nuvens está diretamente associada com os fluxos radiativos na superfície (como também no TOA). A Figura 4.12 mostra a cobertura total na região do Atlântico observada pelos dados dos ISCCP e simulada pela reanálise ERA-interim e pelo MCGOA com os dois esquemas de nuvens. A reanálise apresenta uma cobertura total muito semelhante aos dados de satélite do ISCCP (Figura 4.12a e 4.12b), com algumas maiores diferenças somente sobre os continentes. De modo geral, o MCGOA tem com respeito ao ISCCP, uma quantidade maior de nuvens sobre o oceano e menor sobre os continentes, aspecto encontrado principalmente com o NECN (Figura 4.12d). Esse comportamento se deve ao fato do NECN não utilizar a velocidade vertical para reduzir a formação de nuvens de supersaturação (apesar do maior valor crítico UR_c , ver seção 3.3.1) e, de não permitir a ocorrência de nuvens de inversão térmica sobre o solo. Nota-se que, apesar dessa maior cobertura de nuvens do NECN nas regiões tropicais oceânicas de intensa subsidência, o desvio negativo no saldo de OC é similar ao CTRL (Figuras 4.10c e 4.10e) e, isto se justifica por ser o raio efetivo de gotas maior no novo esquema. Contudo, na OL essa a maior cobertura de nuvens causa um relativo aumento no desvio positivo do NECN, causado pelo incremento no fluxo descendente (Figura 4.10f). A grande cobertura de nuvens na faixa tropical do oceano apresentado pelo modelo é causada por uma evaporação excessiva, devido à forma de cálculo dos fluxos de superfície pelo modelo.

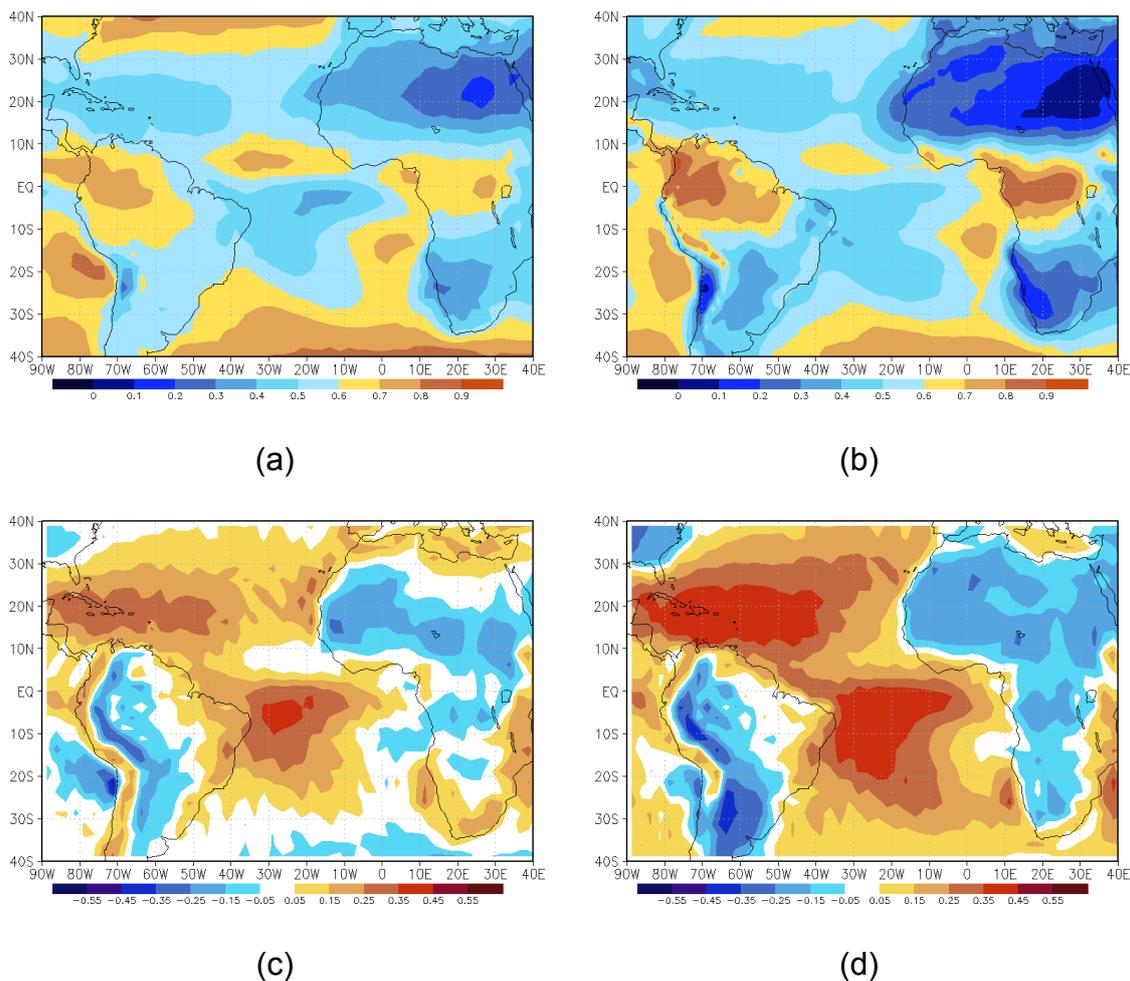


Figura 4.12. Cobertura total de nuvens média 2004 a 2005 do (a) ISCCP, (b) ERA-interim e a diferença do MCGOA com (c) CTRL e (d) NECC com respeito ao ISCCP.

Embora o novo esquema de nuvens tenha obtido ganho na representação dos fluxos radiativos total à superfície, seu impacto na circulação também depende da estrutura vertical das nuvens e seus efeitos na estabilidade da atmosfera. Para compreender o regime de nuvens na transição entre a região subtropical e tropical do Atlântico, é utilizada a metodologia de Teixeira et al. (2011), na qual foi analisada uma secção transversal no quadrante nordeste do Pacífico. A ideia é definir uma secção transversal ao longo trajetória do escoamento persistente entre a região da alta subtropical e a região da ZCIT, buscando assim capturar os processos que atuam nessa transição. Neste estudo, a análise foi elaborada para duas secções transversais no Atlântico: uma entre a região subtropical próximo à costa oeste da África do Sul (12°E, 25°S) e a

região do Atlântico equatorial próximo a costa norte da América do Sul (43°W, 13,5°N); e outra entre Atlântico subtropical norte próximo as ilhas Canárias (20°W, 28°N) e a região do Atlântico equatorial próximo a costa do Nordeste do Brasil (32°W, 8°S). Esta última secção se estende até latitudes médias do Atlântico Norte (10°W, 58°N) para verificações da cobertura de nuvens de sistemas frontais. Para uma complementação da análise, ambas as secções se cruzam na posição 30°W, 5°N (veja na secção 3.5.2 detalhes na especificação das secções). As secções transversais dessas duas regiões do Atlântico são analisadas a seguir por perfis verticais de algumas variáveis, em médias dos trimestres de MAM e SON nos anos de 2004 e 2005, períodos em que a ZCIT inicia seu marcha para o HN e HS, respectivamente.

As Figuras 4.13a e 4.15a mostram o perfil vertical da fração coberta de nuvens da reanálise ERA-Interim, para MAM na secção transversal do Atlântico sul. Essas figuras mostram a camada de nuvens estratocúmulos em torno de 20°S (abaixo do nível de 850 hPa) evoluindo para cúmulos/estratocúmulos mais elevados, em direção das nuvens convectivas da ZCIT, sobre a qual se forma extensa cobertura de nuvens cirros da bigorna. Essa característica da transição de regime de nuvens também foi verificado por Teixeira et al. (2011) com dados de reanálise na região nordeste do Pacífico. As nuvens da camada limite oceânica encontram-se tipicamente abaixo da inversão térmica de subsidência, caracterizada por um forte gradiente negativo na temperatura potencial com a altura em níveis de pressão (ALBRECHT et al 1995b). As Figuras 4.13b e 4.15b mostram o perfil vertical de $d\theta/dp$ (Lapse-rate) da reanálise, na qual se observa a camada da inversão térmica incondicionalmente estável (assumindo para estas regiões o Lapse-rate da adiabática úmida $\Gamma_m \approx -0,05$ K/hPa, WOOD; BRETHERTON, 2006), localizada próximo ao topo da camada de estratocúmulos, que se eleva ao longo do trajeto para águas tropicais mais quentes. Por outro lado, o forte resfriamento radiativo no topo das nuvens intensifica a inversão térmica e a instabilidade da camada limite ($d\theta/dp < \Gamma_m$), a qual por sua vez aumenta a mistura turbulenta e transporte vertical de umidade e, assim, favorece a ocorrência de nuvens num processo de retroalimentação positiva (SLINGO, 1987).

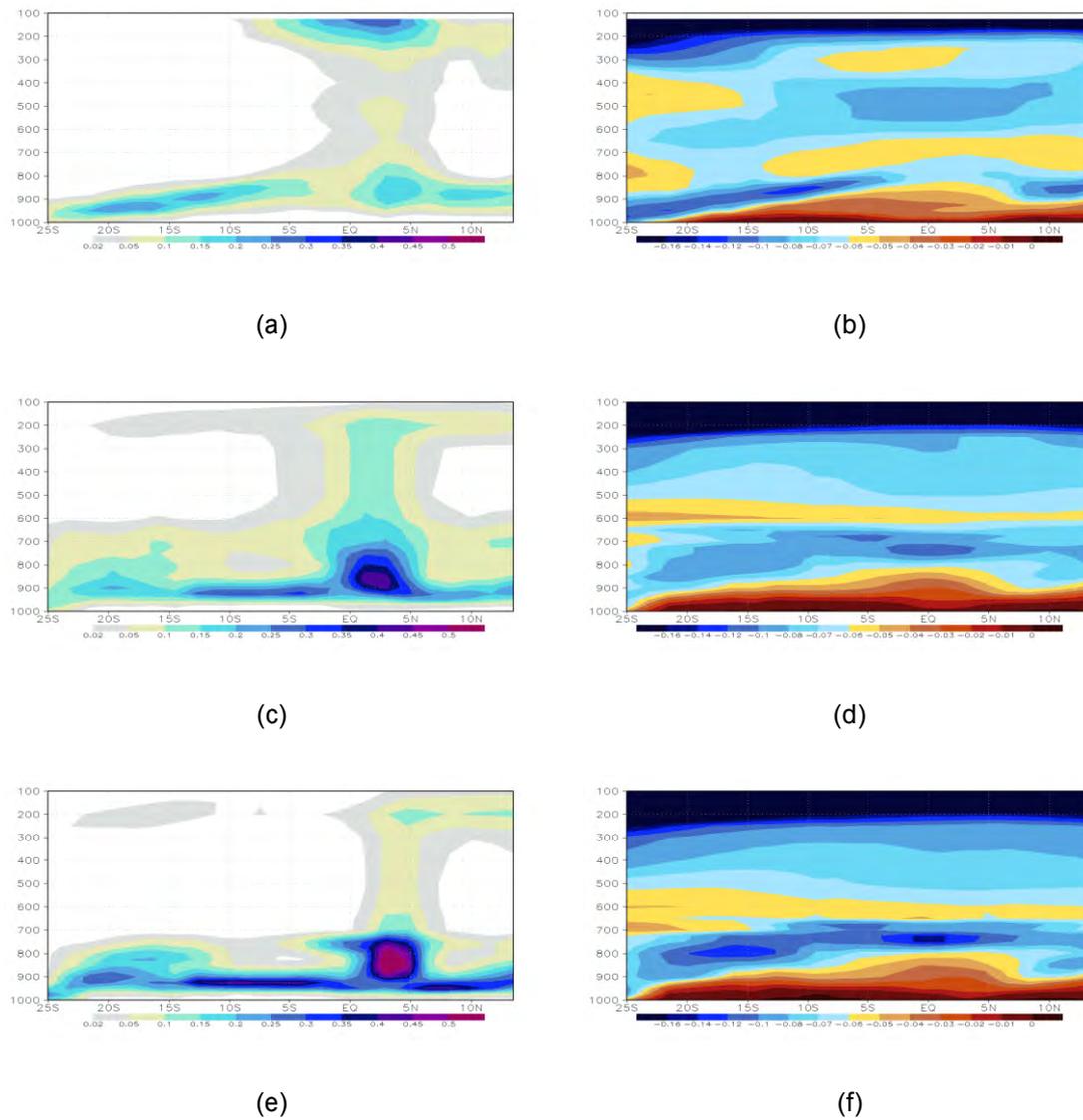


Figura 4.13 - Perfil vertical da fração coberta (esquerda) e lapse-rate ($d\theta/dp$) (direita) ao longo da secção transversal entre 12°E , 25°S e 63°W , 14°N , médio do trimestre MAM de 2004, para a reanálise (a, b) e para o MCGOA com o esquema CTRL (c, d) e com o NECN (e, f). A fração coberta em unidades 0-1 e o lapse-rate em K/hPa.

