

CAPÍTULO 8

AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS

Autores principais: Sin Chan Chou e Paulo Nobre – INPE.

Autores colaboradores: Aline Maia – EMBRAPA; Edmilson Freitas – USP; Gilvan Sampaio – INPE; Iracema F. A. Cavalcanti – INPE; Juan Ceballos – INPE; Manoel A. Gan – INPE; Marcos H. Costa – UFV; Marcus J. Bottino – INPE; Ricardo Camargo – USP; Silvio Nilo Figueiroa – INPE; Wagner Soares – INPE.

Revisores: Felipe Pimenta – UFRN e Maria Valverde – UFABC.

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	280
8.1 INTRODUÇÃO	280
8.2 A HIERARQUIA DOS MODELOS ACOPLADOS, GLOBAIS E REGIONAIS, INCLUINDO MÉTODOS DE <i>DOWNSCALING</i> ESTATÍSTICO	281
8.2.1 MODELAGEM ATMOSFÉRICA GLOBAL	281
8.2.2 MODELAGEM ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA	282
8.2.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA REGIONAL OU <i>DOWNSCALING</i> DINÂMICO	283
8.2.4 MÉTODOS DE <i>DOWNSCALING</i> ESTATÍSTICO	286
8.3 REPRESENTAÇÃO DE PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO NOS MODELOS CLIMÁTICOS	288
8.3.1 OCEANO-ATMOSFERA	288
8.3.2 RADIAÇÃO-NUVEM	289
8.3.3 BIOSFERA-ATMOSFERA	290
8.4 SIMULAÇÕES DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS	295
8.4.1. EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL (ENOS)	295
8.4.2 ZONAS DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DO ATLÂNTICO SUL	295
8.4.3 CICLONES EXTRATROPICAIS	297
8.4.4 MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL	298
8.4.5 JATO DE BAIXOS NÍVEIS	298
8.5 ALGUNS IMPACTOS	299
8.5.1 POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA	298
8.5.2 ILHAS DE CALOR	298
8.5.3 AUMENTO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR	298
8.6 DISCUSSÃO A CERCA DAS INCERTEZAS EM SIMULAÇÕES DO CLIMA PRESENTE	304
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	304

SUMÁRIO EXECUTIVO

Neste capítulo é apresentado um resumo da habilidade de modelos numéricos em reproduzir o clima presente da América do Sul. São descritas características e desenvolvimentos do Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM), do modelo atmosférico global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e modelos regionais climáticos visando estudos de mudanças climáticas. No modo climático os modelos globais utilizam resolução horizontal de cerca de 200 km enquanto os modelos regionais geralmente utilizam a resolução de cerca de 50 km. Métodos estatísticos de *downscaling* e resultados sobre o Brasil são apresentados. Processos de retroalimentação oceano-atmosfera, radiação-nuvem e biosfera-atmosfera são discutidos e resultados de simulações numéricas são apresentados. Também é discutida a habilidade dos modelos globais atmosféricos, acoplado oceano-atmosfera e regionais em representar fenômenos meteorológicos que atuam na região, tais como o *El Niño-Oscilação Sul* (ENOS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Ciclones extratropicais, Modo Anular do Hemisfério Sul e Jato de Baixos Níveis. Apesar dos modelos globais do *Coupled Model Intercomparison Project 3* (CMIP3) não representarem adequadamente a intensidade e posição da ZCIT e extensão da ZCAS, estes fenômenos foram melhores simulados pelo BESM que mostrou a importância dos processos de interação oceano-atmosfera na simulação da ZCAS e a importância da melhora no balanço radiativo para simular a migração sazonal da ZCIT sobre o Oceano Atlântico. Simulações utilizando modelos regionais apresentaram erros comuns como subestimativa da precipitação sobre a Amazônia e superestimativa sobre os Andes. Problemas de poluição atmosférica e do efeito da ilha de calor são simulados para a megacidade de São Paulo, apesar destes resultados serem aplicados para integrações de curto prazo, as consequências para mudanças climáticas são discutidas. A problemática da elevação do nível do mar é discutida, embora sua simulação numérica ainda seja uma atividade incipiente no Brasil. Incertezas em simulações do clima presente são exploradas a partir do uso de vários modelos globais atmosféricos, globais acoplados oceano-atmosfera e regionais climáticos, além de variações da perturbação da física de um mesmo modelo. As perturbações aplicadas na física de um mesmo modelo resultam em um pequeno espalhamento dos membros para o clima presente, apesar de produzirem grande espalhamento do conjunto de simulações no clima futuro.