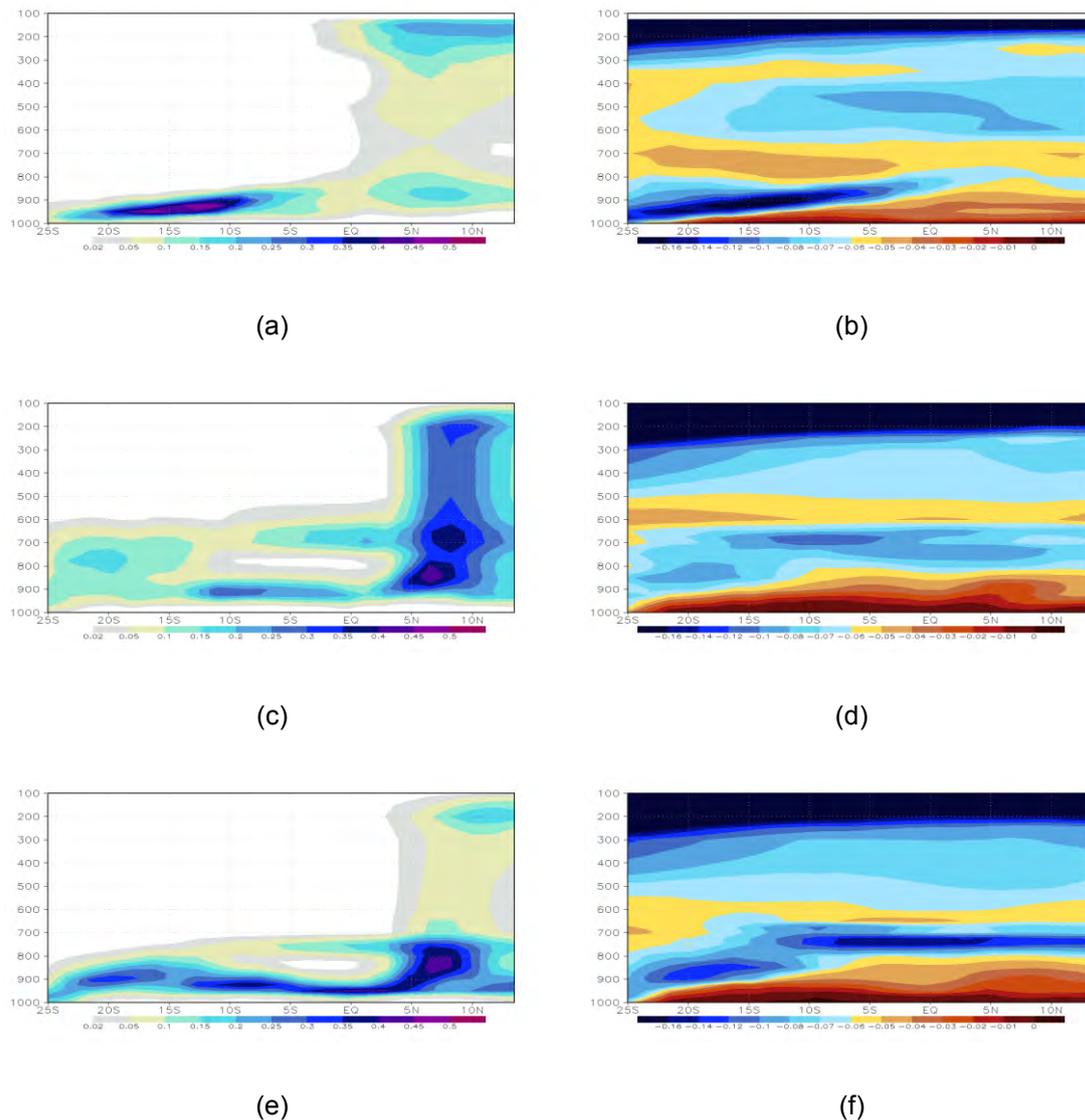


Figura 4.14 - Como na Figura 4.13, para o trimestre SON de 2004.

O resfriamento radiativo no topo das nuvens e o cisalhamento do vento na superfície são apontados como agentes na manutenção dos estratos-cúmulos, enquanto o entranhamento e instabilidade no topo das nuvens contribuem para o desacoplamento da camada limite e redução da cobertura de nuvens (Randall, 1980; GARRATT, 1994). Em direção a águas quentes tropicais, os estratocúmulos diminuem sua quantidade, pela ação de processos que contribuem para o estado descoplado da camada limite, tais como o aumento da absorção de radiação solar e, a elevação da camada limite por uma diminuição da subsidência de grade escala (WOOD; BRETHERTON, 2004). Na

região da ZCIT a inversão térmica enfraquece e a estrutura térmica da baixa troposfera se aproxima num estado de condicionalmente instável (Betts, 1986). O perfil vertical da fração coberta e da estabilidade atmosférica da reanálise no trimestre de MAM é semelhante ao de SON, mas com um deslocamento para norte de toda estrutura e intensificação da cobertura de nuvens baixas subtropicais (Figuras 4.14 e 4.16).

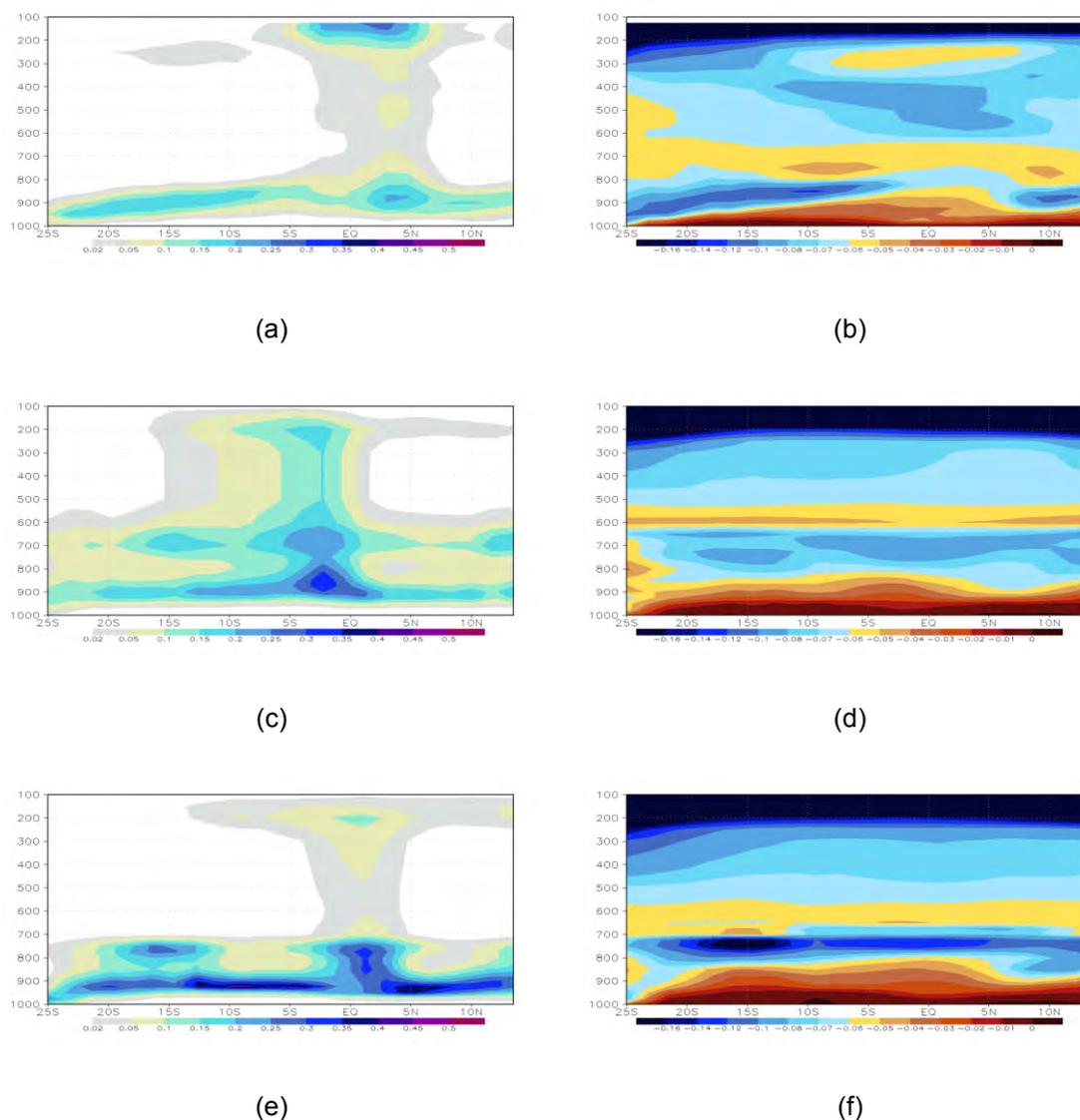


Figura 4.15 - Como na Figura 4.13, para o trimestre MAM de 2005.

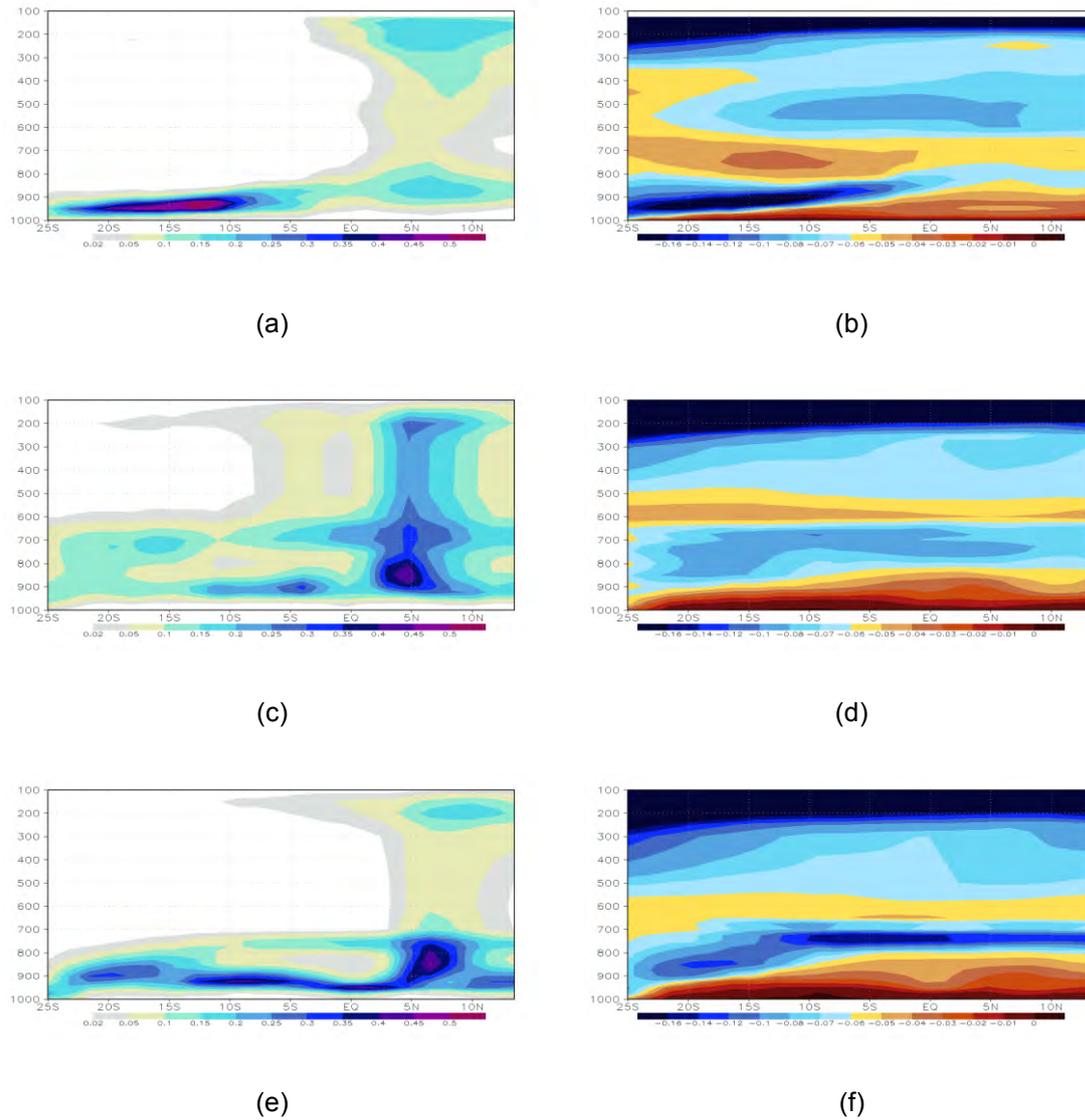


Figura 4.16 - Como na Figura 4.13, para o trimestre SON de 2005.

O perfil da fração coberta produzidos pelas simulações do MCGOA na secção transversal do Atlântico sul são em geral qualitativamente similares aos da reanálise, com a formação de nuvens baixas nas latitudes subtropicais e tropicais sob a subsidência de grande escala e de nuvens de convecção profunda na região da ZCIT. Numa análise mais detalhada, porém, as simulações com os dois esquemas de nuvens mostram algumas importantes diferenças entre si e com respeito à reanálise. A camada de estratocúmulos

subtropical tem uma cobertura menor e ocorre em níveis mais elevados que na reanálise. Em particular o experimento CTRL não mostra uma elevação gradual das nuvens em direção aos trópicos (Figura 4.13c e 4.15c), formando nuvens até acima do nível de 700 hPa por toda secção transversal. A causa para esta elevação da camada de nuvens pelo experimento CTRL é atribuída a dois aspectos na formulação de nuvens de inversão original do modelo: os parâmetros foram ajustados para uma sensibilidade maior do que aquela proposta por Slingo (1987); e, devido a um erro no código, a nuvem é posicionada num nível acima da camada de maior inversão térmica (ver detalhes na secção 3.3.1). Isso resulta numa intensificação do resfriamento radiativo pelas nuvens acima do nível inicial e, por um processo de retroalimentação, desloca a inversão térmica e as nuvens para níveis cada vez mais altos. O limite para este processo retroalimentado de ascensão das nuvens de inversão é dado em um nível acima do nível de pressão mínimo permitido (700 hPa), como mostrado nas Figuras 4.13c e 4.15c, que se torna mais evidente no trimestre de SON (Figuras 4.14c e 4.16c). A simulação com o esquema NECN mostra uma formação de estratocúmulos subtropicais em maior quantidade do que o CTRL e concentrada em níveis mais próximos ao da reanálise em ambos os trimestres (Figuras 4.13e e 4.15e). A altura dos estratocúmulos pelo NECN também corresponde melhor ao observado (Zuidema et al., 2009).

Na região tropical da secção transversal (15°S-5°S), sobre subsidência de grande escala moderada e TSM mais quente, ambos os esquemas produzem quantidade excessiva de nuvens baixas próximas à superfície, comparado à reanálise. Este excesso de nuvens é maior no caso do NECN (Figuras 4.13e e 4.15e) e, se atribui ao fato do esquema não utilizar a velocidade vertical da camada para limitar a formação de nuvens de supersaturação, mesmo sendo seu limiar mínimo de UR (0,91) maior (menos sensível) do que o CTRL (0,8). Testes com o uso da velocidade vertical no esquema NECN produziram uma redução destas nuvens, contudo o ajuste de parâmetros para equilibrar a produção de nuvens baixas em latitudes médias é trabalhoso e não resultou em melhorias na reprodução do ciclo sazonal da ZCIT (resultados não

mostrados). Os motivos para a grande quantidade de nuvens baixas tropicais de supersaturação no modelo atmosférico são relacionados: com as limitações no transporte turbulento de umidade pelo esquema de camada limite em localidades de convecção seca (Holtslag e Boville, 1993); e, a uma excessiva evaporação produzida sobre os oceanos tropicais (Figueroa, comunicação pessoal, 2012). A demasiada quantidade de nuvens baixas em regiões tropicais de subsidência moderada também é encontrada em outros modelos (Webb et al., 2001; Wyant et al., 2006).

A distribuição das nuvens da camada limite na secção transversal do Atlântico Sul pelo NECN, afeta o perfil de estabilidade estática pelos efeitos de retroalimentação radiativos, resultando numa intensificação e transição gradual (subtrópicos-trópicos) da inversão térmica semelhante ao da reanálise (Figuras 4.13f e 4.15f). Na simulação com o CTRL, a inversão térmica no topo da camada limite é menos intensa e mais difusa verticalmente (Figuras 4.13d e 4.15d), refletindo as feições da cobertura de nuvens (Figuras 4.13c e 4.15c). Essas diferenças na estrutura da estabilidade estática entre os dois esquemas de nuvens também é observado no trimestre de SON (Figuras 4.14 e 4.16), mostrando que a inversão térmica no CTRL é ainda menos intensa.

Resultados semelhantes também são encontrados na secção transversal do Atlântico Norte nos dois trimestres (Figuras 4.17 a 4.20), mostrando na simulação com o CTRL a ocorrência de nuvens baixas subtropicais numa camada muito elevada, enquanto com o NECN a altura da camada é mais coerente com a da reanálise, porém em quantidade excessiva como no caso do Atlântico Sul. O CTRL indica a formação de nuvens convectivas em duas latitudes, uma próximo à posição observada e outra persistindo na vizinhança do nordeste do Brasil (5°S) no trimestre de SON (Figuras 4.18c e 4.20c). Em ambas as secções transversais a quantidade de nuvens convectivas da ZCIT na reanálise não supera 10% entre os níveis de 700 e 300 hPa (Figuras 4.13 a 4.20), quase a metade do que é mostrado na simulação com o CTRL. Este excesso de nuvens convectivas não é observado com o NECN. Isso se deve à

consideração neste esquema, de que as nuvens são distribuídas verticalmente de forma aleatória, como expressa a Equação 3.6.

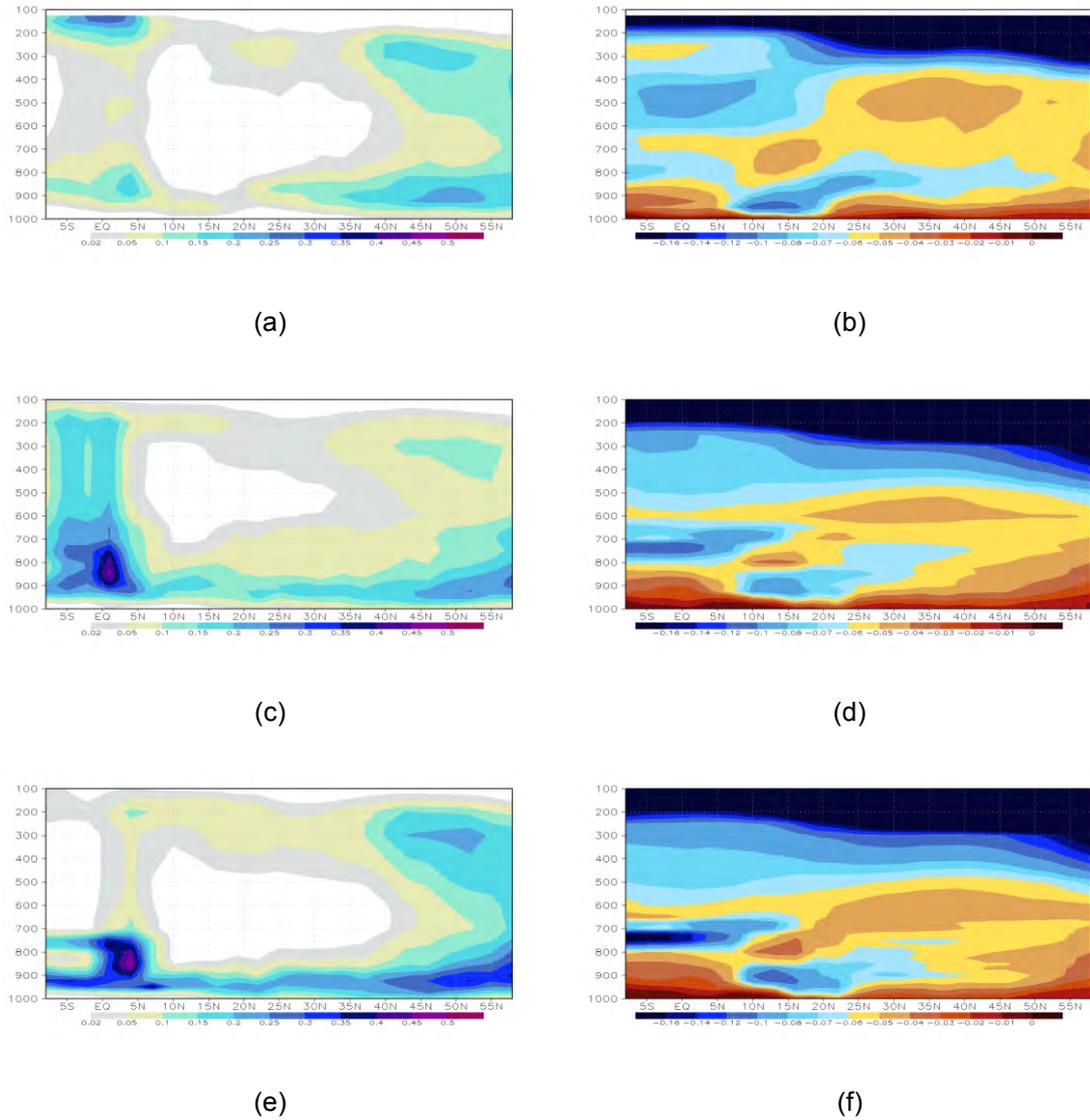


Figura 4.17 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre MAM de 2004.

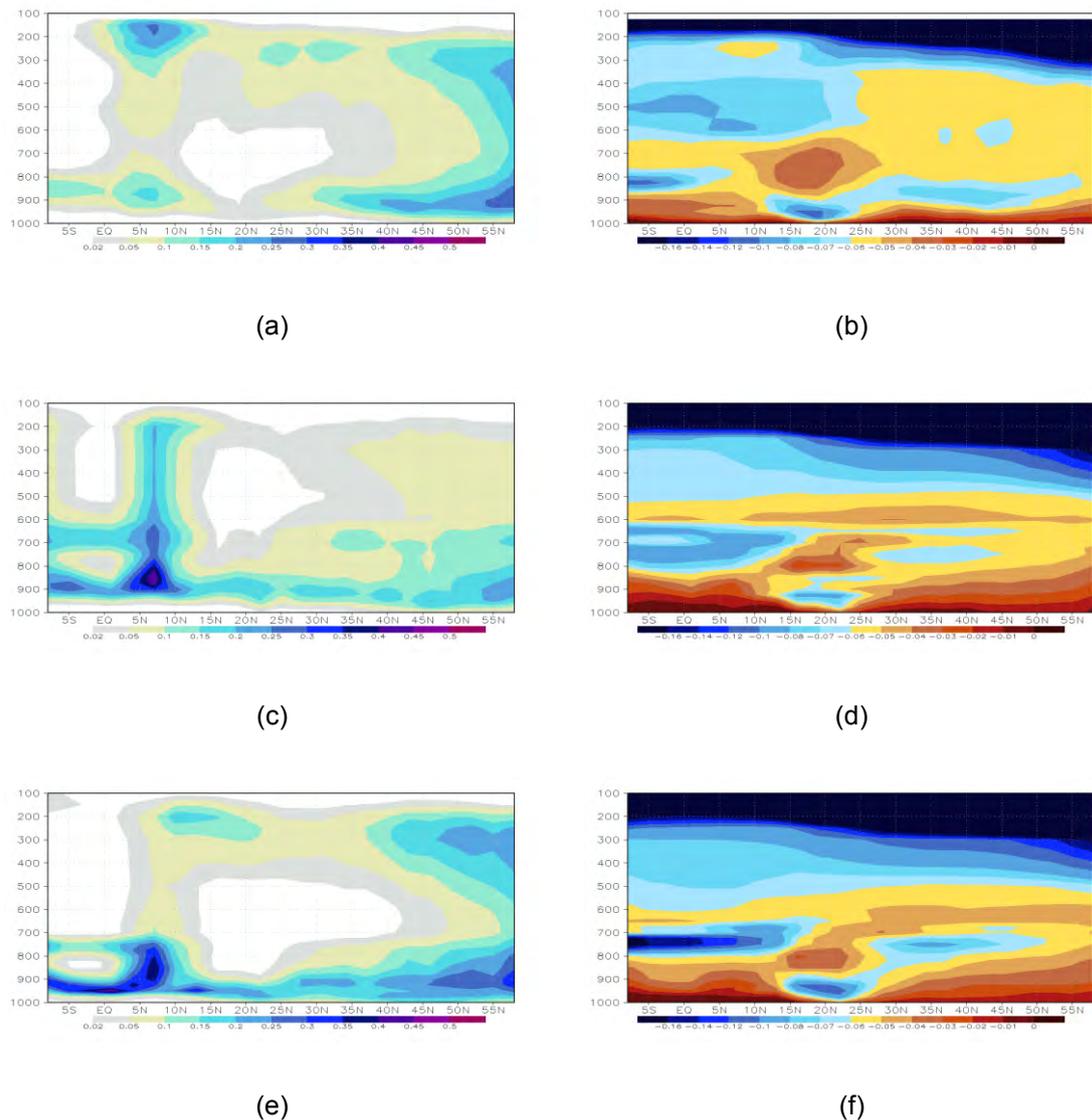
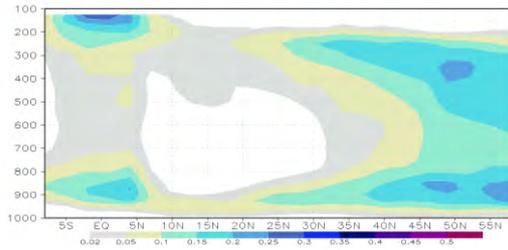


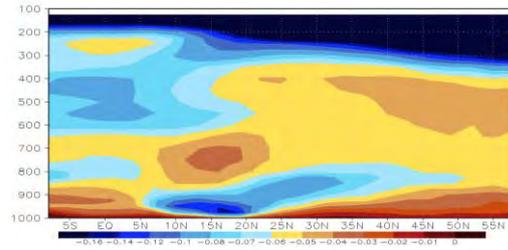
Figura 4.18 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre SON de 2004.

A maior quantidade de nuvens baixas ao sul da ZCIT na simulação como o NECN resulta numa inversão térmica mais intensa do que no CTRL. Esta camada muito estável contribui para que a convecção da ZCIT no NECN ocorra mais ao norte, como verificado nas Figuras 4.1 e 4.2a. Por outro lado, o excesso de nuvens convectivas pelo CTRL intensifica o resfriamento radiativo na média troposfera, atenuando o efeito de aquecimento pela liberação de calor latente convectivo e o resfriamento anômalo nestes níveis reduz os casos de convecção profunda (Houton e Niyogi 2007). Esse fator em conjunto com

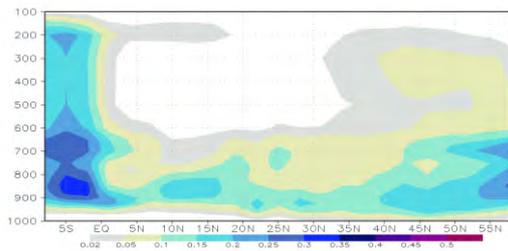
uma menor inversão térmica sugere que contribua para que convecção no CTRL inicialize numa banda menos concentrada como observado nos campos de precipitação (Figura 4.8).