8.1 INTRODUÇÃO

Modelos climáticos globais e regionais têm tido grandes avanços nos últimos anos em termos da representação de processos e fenômenos críticos para estudo das mudanças climáticas globais, seus impactos sobre o Brasil e ações de mitigação. Parte do avanço vem do aumento da resolução espacial e parte da inclusão de controles climáticos provenientes de novas componentes do sistema e da interação entre elas. O Brasil tem se destacado nesta área, através do desenvolvimento de modelos atmosféricos globais e regionais, a exemplo dos modelos atmosféricos globais do INPE/CPTEC e do modelo regional Eta. Como fruto da maturidade em modelagem atmosférica e ambiental brasileira, surgiu e está em pleno desenvolvimento o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (*Brazilian Earth System Model - BESM*), coordenado pelo INPE com participação de diversas Universidades e instituições de pesquisa no Brasil e no exterior, com suporte do Programa FAPESP de Pesquisa em Mudanças Climáticas Globais (PFPMCG), Instituto Nacional de Pesquisa em Mudanças Climáticas Globais (INCT-MC) e a Rede Brasileira de Pesquisa em Mudanças Climáticas Globais (Rede CLIMA). O BESM é baseado no modelo acoplado oceano-atmosfera global do INPE/CPTEC, ao qual estão sendo integrados componentes de química atmosférica e aerossóis, vegetação dinâmica, fogo e hidrologia continental, gelo e biogeoquímica marinha, além da descarga fluvial nos oceanos. Característica marcante do BESM é sua ampla gama de atuação, abrangendo escalas de tempo de dias à paleoclimática.

Este capítulo sintetiza a produção brasileira do conhecimento sobre a modelagem climática global e regional, e a avaliação do desempenho destes modelos pertinente às mudanças climáticas globais.

8.2 A HIERARQUIA DOS MODELOS ACOPLADOS, GLOBAIS E REGIONAIS, INCLUINDO MÉTODOS DE *DOWNSCALING* ESTATÍSTICO

8.2.1 MODELAGEM ATMOSFÉRICA GLOBAL

Até o presente, o único modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) desenvolvido na América do Sul com resultados publicados sobre estudos do clima é o modelo atmosférico global do INPE/CPTEC (Cavalcanti *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2003).

O MCGA do INPE/CPTEC tem sido desenvolvido pelo CPTEC desde a sua versão inicial do Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies (COLA) de 1994. As características atmosféricas climatológicas globais representadas com a primeira versão brasileira do MCGA do COLA, referido como MCGA CPTEC/COLA foram apresentadas em Cavalcanti *et al.* (2002), onde há uma descrição detalhada desta versão do modelo. A variação sazonal da precipitação, pressão ao nível do mar, ventos em altos e baixos níveis, bem como a estrutura vertical dos ventos e temperatura é bem simulada pelo MCGA CPTEC/COLA. Os principais centros associados a ondas estacionárias nos dois hemisférios são razoavelmente bem reproduzidos. Entretanto a precipitação é subestimada principalmente na região da Indonésia, da Amazônia e centro-sul da América do Sul e superestimada no Nordeste do Brasil, na zona de convergência intertropical (ZCIT) e na zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Embora erros sistemáticos ocorram nas regiões tropicais, as melhores correlações entre anomalias de precipitação do modelo e as anomalias observadas ocorrem na região que inclui o norte do Nordeste do Brasil, leste da Amazônia e Região Sul do Brasil.