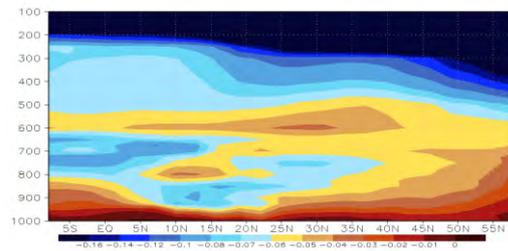
(a)



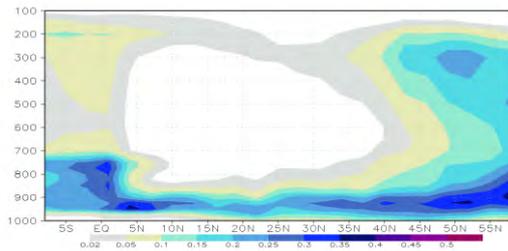
(b)



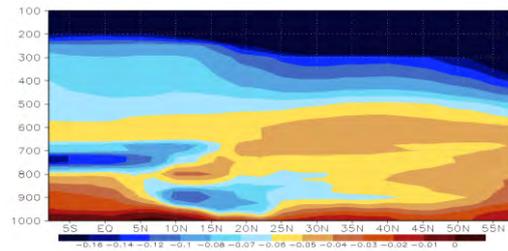
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 4.19 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre MAM de 2005.

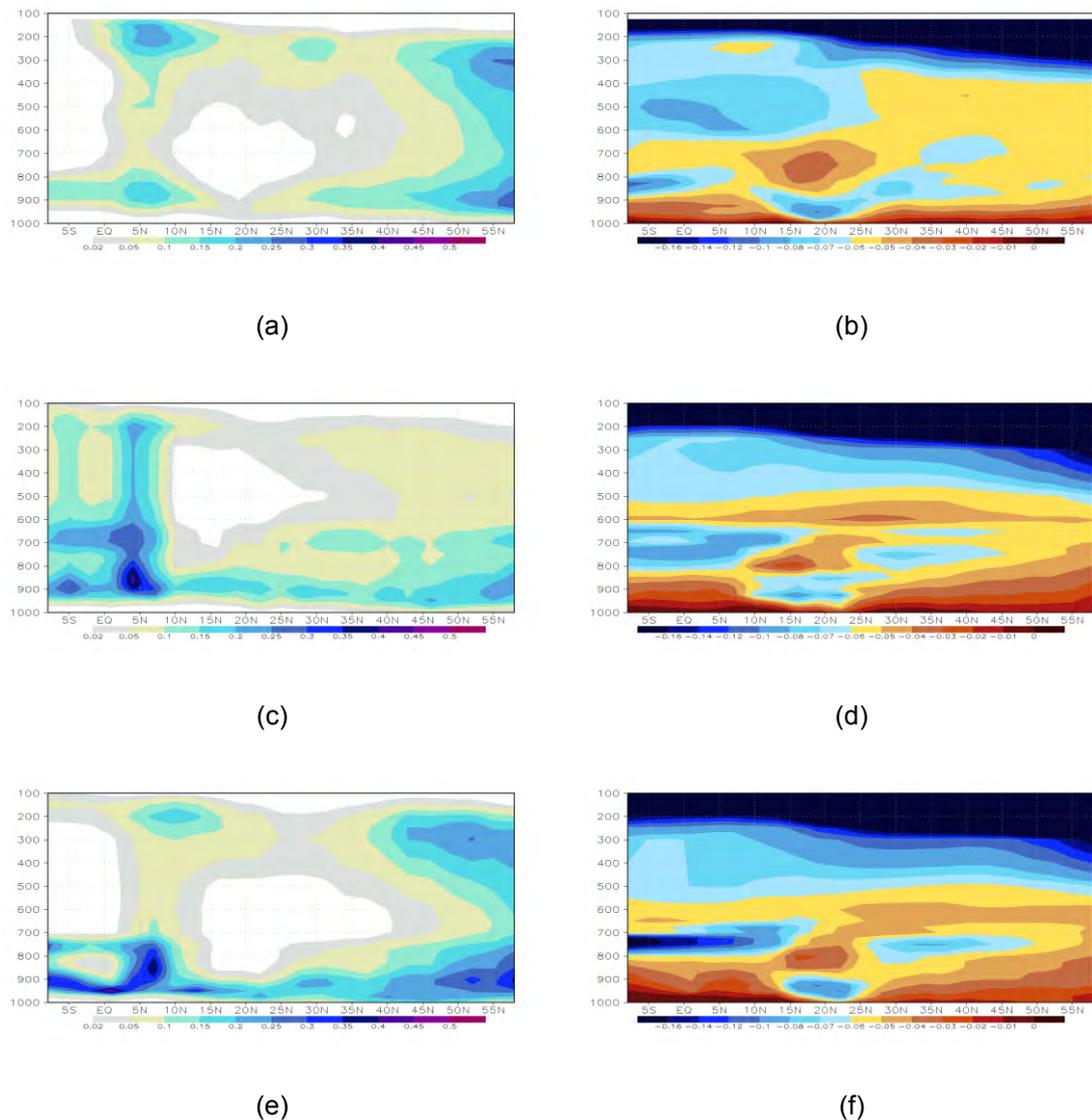


Figura 4.20 - Como na Figura 4.13, para secção transversal do Atlântico norte e o trimestre SON de 2005.

Assumindo que as secções transversais possam ser representativas de processos que ocorrem no Atlântico tropical, os resultados encontrados nos perfis do MCGOA com os dois esquemas sugerem que as nuvens produzidas pelo modelo impactam de duas formas no ciclo sazonal da ZCIT:

- 1) A estrutura mais intensa da inversão térmica ($d\theta/dp < -0,1$ K/hPa), baixa e gradual no NECN, promove um maior acoplamento na camada limite intensificando os fluxos de umidade da superfície para a camada de nuvens (Schubert et al., 1995; Wyant et al., 1997). No caso do CTRL, a

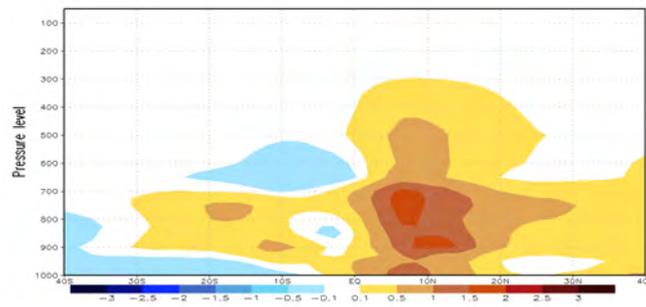
inversão térmica menos intensa e mais elevada reflete numa camada limite frequentemente desacoplada, na qual a turbulência na metade superior da camada limite não é bem conectada à turbulência da camada próxima à superfície (ALBRECHT et al., 1995b). Essas diferenças resultam numa maior umidificação da baixa troposfera pelo NECN e transporte de umidade para região da ZCIT pela circulação dos alísios.

- 2) Com uma inversão térmica mais intensa se estendendo até a região da ZCIT, a simulação com o NECN inibe que convecção profunda ocorra tão a sul quanto o CTRL, reduzindo a possibilidade de processos de retroalimentação positiva oceano-atmosfera, tais como intensificação do efeito vento meridional-evaporação-TSM (Xie, 1999). Em adição, a maior estabilidade da inversão na região equatorial pelo NECN restringe a faixa onde a convecção da ZCIT consegue romper a estabilidade, enquanto que no CTRL a menor estabilidade resulta numa banda de nuvens convectivas mais extensas meridionalmente.

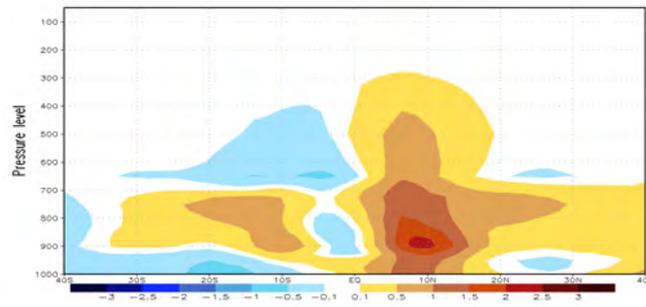
O reflexo destes dois pontos na estrutura da atmosfera do Atlântico é avaliado pela diferença das simulações NECN menos CTRL, do perfil vertical de umidade específica, computado pela média zonal sobre o oceano no ano de 2004 e de 2005 (Figura 4.21). A simulação do MCGOA com o NECN mostra nas regiões subtropicais uma diferença positiva de até 1 g/kg entre os níveis de 900 e 700 hPa e negativa (menor que 0,5 g/kg) abaixo e acima deste intervalo (Figuras 4.21a e 4.21b). Isso indica que o esquema NECN produziu em relação ao CTRL, um transporte de umidade da superfície para níveis mais altos e a concentração da umidade numa camada mais baixa. Na região equatorial o perfil de umidade mostra uma coluna negativa e outra positiva, devido ao distinto posicionamento da ZCIT pelos dois esquemas (o CTRL mais a sul, Figura 4.1), contudo a umidade específica na região convectiva do NECN é relativamente superior, especialmente na baixa troposfera com uma diferença maior que 1,5 g/kg abaixo de 700 hPa. O transporte sistemático de umidade da camada limite para as regiões de convergência favorece a inicialização de

intensa convecção profunda (MASUNAGA, 2012), fator que favorece a simulação do ciclo sazonal da ZCIT pelo MCGOA (TOZUKA et al., 2011). Nas simulações do MCGA os efeitos do esquema de nuvens são semelhantes (Figuras 4.21c e 4.21d), mostrando de modo geral na diferença NECN-CTRL, ainda mais umidade na baixa troposfera do que o modelo acoplado. As simulações do MCGA também mostram mais umidade na região da ZCIT com o NECN, porém menor que o MCGOA, em parte pela melhor coincidência no posicionamento da ZCIT com os dois esquemas (Figura 4.3a).

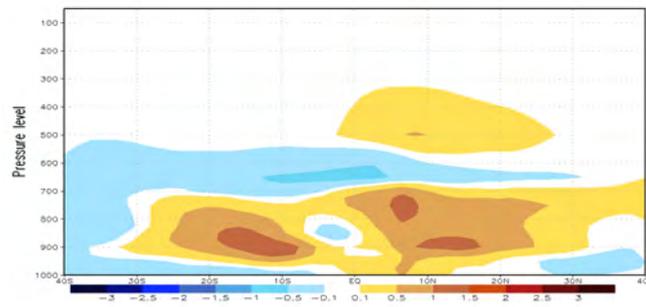
Representar corretamente a circulação vertical de grande escala é essencial para reproduzir o transporte de calor e umidade e, portanto impacta na estabilidade e precipitação (MARTIN; SCHUMACHER, 2012). A ocorrência de convecção profunda no Atlântico, próximo à costa do nordeste, na simulação com o CTRL desenvolve um processo de retroalimentação oceano-atmosfera, que intensifica a convergência do vento em superfície ao sul da posição inicial da ZCIT. O efeito deste processo é mostrado na Figura 4.22 pela série temporal da velocidade vertical no nível de 500 hPa (ω_{500}), média entre 10°S e 5°S, desde a América do Sul até a África. A reanálise ERA-Interim mostra predomínio de subsidência (ω_{500} positivo) sobre o oceano (no intervalo de 35°W a 12°E) durante os dois anos de integração (Figura 4.22a), com algumas poucas ocorrências de convecção próximas à costa do nordeste da América do Sul no verão. Na simulação com o CTRL o movimento ascendente (ω_{500} negativo) próximo à costa do nordeste surge desde o início da integração (em janeiro de 2004) e persiste nos dois anos de integração quase ininterruptamente e, se intensificando em 2005 atingindo o centro da bacia (Figura 4.22b). A inibição da convecção no oeste do Atlântico pelo NECN pode ser observada na Figura 4.22c, principalmente durante o primeiro ano de integração. Como apontado anteriormente, esta inibição pelo NECN reflete o efeito das nuvens na estabilidade atmosférica. Contudo, a partir do verão de 2005 este esquema mostra sinais de intensificação da convecção no oeste do Atlântico, que está ligado ao enfraquecimento dos ventos de leste equatoriais no centro da bacia a partir de maio de 2005 (Figura 4.2b) e, aumento do atraso na migração da ZCIT no segundo ano (Figura 4.1).



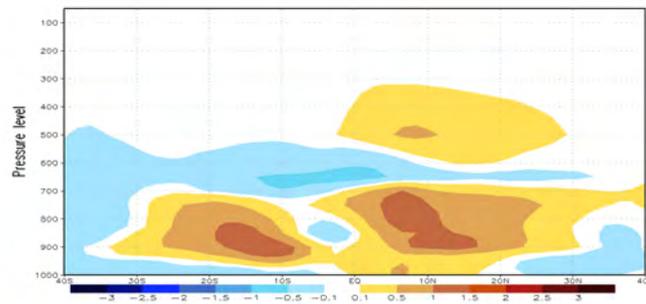
(a)



(b)

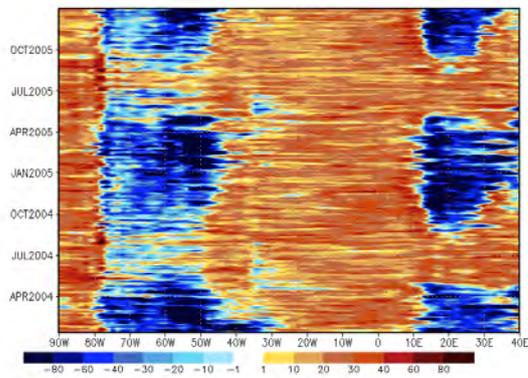


(c)

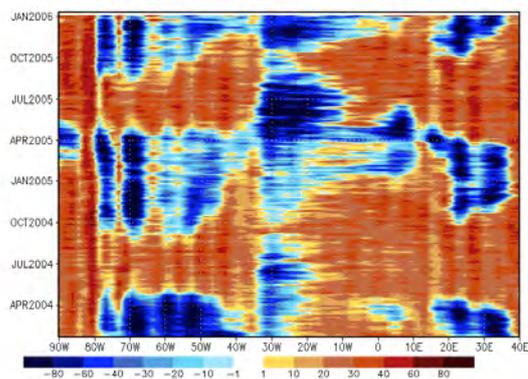


(d)

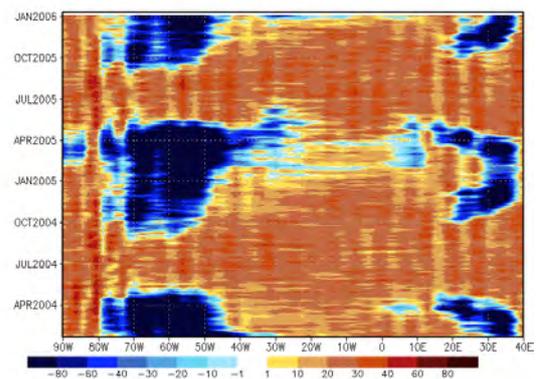
Figura 4.21 - Perfil vertical médio zonal no Atlântico da diferença na umidade relativa entre os esquemas NECN e CTRL, simulado pelo MCGOA em (a) 2004 e (b) 2005 e, simulado pelo MCGA em (c) 2004 e (d) 2005.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.22 - Série temporal da distribuição zonal de ω_{500} (média 10°S , 5°S), (a) observado pela reanálise ERA-Interim, (b) simulado pelo MCGOA com o esquema CTRL e (c) com o esquema NECN. Unidades em hPa/dia.

Estudos com modelos acoplados mostram que a intensificação da convecção na América do Sul e na África é importante para o posicionamento da ZCIT (BRACONNOT et al., 2007; TOZUKA et al., 2011; DOI et al., 2012). Este parece ser um aspecto que também beneficia a simulação com o NECN em relação ao CTRL, como mostra a série temporal de ω_{500} (Figura 4.22). Sobre a faixa continental da América do Sul (no intervalo de 80°W a 35°W) a reanálise mostra que a convecção é intensificada no período de setembro a

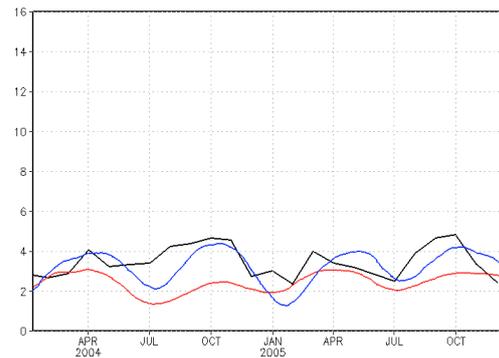
maio e, quase simultaneamente com a convecção na África (a leste de 12°W). A intensificação da convecção na região da bacia Amazônica pelo CTRL é significativamente menor, principalmente após o primeiro verão na parte leste da bacia (Figura 4.22b). A simulação com o NECN produz movimento ascendente na Amazônia similar e até mais forte ao da reanálise e, que se mantém nos dois anos de integração (Figura 4.22c). Nota-se que no período seco da Amazônia (de junho a agosto) o MCGOA tem predomínio de subsidência, diferindo do observado na reanálise que mostra eventos ocasionais de convecção nesse período, provavelmente devido à limitação do modelo atmosférico (com a atual resolução) de reproduzir a variabilidade da escala cúmulos.

A evolução do movimento vertical avaliado sobre os continentes (Figura 4.22) tem reflexo direto na precipitação. Para apurar este efeito nas simulações com o MCGOA, foram selecionadas duas áreas na América do Sul e na África para representar a evolução da precipitação média de acordo com estudos prévios (NOBRE et al., 2012; DOI et al., 2010; DOI et al., 2012). A Figura 4.23a mostra a série temporal de precipitação na bacia Amazônica (72°W, 58°W; 10°S, 4°N), observada pelos dados do GPCP e simulada pelo MCGOA, na qual o CTRL reproduz bem a precipitação observada nos primeiros seis meses de integração, mas subestima a partir desse período sem apresentar a intensificação das chuvas observadas no verão Austral. A simulação com o NECN mostra superestimativas nos primeiros três meses, seguido de um melhor ajuste ao observado no restante do período de integração, além de reproduzir a amplitude nos períodos secos e chuvosos. Na região tropical da África (10°E, 30°W; 10°S, 10°N), ambos os esquemas reproduzem razoavelmente o observado, contudo o NECN mostra um ciclo sazonal com amplitude maior que o CTRL (Figura 4.15b). A simulação da evolução temporal da precipitação sobre a Amazônia do experimento com o MCGA (Figura 4.23c) indica que a diminuição da precipitação na Amazônia pelo experimento CTRL do modelo acoplado se deve a aspectos no acoplamento. No entanto, apesar dos resultados das simulações do MCGA mostrar maior amplitude no ciclo sazonal, o esquema tende a subestimar o observado (Figura 4.23c). Uma

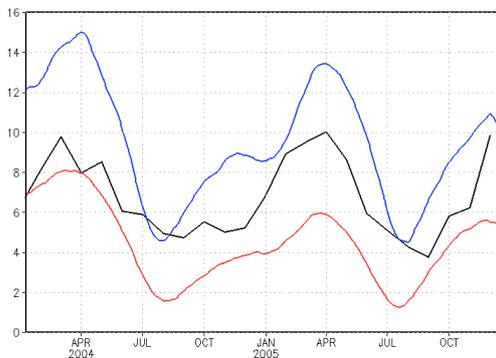
menor precipitação produzida pelo MCGOA, com respeito ao MCGA, também é verificada com o NECN, porém a amplitude do ciclo sazonal é maior que o CTRL. Estas diferenças resultantes do acoplamento também são observadas na África tropical (Figura 4.23d), tendo o NECN uma maior amplitude no ciclo sazonal.



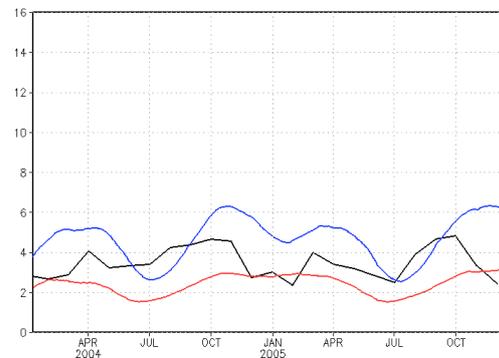
(a)



(b)



(c)



(d)

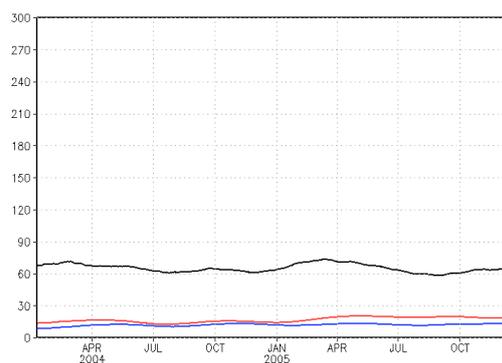
Figura 4.23 - Série temporal da precipitação (mm) média na Amazônia (a) pelo MCGOA e (c) pelo MCGA e, no Sahel (b) pelo MCGOA e (d) pelo MCGA. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, a simulação pelo CTRL (vermelho) e pelo NECN (azul).

As diferenças na quantidade de precipitação continental encontradas nas simulações do MCGOA podem ser atribuídas ao transporte de umidade

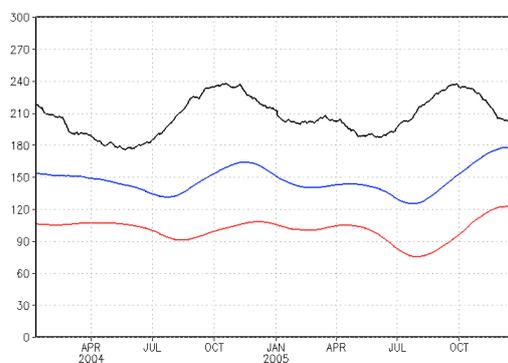
proveniente do Atlântico, como também por diferenças na evapotranspiração continental. De modo a responder esta questão, a Figura 4.24 mostra o fluxo de calor latente na superfície para as mesmas áreas da Figura 4.23. A reanálise do ERA-Interim indica na região da Amazônia um fluxo médio de 210 W/m^2 , com máximos em setembro-outubro (Figura 4.24a), enquanto o MCGOA subestima em aproximadamente 90 W/m^2 com o CTRL e em 60 W/m^2 com o NECN. Essa subestimativa sugere que a maior quantidade de precipitação produzida pelo NECN na Amazônia se deve em parte pelo transporte sobre o oceano. Resultados similares são encontrados nas simulações do MCGA (Figura 4.24b), indicando que a redução da precipitação do MCGOA com o CTRL (Figura 4.23a) possa estar associada a um menor fluxo de umidade oceânica, causadas, por exemplo, pela extensa banda de convecção próxima à costa norte da América do Sul (Figuras 4.8c e 4.8d). Na região tropical da África a evapotranspiração do modelo é cerca de quatro vezes inferior à reanálise, tanto o MCGOA quanto o MCGA e, com os dois esquemas de nuvens (Figuras 4.24c e 4.24d). Este é um problema não explorado neste estudo, a ser investigado em estudos posteriores.



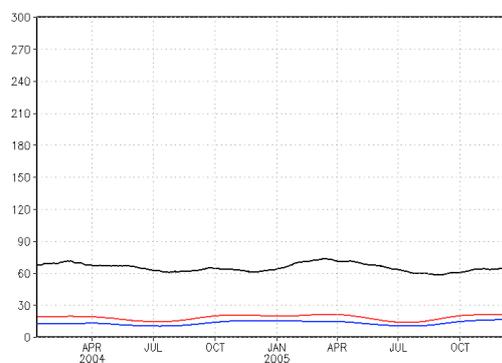
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.24 - Série temporal do fluxo de calor latente na superfície médio na Amazônia (a) pelo MCGOA e (c) pelo MCGA e, no Sahel (b) pelo MCGOA e (d) pelo MCGA. As linhas representam a reanálise ERA-Interim (preto) e, a simulação pelo CTRL (vermelho) e pelo NECN (azul). Unidades em W/m^2 .

Para explorar os motivos que causaram as diferenças na intensidade da precipitação na bacia Amazônica, foram plotadas séries temporais do perfil médio na área da bacia de algumas propriedades atmosféricas. Inicialmente foi analisada a liberação de calor latente e a fonte de umidade convectiva. Devido a essas variáveis não estarem disponíveis nos dados do ERA-Interim, a análise apresentada é somente comparativa entre as simulações com os dois esquemas de nuvens. As simulações do MCGOA ao longo dos dois anos de

integração (Figuras 4.25a e 4.25b) mostram que a convecção retira calor (valores negativos) das camadas próximas da superfície (até o nível de 900 hPa), indicando ainda que o NECN produz um resfriamento na superfície de cerca de 1 K/dia maior que o CTRL (segundo perfil médio anual à direita da figura). Por outro lado, a convecção libera calor nas camadas acima de aproximadamente 900 hPa, com valores maiores que 4 K/dia entre os níveis de 800 e 200 hPa nos períodos chuvosos. A simulação com o CTRL mostra uma forte liberação de calor latente na atmosfera nos primeiros seis meses, mas seguido de significativa redução, na intensidade e profundidade, no restante do período (Figura 4.25a). No caso do NECN, a liberação de calor latente se mantém relativamente intensa ao longo dos períodos chuvosos (Figura 4.25b), produzindo um aquecimento anual na média troposfera cerca de 2 K/dia maior que o CTRL (segundo perfil médio à direita da figura). Essas diferenças entre os esquemas correspondem aos resultados encontrados na série temporal da precipitação Amazônica (Figura 4.23a), onde o NECN mostra uma maior intensidade e melhor representação do ciclo sazonal de precipitação. A maior liberação de calor latente pelo NECN, em relação ao CTRL, também reflete na circulação, intensificando o movimento vertical na região como observado na Figura 4.14c. Entretanto, a intensa liberação de calor latente pelo NECN no período de setembro a novembro (Figura 4.25b) parece estar associada à intensificação da precipitação neste período, o que não é observado pelos dados do GPCP (Figura 4.23a).