Análises dos fluxos de radiação solar que chegam à superfície simulados pelo MCGA CPTEC/COLA indicaram valores maiores que os observados nas situações com céu claro e com nuvens (Tarasova e Cavalcanti, 2002). O viés nos fluxos com céu claro ocorria devido à falta do efeito de aerossóis no código de radiação de ondas curtas do modelo, enquanto o viés nos fluxos quando as nuvens estão presentes era associado às deficiências na simulação das nuvens. O excesso de radiação de onda curta que chega à superfície foi reduzido com a implementação de um esquema de parametrização de radiação de ondas curtas -CLIRAD- em uma nova versão do modelo MCGA CPTEC/COLA (Tarasova *et al.*, 2007). A mudança de parametrização, além de aproximar os fluxos de radiação simulados aos observados, apresentou impactos na precipitação, reduzindo o viés na Indonésia e na região da ZCAS (Barbosa e Tarasova, 2006; Barbosa *et al.*, 2008). O esquema de radiação utilizado pelo modelo unificado do *UK Met Office*, o qual inclui ondas curtas e longas, foi também implementado como uma outra opção no MCGA CPTEC/COLA (Chagas e Barbosa, 2008). Este esquema produziu fluxos mais próximos aos observados, comparados com os esquemas anteriores, com impactos tanto positivos quanto negativos na precipitação.

A comparação dos dois esquemas de convecção originalmente incluídos no MCGA, *Relaxed Arakawa-Schubert* (RAS) (Moorthi and Suarez 1992) e Kuo (Kuo 1974), com uma versão ajustada do RAS mostrou que o esquema Kuo apresenta déficit de precipitação na região da Amazônia e excesso no setor sul da ZCAS, enquanto que o esquema RAS apresenta bandas com sinal alternado de erros que se estendem desde a Amazônia até o Nordeste (Pezzi *et al.*, 2008). A implementação do esquema de convecção GRELL (Grell and Devenyi 2002) no MCGA tem mostrado uma melhor representação da precipitação de verão, principalmente sobre a América do Sul (Figuroa *et al.*, 2006), apresentando boa representação da precipitação sobre a Amazônia e ZCAS.

O MCGA do CPTEC originado do COLA (Cavalcanti *et al.* 2002) (MCGA CPTEC -V.1.0) sofreu muitas modificações durante a última década. Com novas físicas na convecção e radiação o modelo passou para a versão MCGA CPTEC -V.3.0. Esta versão é utilizada pelo *Brazilian Earth System Model Ocean–Atmosphere version 2.3* (BESM-OA2.3) em simulações decadais e centenais (Nobre *et al.*, 2013). Nos últimos três anos a versão MCGA CPTEC -V.3.0 sofreu profundas modificações de suas formulações dinâmica e física, entre elas a formulação espectral Divergência-Vorticidade foi modificada para formulação espectral U-V e foi excluída a difusão na umidade espectral, tratando este em pontos de grade. Na parte física foram excluídas parametrizações obsoletas e incorporados esquemas mais sofisticados e modernos de superfície, camada limite, microfísica, propriedades óticas, ondas de gravidade, etc. Adicionalmente, nesta versão, com uso de *Cloud Resolving Model*

o esquema de Grell-Devenyi tem sido melhorado e modificado incorporando novos fechamentos e reescrito o código (MCGA CPTEC -V.4.0), cujos resultados de validação estão reportados em Figueroa *et al* (2013). As modificações serão incorporadas ao BESM.

O MCGA do CPTEC possui uma versão para estudos do paleoclima em que foram inseridos os parâmetros orbitais para a integração por milhares de anos (Melo e Marengo, 2008). Os resultados desta versão podem ser encontrados no Capítulo 5 deste relatório.

8.2.2 MODELAGEM ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA

Os campos de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico equatorial são importantes condicionantes do estado médio do clima e sua variabilidade interanual sobre a América do Sul (Moura and Shukla 1981; Nobre and Shukla 1996; Shukla 1981, 2000; Shukla and Fennessy 1988; Ward and Folland 1991). Estudos que utilizam modelos acoplados oceano-atmosfera de complexidade intermediária sugerem que a variabilidade interanual das TSM no oceano Atlântico é mantida através de perturbações atmosféricas de origem remota (Zebiak 1993, Nobre *et al.* (2003).

O estudo de variabilidade sazonal da ZCAS utilizando o BESM (Nobre *et al.*, 2012), mostrou destreza de previsibilidade das anomalias de precipitação sobre águas frias no Atlântico Tropical Sul, fenômeno este não simulado por modelos atmosféricos globais forçados por campos observados de TSM (Marengo *et al.* 2003; Nobre *et al.* 2006). Este foi o primeiro resultado publicado utilizando um modelo acoplado oceano-atmosfera suportando as indicações anteriores da importância dos processos de acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sul relativos à dinâmica da ZCAS (Chaves and Nobre 2004; De Almeida *et al.* 2007), os quais necessitam ser considerados para a modelagem do sistema climático global. Tal evidência é suportada pelos resultados de investigação com modelo acoplado oceano-atmosfera sobre o papel da Corrente das Agulhas no transporte meridional de calor e modulação das TSM sobre o Atlântico Sul utilizando o modelo acoplado oceano-atmosfera SPEEDO (Haarsma *et al.*, 2008, 2011) e sobre a importância em corretamente simular os processos dinâmicos e termodinâmicos no Atlântico Tropical e América do Sul na modulação da ZCIT (Bottino and Nobre 2013; Rodrigues *et al.* 2011). A capacidade de modelagem do Oceano Austral pelo modelo acoplado CCSM4 é abordado por Weijer *et al.* (2012) e os efeitos da cobertura de gelo Antártico no clima do Hemisfério Sul pesquisado por Raphael *et al.* (2010).

As principais características do BESM estão listadas na Tabela 8.1. A contribuição pioneira do Brasil para os cenários globais de mudanças climáticas foi realizada com os cenários gerados pelo modelo BESM-OA2.3 com participação no projeto CMIP5 (Nobre *et al* 2013).

Tabela 8.1 Características do modelo BESM

MCGOA	Referências	Componentes	Resolução espacial	Acoplador	Prazo integração	Convecção cumulus	Radiação
BESM	[1, 2]	Atmos: CPTEC; Oceano: MOM4p1 [5]	Atmos T062L28; Oceano ~1x1 L50	FMS [3]	1961-2105	Grell [4]	Lacis & Hansen [5]

1. Nobre, P., *et al.*, *Climate simulation and change in the Brazilian Climate Model*. J. Climate, 2013: p. 26: p. 6716- 6732

2. Nobre, P., *et al.*, *Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean*. J. Climate, 2012. 25(18): p. 6349-6358.

3. Griffies, S.M., *Elements of MOM4p1.*, in GFDL Ocean Group Technical Report No. 62009, NOAA/ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. p. 444.

4. Grell, G.A. and D. Devenyi, *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*. Geophys. Res. Lett., 2002. 29(14).

5. Laci, A.A. and J.D. Hansen, *A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere*. J. Atmos. Sci., 1974. 31: p. 118-133.

8.2.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA REGIONAL OU *DOWNSCALING* DINÂMICO

A informação sobre cenários climáticos futuros, derivada de modelos de circulação geral, os MCG, apresenta-se em escalas espaciais (240 a 600 km) geralmente incompatíveis com as escalas requeridas para estudos de impactos. O refinamento de escala (*downscaling*) das projeções de mudanças climáticas produzidas pelos MCG requer a incorporação de informações locais e é particularmente importante para áreas de topografia complexa, ilhas e regiões costeiras ou ainda áreas com cobertura do solo/uso da terra extremamente heterogêneas (Murphy, 1999; Wilby *et al.*, 2004; Vrac *et al.*, 2007). Os métodos de *downscaling* podem ser de natureza temporal ou espacial.