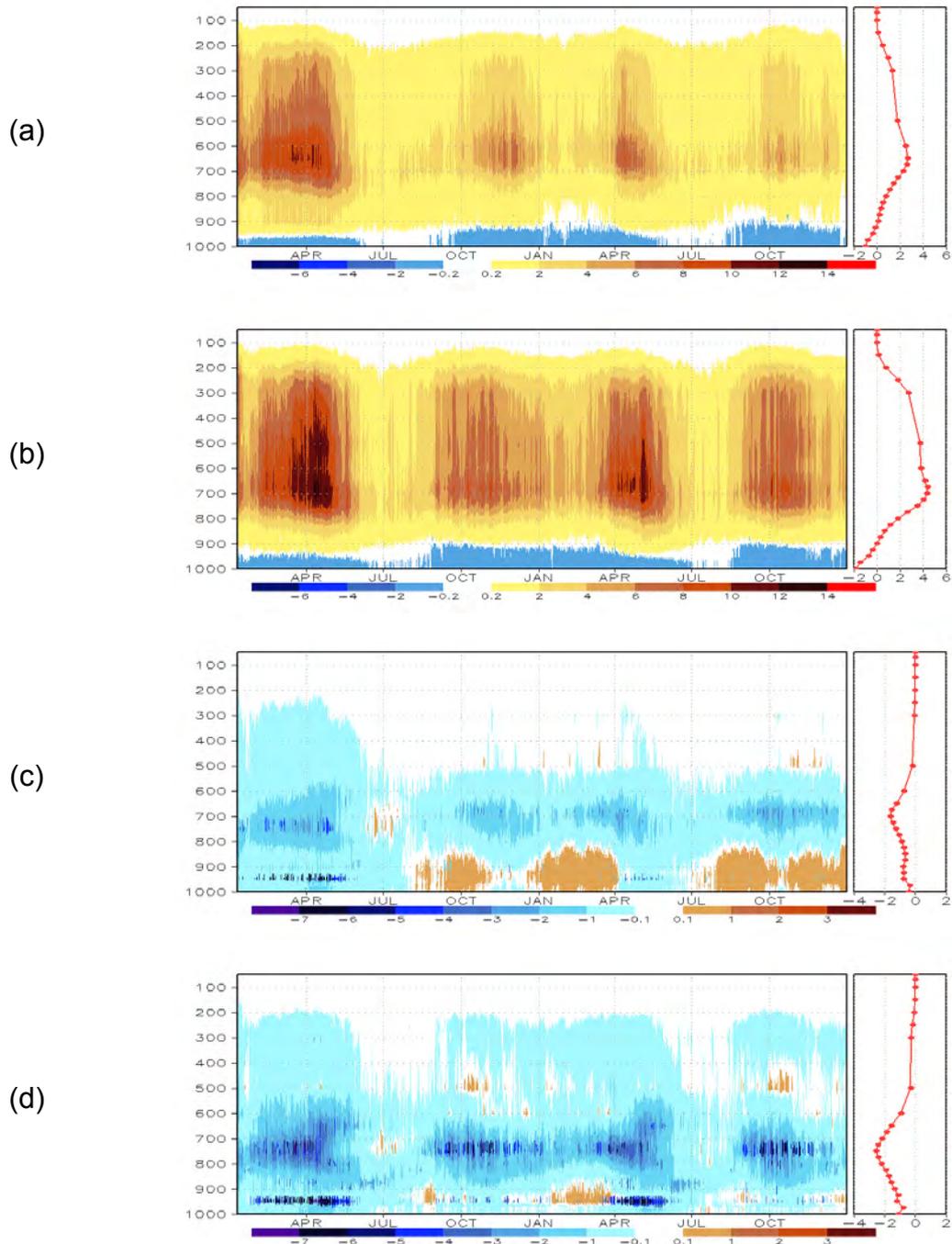


Figura 4.25 - Série temporal de 2004-2005 sobre a Amazônia do perfil de liberação de calor latente convectivo (K/dia) do (a) CTRL e (b) NECN e, do perfil de fonte de umidificação convectivo (g/kg/dia) do (c) CTRL e (d) NECN. O gráfico a direita mostra o perfil médio anual.

A umidificação convectiva da atmosfera na bacia Amazônica (Figuras 4.25c e 4.25d) reflete os resultados apresentados acima para calor latente. Em linhas gerais, a convecção retira vapor d'água (valores negativos), produzindo água líquida, principalmente próximo ao nível da base da nuvem convectiva (700~800 hPa). Na simulação com o NECN, a quantidade da água condensada nestes níveis é na média anual 1 g/kg (60%) maior que o CTRL, sendo o pico posicionado ligeiramente mais baixo (segundo perfil médio à direita da figura). A umidificação da atmosfera alcança níveis altos (~250 hPa) nos períodos chuvosos, entretanto o CTRL mostra esse comportamento somente no verão, reduzindo este efeito para níveis inferiores a ~500 hPa no restante da integração (Figura 25d), o que não é verificado significativamente com o NECN. Abaixo da base das nuvens convectivas o CTRL mostra uma maior ocorrência de valores positivos (evaporação da água líquida), após os primeiros seis meses de integração. Isso está relacionado com menor evaporação verificada (Figura 4.24a) devido à menor diferença ar-superfície na umidade. Estes resultados mostram que o novo esquema de nuvens tem significativo impacto no suprimento de água para convecção, acarretando na intensificação da precipitação Amazônica.

Conforme os resultados apresentados, o novo esquema de nuvens produz uma intensificação na atividade convectiva sobre a bacia Amazônica e isto reflete na umidificação da média-alta troposfera. A Figura 4.26 mostra a série temporal do perfil de umidade relativa sobre a Amazônia, observada pela reanálise ERA-Interim e simulada pelo MCGOA com os dois esquemas de nuvens. A simulação com o NECN, apesar de subestimar as observações, mostra a intensificação da UR nos dois períodos chuvosos (de janeiro a maio) (Figura 4.26c), enquanto que no CTRL a média troposfera permanece relativamente mais seca após o primeiro verão (Figura 4.26b). Ambos os esquemas subestimam a umidade relativa nos baixos níveis observada (Figura 4.26a), devido provavelmente a fatores como a baixa evaporação da superfície (Figura 4.24) e limitações no transporte turbulento do esquema de camada limite.

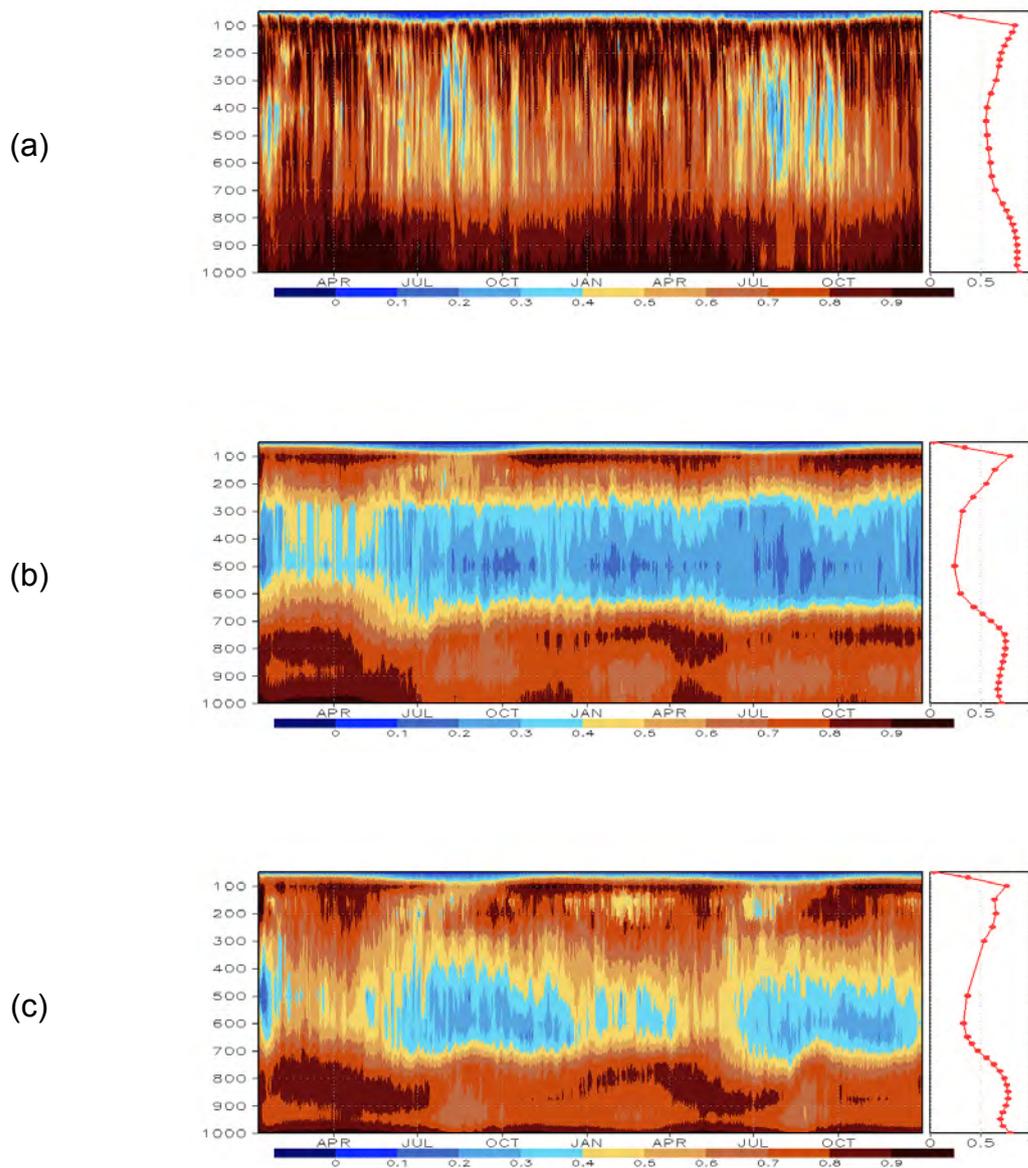


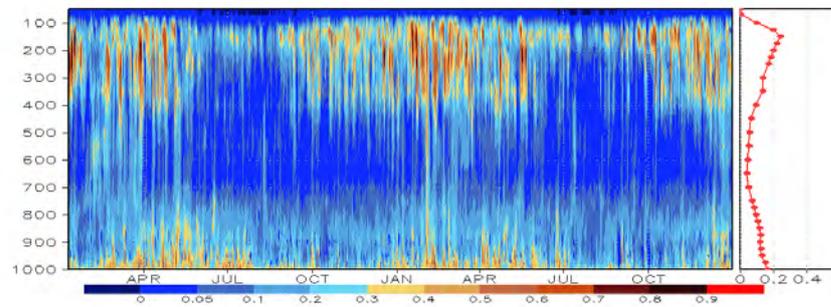
Figura 4.26 - Série temporal sobre a Amazônia do perfil de umidade relativa (0-1) da (a) reanálise ERA-Interim e simulado com os esquemas (b) CTRL e (c) NECN. O gráfico a direita mostra o perfil médio anual.

Para complementar a análise na bacia Amazônica, a Figura 4.27 mostra a série temporal do perfil da fração coberta por nuvens, para a reanálise ERA-Interim e para as simulações do MCGOA. A reanálise apresenta uma quantidade relativamente grande de nuvens altas com máximo de 20% na média anual, uma quantidade menor de nuvens baixas distribuída abaixo de 800 hPa e

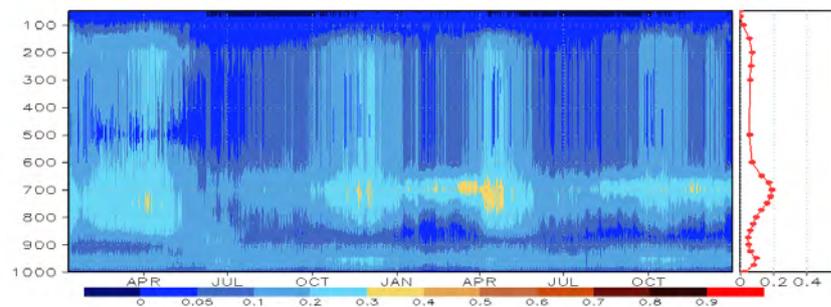
nuvens nos níveis médios (produzidas pela convecção profunda) em pouca quantidade e frequência (Figura 4.27a). A simulação com o CTRL mostra em média pouca quantidade de nuvens altas, menos da metade apresentada pela reanálise (Figura 4.27b). De fato, a cobertura de nuvens em altos níveis é produzida basicamente pela formação de nuvens convectivas, indicando pouca sensibilidade à umidade relativa, devido ao limiar adotado e a restrição de só permitir uma camada com nuvens nestes níveis (ver detalhes do esquema original na seção 3.3.1). A coluna de nuvens associada à convecção profunda mostra com frequência uma cobertura superior a 10% e uma distribuição vertical constante, diferindo significativamente da reanálise. Subestimar as nuvens altas e superestimar a cobertura de nuvens convectivas é uma deficiência encontrada em regiões continentais por outros MCG (RANDALL et al., 2003). O perfil da fração coberta por nuvens altas e nuvens convectivas do NECN é na média anual similar ao da reanálise (Figura 4.27c), entretanto, mostra uma variabilidade inferior à reanálise, especialmente no caso de nuvens altas. Contudo pode-se esperar que o modelo com a resolução T62 não seja capaz de reproduzir a variabilidade da reanálise de truncamento T255 (DEE et al., 2011).