Há dois tipos básicos de abordagem utilizados para *downscaling*: a abordagem dinâmica, discutida nesta seção, e a estatística, discutida na próxima seção. A primeira abordagem inclui o desenvolvimento de modelos (dinâmicos) climáticos regionais (MCR) utilizando condições iniciais e de contorno oriundas de MCG. Tais modelos têm a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala global e com o aninhamento de grades refinadas conseguem também representar de forma mais acurada os fenômenos de escala local.

As primeiras tentativas de autores brasileiros em estender o prazo de previsão de modelo regional sobre América do Sul para escalas mensal e sazonal (Chou *et al.*, 2000; Nobre *et al.*, 2001; Chou *et al.*, 2002; Chou *et al.*, 2005; Fernandez *et al.*, 2006) demonstraram a utilidade da técnica de *downscaling* dinâmico em melhorar a qualidade da previsão de precipitação do modelo global utilizado como forçante lateral.

O modelo espectral regional RSM (*Regional Spectral Model*) (Juang e Kanamitsu, 1994) tem sido empregado em previsões climáticas no Nordeste do Brasil (Nobre *et al.*, 2001; Sun *et al.*, 2005). Nobre *et al.* (2001) aninharam o modelo RSM a 3 membros de previsões do ECHAM3 (Roeckner *et al.* 1992) para o período de janeiro a abril de 1999, a estação chuvosa do Nordeste do Brasil. Eles mostraram que o RSM melhorou a posição da ZCIT e conseqüentemente melhorou a distribuição das chuvas na região. Sun *et al.* (2005) produziram integrações de seis meses para a estação chuvosa do período de 1971-2000, e encontraram que o RSM corrigiu a posição da ZCIT do ECHAM4.5, mas que subestimou a precipitação na região.

Da Rocha *et al.* (2009) utilizaram o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) como condições de contorno e TSM observada para reproduzir o clima de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro sobre uma área que cobria grande parte do território brasileiro. Nestas simulações mostrou-se que o modelo é capaz de reproduzir as principais características de circulação de verão como a banda de precipitação associada à ZCAS e o ciclo diurno da precipitação em diferentes áreas do domínio. Diagnosticou-se como uma das principais falhas do modelo a produção de precipitação particularmente sobre o Oceano Atlântico que foi em grande parte gerada pelo esquema de precipitação explícita do modelo, havendo reduzida precipitação pelo esquema de parametrização convectiva.

Pilotto *et al.* (2012) mostraram que o aninhamento do modelo atmosférico regional Eta nos campos de saída do modelo global atmosférico e do modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE produziu uma melhora significativa nos fluxos de calor e momento na superfície e nos campos de precipitação sobre o Atlântico Tropical, relativamente aos resultados de ambos modelos globais. Os resultados do modelo Eta aninhado no modelo acoplado apresentaram os menores erros quando comparados com observações.

A geração de cenários de mudanças climáticas em maior resolução sobre América do Sul foi iniciada a partir do projeto “Cenários Regionalizados de Mudanças Climáticas para América do Sul” (CREAS) -(Marengo e Ambrizzi, 2006; Ambrizzi *et al.*, 2007). Neste projeto foram utilizados três modelos regionais climáticos, RegCM3 (Giorgi e Mearns, 1999), HadRM3 (Collins *et al.*, 2006) e Eta-CCS (Pisnichenko e Tarasova, 2009), e 2 cenários de emissões propostos pelo IPCC, o A2 e B2 (Nakicenovic *et al.*, 2000). As condições de contorno foram fornecidas pelo modelo global atmosférico do Centro Britânico, HadAM3P. Os modelos foram rodados na resolução horizontal de 50 km para os períodos de 1961-1990 (clima presente), e de 2070-2100 (clima futuro). Marengo *et al.* (2010) mostraram que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais norte da América do Sul, presente também em quase todo o continente, com exceção da parte mais central, onde dependendo da estação do ano observou-se mais neutralidade ou mesmo valores positivos, mas não significantes.

A versão Eta-CCS utilizada no projeto CREAS foi desenvolvida por Pisnichenko e Tarasova (2009). Esta versão reproduzia os padrões de precipitação sobre o continente, apesar da subestimativa durante o verão. Uma nova versão do modelo, o Eta-CPTEC, foi desenvolvida (Pesquero *et al.*, 2009), independentemente, da versão Eta-CCS e sob encomenda do Ministério da Ciência e Tecnologia para apoiar a elaboração da Segunda Comunicação Nacional (Brasil, 2010). A versão Eta-CPTEC inclui o aumento dos níveis de concentração de CO₂ segundo o cenário de emissão, variação diária do estado da vegetação ao longo do ano, que são características importantes para estudo em integrações de mudanças climáticas e que são algumas das características que distinguem a versão Eta-CPTEC do Eta-CCS. O modelo Eta-CPTEC foi utilizado para produzir a regionalização do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3, em 4 versões de perturbação do modelo global. Nesta nova versão do modelo, foi incluída a incerteza das condições de contorno provenientes dos 4 membros do cenário A1B do modelo HadCM3. O modelo regional foi integrado na resolução horizontal de 40 km, para os períodos de 1961-1990 (Chou *et al.*, 2012) e os cenários futuros em 3 períodos de 30 anos, de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (Marengo *et al.*, 2012). O clima presente reproduzido pelo Eta-CPTEC mostrou boa concordância com as observações disponíveis de temperatura e precipitação, e com a circulação de altos e baixos níveis dos dados de reanálises (Chou *et al.*, 2012).

O programa europeu *7th Framework Programme* financiou um estudo de impactos e vulnerabilidade em cenário futuro de mudanças climáticas na Bacia do Rio da Prata. É um trabalho importante devido ao emprego de vários modelos regionais para reproduzir o clima sobre América do Sul, a saber: MM5 (Grell *et al.* 1994), RegCM3, RCA (Samuelsson *et al.* 2011), REMO (Jacob *et al.*, 2001), PROMES (Sanchez *et al.*, 2007), Eta (Chou *et al.*, 2012), e LMDZ (Li, 1999). Apesar do foco sobre a Bacia do Rio da Prata, o domínio utilizado pelos modelos cobria toda América do Sul. Os modelos climáticos regionais produziram simulações do clima presente utilizando as reanálises do Era-Interim (Dee *et al.*, 2011) no período de 1989-2008. Estas simulações permitiam identificar os principais erros dos modelos regionais. Solman *et al.* (2013) mostraram que o conjunto desses modelos regionais reproduziu bem o ciclo anual da temperatura e precipitação, sendo os erros em torno de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ na temperatura e $\pm 20\%$ na precipitação, e que os maiores erros foram encontrados nas regiões tropicais.

As principais características dos modelos regionais utilizados por grupos brasileiros para geração de cenários de mudanças climáticas estão resumidas na Tabela 8.2.

Tabela 8.2 Modelos climáticos regionais (MCR) com integrações de cenários de mudanças climáticas sobre América do Sul.

MCR	Instituição	Referência	Resolução espacial	Prazo integração	Con-vecção cumulus	Microfísica de nuvens	Radiação	Esquema de superfície	Condição de contorno	Camada limite planetária
Era-CPTC	INPE	Pesqueiro <i>et al.</i> (2009); Chou <i>et al.</i> (2012); Marenco <i>et al.</i> (2012);	40km/38L	1961-1990; 2011-2040; 2041-2070; 2071-2100	Betts e Miller (1986); Janjic (1994);	Zhao scheme (Zhao <i>et al.</i> , 1997)	Lacis e Hansen (1974); Fels e Schwarzkopf (1975);	Chen e Dudhia (2001; NOAH)	Mesinger (1977)	Mellor Yamada 2.5 (Mellor e Yamada, 1974)
Era-CCS	INPE	Pisnichenko e Tarasova (2009);	50km/38L	1961-1990; 2071-2100	Betts e Miller (1986); Janjic (1994);	Ferrier scheme (2002)	Lacis e Hansen (1974); Fels e Schwarzkopf (1975);	Chen e Dudhia (2001; NOAH)	Mesinger (1977)	Mellor Yamada 2.5 (Mellor e Yamada, 1974)
HadRM3P	UKMO	Collins <i>et al.</i> (2006); Alves e Marengo (2010);	50km/L19	1961-1990; 2071-2100	Gregory e Rowntree (1990); Gregory e Allen (1991);	Smith (1990)	Edwards e Slingo (1996)	Cox <i>et al.</i> (1999) 4lyrs, (MOSES I)	Davies (1976)	Smith (1990)
RegCM3	ICTP	Giorgi e Mearns (1999); Da Rocha <i>et al.</i> (2009);	50 km / L30	1961-1990; 2071-2100	Grell (1993)	Pal <i>et al.</i> (2000)	Kiehl <i>et al.</i> (1996)	Dickinson <i>et al.</i> (1993; BATS)	Davies (1976) 5 rows buffer zone	Hollilag <i>et al.</i> (1990)