A cobertura de nuvens baixas na bacia Amazônica, simulada com os dois esquemas, apresenta uma distribuição vertical com diferenças da reanálise ERA-Interim. O CTRL mostra dois máximos, um no nível de 700 hPa e outro próximo a superfície (Figura 4.27b), isto se deve ao fato do esquema detectar sobre o solo nuvens de supersaturação com também nuvens de inversão térmica (no nível de cima). Embora isto resulte numa melhor aproximação na média anual com a reanálise, as duas formações implicam numa camada limite desacoplada (STULL 1988), reduzindo a disponibilidade de umidade para o nível de condensação livre. A cobertura de nuvens baixas do NECN ocorre numa faixa em torno de 800 hPa e ausente de nuvens próximo à superfície (Figura 4.27c). Como resultado, a inversão térmica intensificada pela camada elevada de nuvens instabiliza a camada limite e promove com respeito ao CTRL, um maior fornecimento de umidade para inicialização da convecção profunda (MASUNAGA, 2012).

(a)



(b)



(c)

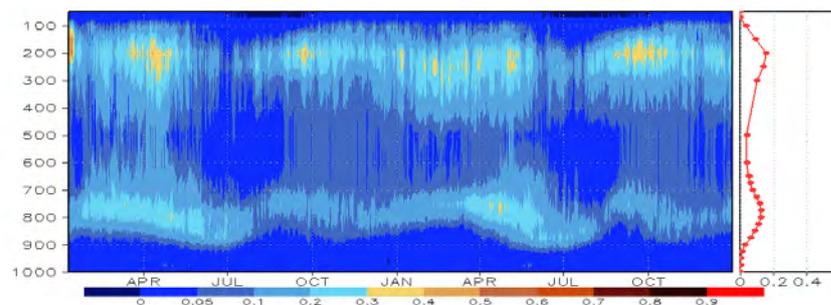


Figura 4.27 - Como na Figura 4.26, para o perfil da fração de cobertura de nuvens (0-1).

Os resultados apresentados acima indicam que a distribuição de cobertura de nuvens tem significativo impacto na estrutura da atmosfera da Amazônia, mostrando que a adoção de um novo esquema de nuvens intensificou a convecção e precipitação. Outros aspectos como efeitos remotos, podem estar

contribuindo para esta intensificação. Por exemplo, Tozuka et al. (2011) realizaram experimentos com um modelo acoplado usando três diferentes esquema de convecção e, encontrou que o esquema que melhor reproduzia a TSM equatorial e a ZCIT, também produzia mais precipitação na Amazônia, mas em favor de uma menor precipitação na parte oeste do Pacífico tropical.

5 CONCLUSÕES

Este estudo discute o impacto de propriedades radiativas das nuvens na circulação acoplada oceano-atmosfera simulada com o MCGOA-INPE/CPTEC. A implantação de um novo esquema de parametrização de cobertura de nuvens, acompanhada de ajustes nas propriedades ópticas, mostrou resultados no clima do Atlântico tropical e no ciclo sazonal da ZCIT. Comparado com as simulações utilizando o esquema original do modelo, o novo esquema foi capaz de posicionar a ZCIT (inferido pela posição da confluência) mais próximo do observado e reduzir pela metade o atraso na marcha sazonal. A simulação com o novo esquema produziu nos cinco de integração a reversão do vento meridional na posição média da ZCIT do Atlântico (30°W , 5°N), aspecto que foi verificado com o esquema original somente no primeiro ano de integração. Na simulação de controle, a partir do segundo ano de integração, os ventos se mantêm de norte durante todo o ciclo anual, resultando em um posicionamento médio da ZCIT ao sul do observado, semelhante ao encontrado por outros modelos acoplados. As simulações com a componente atmosférica utilizando a TSM observada mostraram que o modelo representa corretamente o posicionamento da ZCIT com ambos os esquemas, indicando que as diferenças no ciclo da ZCIT se devem a processos de retroalimentação resultantes do acoplamento oceano-atmosfera. Os resultados sugerem ainda que esses processos atuam em um prazo relativamente curto, estabelecendo relativo estado de equilíbrio do modelo em poucos anos.

Os resultados encontrados com o novo esquema decorrem de melhorias no gradiente da TSM e no campo de pressão na superfície do Atlântico. Estes resultados são vinculados à distribuição da precipitação oceânica e continental, fator correntemente associado à circulação no Atlântico. O novo esquema de nuvens reduziu o déficit de radiação à superfície encontrada no esquema de controle, mas também teve impacto na estabilidade atmosférica através dos efeitos de aquecimento/resfriamento da atmosfera. A distribuição vertical das nuvens da camada limite na transição entre as regiões subtropicais e tropicais

propiciou uma maior intensificação da inversão térmica, especialmente no Atlântico sul. Essa intensificação instabiliza a camada limite, levando a uma maior umidificação da baixa troposfera. Estes aspectos favoreceram ao novo esquema para que a convecção no Atlântico ocorresse numa banda mais estreita e mais ao norte, próxima do observado. Por outro lado, o esquema original do modelo produziu uma camada limite muito elevada e uma inversão térmica menos intensa, o que resultou na ocorrência da convecção da ZCIT numa banda meridionalmente larga e deslocada para sul. Essa característica é amplificada por processos de retroalimentação como o de Bjerknes, intensificando o deslocamento da ZCIT para sul.

A intensificação da precipitação continental, especialmente na região Amazônica, também mostrou ser um fator que contribuiu para uma melhor reprodução do ciclo sazonal da ZCIT. O novo esquema mostrou uma maior liberação de calor latente convectivo sobre a Amazônia, o que levou a uma intensificação da circulação vertical. Isso é atribuído a fatores como: a redução da cobertura de nuvens convectivas e, portanto do efeito de resfriamento radiativo na média-alta troposfera; pela redução do déficit de radiação à superfície; e, pelo maior acoplamento da camada limite causado pelas nuvens baixas. A precipitação na Amazônia produzida com o esquema de controle foi próxima ao observado no primeiro semestre da integração e reduzida no restante do período. Essa redução na precipitação não foi verificada na simulação com a componente atmosférica, sugerindo que fatores relacionados com o acoplamento oceano-atmosfera agiram para a menor precipitação na Amazônia pelo controle.

Os aprimoramentos adotados no novo esquema de nuvens contribuíram para uma melhora na circulação e no acoplamento oceano-atmosfera, obtendo melhores resultados na reprodução do ciclo sazonal da ZCIT. Contudo, essas modificações ainda mostram diferenças na localização da ZCIT, posicionando-a ao sul do observado na estação da primavera boreal e, retardando sua marcha para norte (Figura 4.1). As causas para essas falhas podem decorrer de processos locais que impactem na evolução da língua fria e na estrutura da

termoclina e, de ações remotas como a localização e intensidade da convecção no Pacífico. Espera-se que o presente estudo contribua para o esclarecimento do impacto radiativo das nuvens e, para a melhora do desempenho do modelo acoplado nas simulações e previsões do clima na região do Atlântico tropical.

6 SUGESTÕES

A representação das nuvens nos modelos de circulação é um tema de grande interesse na comunidade científica, dado que é apontado como um dos principais fatores na dispersão dos resultados de diversos modelos climáticos do IPCC. O conhecimento do papel das nuvens e o aprimoramento da sua parametrização no modelo do CPTEC é uma tarefa importante e, deveria ser foco de estudos futuros, dentre os quais se sugere:

- Utilizar um conjunto diversificado de dados observados para avaliar as simulações da cobertura e propriedades ópticas de nuvens, neste inclui-se o uso de dados “sintéticos” produzidos por modelos de nuvens de alta resolução e, algoritmos como o “simulador do ISCCP”, que procuram reproduzir a partir das saídas do modelo as observações de satélite.
- As simulações do modelo podem ser mais bem avaliadas com o uso da técnica de “composites” por regime dinâmico. Nesses métodos procura-se agrupar e mediar casos em função de variáveis que determinam o regime de nuvens.
- No âmbito dos métodos de diagnóstico da cobertura de nuvens, algumas melhorias podem ser obtidas com o uso da água líquida prognosticada (variável recentemente implantada no modelo) e, com a adoção do fluxo de massa na parametrização da cobertura convectiva. A parametrização de nuvens estratocúmulos sobre as regiões subtropicais dos oceanos requer uma boa representação da parametrização da camada limite e, métodos como baseados em funções de densidade de probabilidade mostram-se promissores.
- O efetivo aprimoramento da modelagem requer ainda um trabalho conjunto de aprimoramentos em toda física do modelo e o estabelecimento de uma estratégia de avaliação e desenvolvimento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F.; COAUTORES The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147-1167, 2003.
- ALBRECHT, B. A.; BRETHERTON, C. S.; JOHNSON, D.; SCUBERT, W. H.; FRISCH A. S. The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment-ASTEX. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, p. 889-904, 1995a.
- ALBRECHT, B. A.; JENSEN, M.; SYRETT, W. J. Marine boundary layer structure and fractional cloudiness. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 14 209-14 222, 1995b.
- ANDERSON, D. L. T. Modelling the Ocean Circulation and its Interaction with the Atmosphere. **Interdisciplinary Science Reviews**, v. 16, n. 3, p. 233-244, 1991.
- ANDERSON, D. L. T. The oceanic general circulation and its interaction with the atmosphere. **Large-scale dynamical processes in the atmosphere**. London, Academic Press, p. 305-336, 1983.
- ANDERSON, J. L.; COAUTORES The New GFDL Global Atmosphere and Land Model AM2–LM2: Evaluation with Prescribed SST Simulations. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4641-4673, 2004.
- ANTHES, R. A. A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One-Dimensional Cloud Model. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 270-286, 1977.
- ARAKAWA, A.; SHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus ensemble with the largescale environment, Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-704, 1974.
- BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new Solar Radiation Parameterization on the CPTEC AGCM Climatological

Features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, p. 1377-1392, 2008.

BERG, L. K.; STULL, R. B. A Simple Parameterization Coupling the Convective Daytime Boundary Layer and Fair-Weather Cumuli. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 1976-1988, 2005.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 677-691, 1986.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 163-172, 1969.

BONY S.; EMANUEL, K. A. A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 3158-3183, 2001.

BONY, S.; DUFRESNE, J. L. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 20, L20806, 2005.

BOTTINO, M. J.; NOBRE, P.; CARNEIRO, G. M. Detecção de sistemas convectivos nos Trópicos utilizando imagens multiespectrais do satélite geoestacionário GOES 8. **Revista Climanálise**, Ano 2, p. 39-52, 2003.

BOUGEAULT, Ph. Modeling the Trade-Wind Cumulus Boundary Layer. Part I: Testing the Ensemble Cloud Relations Against Numerical Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2414-2428, 1981.

BOVILLE, B. A.; RASCH, P. J.; HACK, J. J.; MCCAA, J. R. Representation of clouds and precipitation processes in the community atmosphere model version 3 (CAM3). **Journal of Climate**, v. 19, p. 2184-2198, 2006.

BRACONNOT, P.; HOURDIN, F.; BONY, S.; DUFRESNE, J. L.; GRANDPEIX, J. Y.; MARTI, O. Impact of different convective cloud schemes on the simulation

of the tropical seasonal cycle in a coupled ocean-atmosphere model, **Climate Dynamics**, v. 29, p. 501-520, 2007.

BRETHERTON, C. S.; KRUEGER, S. K.; WYANT, M.C.; BECHTOLD, P.; VAN MEIJGAARD, E.; STEVENS, B.; TEIXEIRA, J. A GCSS boundary layer model intercomparison study of the first ASTEX Lagrangian experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 93, p. 341-380, 1999.

BREUGEM, W. P.; CHANG, P.; JANG, C. J.; MIGNOT, J.; HAZELEGER, W. Barrier layers and tropical Atlantic SST biases in coupled GCMs. **Tellus**, v. 60A, p. 885-897, 2008.

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2965-2988, 2002.

CESS, R. D.; COAUTORES Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D8, p. 12791-12794, 1996.

Chou, M. D.; Suarez, M. J. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. NASA/TM- 1999-104606, M. J. Suarez, Ed., Series on Global Modeling and Data Assimilation, v. 15, 1999. 40 p.

COLLINS, W. D. Parameterization of Generalized Cloud Overlap for Radiative Calculations in General Circulation Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 3224-3242, 2001.

COLLINS, W. D.; COAUTORES Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3). Tech. Rep. NCAR/TN-464STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 2004. 226 p.

COLLINS, W. D.; COAUTORES The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). **Journal of Climate**, v. 19, p. 2122-2143, 2006b.

COLLINS, W. D.; COAUTORES The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3). **Journal of Climate**, v. 19, p. 2144-2161, 2006a.

DAVEY, M. K.; COAUTHORS STOIC: A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. **Climate Dynamics**, v. 18, p. 403-420, 2002.

DEE, D. P.; COAUTORES The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DELWORTH, T. L.; COAUTORES Simulated climate and climate change in the GFDL CM2.5 high-resolution coupled climate model. **Journal of Climate**, v. 25, p. 2755-2781, 2012.

DOI, T.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. The Atlantic Meridional Mode and Its Coupled Variability with the Guinea Dome. **Journal of Climate**, v. 23, p. 455-475, 2010.

DOI, T.; VECCHI, G. A.; ROSATI, A. J.; DELWORTH, T. L. Biases in the Atlantic ITCZ in Seasonal–Interannual Variations for a Coarse- and a High-Resolution Coupled Climate Model. **Journal of Climate**, v. 25, p. 5494-5511, 2012.

DRIEDONKS, A. G. M.; DUYNKERKE, P. G. Current problems in the strato-cumulus-topped atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 46, p. 275-303, 1989.

FIGUEROA, S. N.; TARASOVA, T.; BARBOSA, H. M. J.; BONATTI, J. P.; SILVIA DIAS, P. L. The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on Southern Hemisphere summer climate simulated by CPTEC Atmospheric General Circulation Model. **8º ICSHMO**, Foz do Iguaçu, Brasil, p. 1037-1040, 2006.

FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Impact of barrier layer thickness on SST in the central tropical North Atlantic. **Journal of Climate**, v. 22, p. 285-299, 2009.

GARRATT, J. R. **The Atmospheric Boundary Layer**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1994, 334 p. ISBN 0521467454.

Goddard, L.; Mason, S. J. Sensitivity of seasonal climate forecasts to persisted SST anomalies. **Climate Dynamics**, v. 19, p. 619-631, 2002.

GRAHAM, R. J.; EVANS, A. D. L.; MYLNE, K. R.; HARRISON, M. S. J.; ROBERTSON, K. B. An assessment of seasonal predictability using atmospheric general circulation models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, p. 2211-2240, 2000.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 38-1–38-4, 2002.

GRIFFIES, S. M. **Elements of MOM4p1**. GFDL Ocean Group Technical Report No. 6, NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 2009. 444 p.

HACK, J. J.; BOVILLE, B. A.; BRIEGLEB, B. P.; KIEHL, J. T.; RASCH, P. J.; WILLIAMSON, D. L. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2)**, Technical Report NCAR/TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, 1993. 120 p.

HARRISON, E. F.; MINNIS, P.; BARKSTROM, B. R.; RAMANATHAN, V.; CESS, R. D.; GIBSON, G. G. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 18687-18703; 1990.

HARSHVARDHAN, DAVIES, R.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1009-1016, 1987.

HARSHVARDHAN; CORSETTI, T. G. **Longwave radiation parameterization for the UCLA/GLAS GCM**. NASA Technical Memorandum 86072, 1984. 65 p.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic sector. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

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

HOUSTON, A. L.; NIYOGI, D. The Sensitivity of Convective Initiation to the Lapse Rate of the Active Cloud-Bearing Layer. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 3013-3032, 2007.

IPCC 2007. **Climate change 2007: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, (eds Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; and co-editors), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 996 p.

JAKOB, C. Cloud cover in the ECMWF reanalysis. **Journal of Climate**, v. 12, p. 947-959, 1999.

JAKOB, C. **The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models**. Ph.D. thesis, Ludwig-Maximilians-University Munich, 2001, 193 p.

KALNAY, E.; COAUTORES The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KAWAI, H.; INOUE, T. A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. **SOLA**, v. 2, p. 17-20, 2006.

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BONAN, G. B.; BOVILLE, B. A.; BRIEGLEB, B. P.; WILLIAMSON, D. L.; RASCH, P. J. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-420+STR, 1996. 143 p.

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BONAN, G. B.; BOVILLE, B. B.; WILLIAMSON, D. L.; RASCH, P. J. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, **Journal of Climate**, v. 11, p. 1131-1149, 1998.

KINTER III, J. L.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P. A.; FENNESSY, M. J.; KIRTMAN, B. P.; MARX, L.; SCHNEIDER, E. K.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. **The COLA Atmosphere-Biosphere General Circulation Model Volume 1: Formulation**. COLA Technical Reports, n. 51, 1997. 46 p.

KLEIN, S. A.; HARTMANN, D. L. The seasonal cycle of low stratiform clouds, **Journal of Climate**, v. 6, p. 1587-1606, 1993.

KOSSIN, J. P.; VIMONT, D. J. A more general framework for understanding Atlantic hurricane variability and trends. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1767-1781, 2007.

KRISTJÁNSSON, J. E.; KRISTIENSEN, J. Impact of a new scheme for optical properties of ice crystals on climates of two GCMs, **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 10063-10079, 2000.

KUSHNIR, Y.; ROBINSON, W. A.; CHANG, P.; ROBERTSON, A. W. The physical basis for predicting Atlantic sector seasonal to interannual climate variability. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5949-5970, 2006.

LARSON, K.; HARTMANN, D.; KLEIN, S. The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2359-2374, 1999.

LEVITUS, S., **Climatological Atlas of the World Ocean**. Professional Paper 13, (NTIS PB83-184093), 1982. 173 p.

Lin, Jia-Lin The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4497-4525, 2007.

LIOU K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. Academic press, 2002, 583 p.

LIOU, K. N. **Radiation and cloud processes in the atmosphere: Theory, observation, and modeling**. Oxford University Press, 1992, 487 p.

MARTIN, E.; SCHUMACHER, C. The Relationship between Tropical Warm Pool Precipitation, Sea Surface Temperature, and Large-Scale Vertical Motion in IPCC AR4 Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 185-194, 2012.

MASUNAGA, H. A Satellite Study of the Atmospheric Forcing and Response to Moist Convection over Tropical and Subtropical Oceans. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 150-166, 2012.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophys. and Space Physics**, v. 20, p. 851-875, 1982.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. **Tempo e clima no Brasil**, Organizadores CAVALCANTI et al., Oficina de textos, São Paulo, 2009. 463 p.

MILLER, M. A.; JENSEN, M. P.; CLOTHIAUX, E. E. Diurnal Cloud and Thermodynamic Variations in the Stratocumulus Transition Regime: A Case Study Using In Situ and Remote Sensors, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 2294-2310, 1998.

NOBRE, P.; COAUTORES Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate Model, 2012, (Aceito na AGU).

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; URBANO, D. F.; D. ALMEIDA, R. A. F.; GIAROLLA, E. Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. **Journal of Climate**, v. 22, p. 5686-5697, 2009.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

PHILANDER, S. G.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N. C.; LI T.; PACANOWSKI, R. C. Why the ITCZ is mostly North of the Equator. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2958-2972, 1996.

RANDALL, D. A. Conditional instability of the first kind upsidedown. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 125-130, 1980.

RANDALL, D. A.; KRUEGER, S.; BRETHERTON, C.; CURRY, J.; DUYNKERKE, P.; MONCRIEFF, M.; RYAN, B.; STARR, D.; MILLER, M.; ROSSOW, W.; TSELIODIS, G.; WIELICKI, B. Confronting Models with Data: The GEWEX Cloud Systems Study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, p. 455-469, 2003.

REYNOLDS, R.; RAYNER, N.; SMITH, T.; STOKES, D.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.

RICHTER, I.; XIE, S. P. On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. **Climate Dynamics**, v. 31, p. 587-598, 2008.

RIENECKER, M. M.; COAUTORES **The GEOS-5 Data Assimilation System - Documentation of Versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0**. NASA Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, v. 27, 2008. 101p.

ROSÁRIO, N. E.; COUTINHO, A. B.; NOBRE, P. Zona de convergência intertropical do Atlântico: Um estudo comparativo entre simulações do MCGA CPTEC/COLA, observações e reanálise do NCEP. **Revista Climanalise**, Ano 2, n. 1, 2003.

SCHUBERT, W. H.; CIESIELSKI, P. E.; LU, C.; JOHNSON, R. H. Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 2941-2952, 1995.

SENIOR, C. A.; MITCHELL, J. F. B. Carbon dioxide and climate. The impact of cloud parameterization, **Journal of Climate**, v. 6, p. 393-418, 1993.

SIMMONS, A.; UPPALA, S.; DEE, D.; KOBAYASHIA, S. ERA Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. ECMWF News Letter, n. 110, p. 25-35, 2006.

SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, p. 899-927, 1987.

SMITH, R. N. B. A scheme for predicting layer clouds and their water contents in a general circulation model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, p. 435-460, 1990.

SOMMERIA, G.; DEARDORFF, J. Subgrid-Scale Condensation in Models of Nonprecipitating Clouds, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 344-355, 1977.

STEPHENS, G. L. Is There a Missing Low Cloud Feedback in Current Climate Models?. **WCRP GEWEX NEWS**, v. 20, n. 1, p. 5-7, 2010.

STOCKDALE, T. N.; ANDERSON, D. L. T.; ALVES, J. O. S.; BALMASEDA, M. A. Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. **Nature**, v. 392, p. 370-373, 1998.

STOWASSER, M.; HAMILTON, K. Relationship between shortwave cloud radiative forcing and local meteorological variables compared in observations and several global climate models. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4344-4358, 2006.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic, 1988, 666 p.

SUNDQVIST, H. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, p. 677-690, 1978.

TARASOVA, T. A.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. Tech. Rep. INPE-14052-NTE/371, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2006. 53 p.

TEIXEIRA, J. Cloud Fraction and Relative Humidity in a Prognostic Cloud Fraction Scheme. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1750-1753, 2001.

TEIXEIRA, J.; COAUTORES Tropical and sub-tropical cloud transitions in weather and climate prediction models: the GCSS/WGNE Pacific Crosssection Intercomparison (GPCI). **Journal of Climate**, v. 24, p. 5223-5256, 2011.

TEIXEIRA, J.; STEVENS, B.; BRETHERTON, C. S.; CEDERWALL, R.; DOYLE, J. D.; GOLAZ, J. C.; HOLTSLAG, A. A. M.; KLEIN, S. A.; LUNDQUIST, J. K.; RANDALL, D. A.; SIEBESMA, A. P.; SOARES, P. M. M. Parameterization of the Atmospheric Boundary Layer: A View from Just Above the Inversion. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, p. 453-458, 2008.

THIÉBAUX, J.; ROGERS, E.; WANG, W.; KATZ, B. A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, p. 645-656, 2003.

TIEDTKE, M. **The sensitivity of the time mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model**. Workshop on convection in large-scale

numerical models., Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, p. 297-316, 1984.

TOMPKINS, A. M. A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose Cloud cover. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 1917-1942, 2002.

TOZUKA, T.; DOI, T.; MIYASAKA, T.; KEENLYSIDE, N.; YAMAGATA, T. Key factors in simulating the equatorial Atlantic zonal SST gradient in a coupled GCM. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. C06010, p. 1-12, 2011.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. An Observational Estimate of Inferred Ocean Energy Divergence. **Journal of Physical Oceanography**, v. 38, p. 984-999, 2008.

VAVRUS, S.; WALISER, D. An improved parameterization for simulating arctic cloud amount in the CCSM3 climate model, **Journal of Climate**, v. 21, p. 5673-5687, 2008.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2162-2174, 1993.

WALLACE, J. M.; P. V. HOBBS **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Academic Press, 1977, 467 p.

WEBB, M.; SENIOR, C.; BONY, S.; MORCRETTE J. -J. Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre ECMWF and LMD atmospheric climate models. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 905-922, 2001.

WETHERALD, R. T.; MANABE, S. Cloud cover and climate sensitivity, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 1485-1510, 1980.

WINTON, M. A reformulated three-layer sea ice model. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, p. 525-531, 2000.

WOOD, R.; BRETHERTON, C. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-troposphere stability. **Journal of Climate**, v. 19, p. 6425-6432, 2006.

WOOD, R.; BRETHERTON, C. S. Boundary layer depth, entrainment, and decoupling in the cloud-capped subtropical and tropical marine boundary layer. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3576-3588, 2004.

WYANT, M. C.; BRETHERTON, C. S.; RAND, H. A.; STEVENS, D. E. Numerical simulations and a conceptual model for the stratocumulus to trade cumulus transition. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 168-182, 1997.

WYANT, M. C.; COAUTORES A comparison of low-latitude cloud properties and their response to climate change in three MCGAs sorted into regimes using mid-tropospheric vertical velocity. **Climate Dynamics**, v. 27, p. 261-279, 2006.

XIE, S. -P.; SAITO, K. Formation and variability of a northerly ITCZ in a hybrid coupled AGCM: Continental forcing and oceanic-atmospheric feedback. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1262-1276, 2001.

XIE, S. C.; COAUTORES Intercomparison and evaluation of cumulus parameterizations under summertime midlatitude continental conditions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, p. 1095-1136, 2002.

XIE, S. -P. A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability. **Journal of Climate**, v. 12, p. 64-70, 1999.

XU, K. -M.; RANDALL, D. A. A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3084-3102, 1996a.

XU, K. -M.; RANDALL, D. A. Evaluation of Statistically Based Cloudiness Parameterizations Used in Climate Models, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3103-3119, 1996b.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER III, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

YAO, M.-S.; GENIO, A. D. D. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM, **Journal of Climate**, v. 12, p. 761-779, 1999.

ZHANG, M, H; COAUTORES Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, D15S02, 2005.

ZHANG, M.; BRETHERTON, C. Mechanisms of Low Cloud–Climate Feedback in Idealized Single-Column Simulations with the Community Atmospheric Model, Version 3 (CAM3). **Journal of Climate**, v. 21, p. 4859-4878, 2008.

ZHANG, M.; BRETHERTON, C.; WEBB, M.; SIEBESMA, P. CFMIP-GCSS Intercomparison of Large Eddy Models and Single Column Models (CGILS). **WCRP GEWEX NEWS**, v. 20, n. 2, p. 6-8, 2010.

ZHANG, Y.; ROSSOW, W. B.; LACIS, A. A.; OINAS, V.; MISHCHENKO, M. I. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data, **Journal of Geophysical Research**, v. 109, D19105, 2004.

ZUIDEMA, P.; PAINEMAL, D.; DE SZOEKE, S.; FAIRALL, C. Stratocumulus Cloud-Top Height Estimates and Their Climatic Implications. **Journal of Climate**, v. 22, p. 4652-4666, 2009.