Alves e Marengo (2010) avaliaram o clima presente reproduzido pelo modelo HadRM3P aninhado nas simulações globais geradas pelo HadAM3P (Gordon *et al.*, 2000) e encontraram erros sistemáticos negativos na temperatura em áreas tropicais. A precipitação por sua vez apresentou erros sistemáticos negativos durante a estação chuvosa, portanto subestimativa, na parte central do continente, e erros de pequena magnitude na mesma região durante a estação seca.

Pesquero *et al.* (2009) utilizaram o Modelo Eta para reproduzir o clima presente sobre América do Sul, na resolução de 40 km, 38 camadas verticais e condições de contorno do modelo HadAM3P para o período de 1979-1989. Os resultados apresentaram subestimativa da precipitação sobre a Amazônia no período chuvoso. Este erro apresentou menor magnitude que o erro dos modelos globais utilizados como condição de contorno lateral. Também, uma superestimativa da precipitação na região central do país e sobre regiões de montanhas foi observada, apesar de que a escassez de observações em regiões de montanha limita a confiabilidade da estimativa do erro. Estes resultados foram confirmados por Chou *et al.* (2012), no seu trabalho *Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs*.

No uso de um conjunto perturbado de condições de contorno, Chou *et al.* (2012) mostraram que o espalhamento entre os 4 membros das simulações de precipitação e de temperatura do Modelo Eta era menor que a raiz do erro quadrático médio daquelas variáveis no clima presente. Comparando estes resultados com aqueles do modelo global que forneceu as condições de contorno lateral, mostrou-se que espalhamento e os erros eram de magnitude comparável ao do HadCM3, o que indica que o conjunto simulado do clima presente pelos modelos regionais herdou as mesmas características do conjunto de modelos globais.

8.2.4 MÉTODOS DE *DOWNSCALING* ESTATÍSTICO

São também conhecidos como métodos de desagregação ou refinamento estatístico e podem ser de natureza temporal, como, por exemplo, em Mendes e Marengo (2010), espacial (Ramos, 2000) ou ainda envolvendo os dois tipos de dimensões (escalas) simultaneamente. Uma revisão detalhada sobre métodos para *downscaling* estatístico é apresentada em Fowler *et al.* (2007).

A abordagem estatística (*downscaling* estatístico) baseia-se no princípio de que o clima local é condicionado por dois tipos de fatores: os fatores de larga escala que medem aspectos da circulação global (ex. *El Niño*/Oscilação Sul, ENOS) e características fisiográficas locais tais como topografia, alternância terra/mar nas regiões costeiras e uso da terra (Wilby *et al.*, 2004).

Wilby *et al.* (2004) classificam os métodos de *downscaling* estatístico em três categorias, a) Métodos baseados na classificação de padrões de tempo: nesta abordagem, variáveis climáticas locais são relacionadas com classes de tempo de escala sinótica (Fowler *et al.*, 2007); b) Geradores de tempo: são modelos que produzem séries temporais sintéticas de variáveis meteorológicas para uma determinada região; e c) Modelos de Regressão: estimam relações quantitativas entre preditores oriundos de MCG e variáveis prognósticas locais utilizando modelos empíricos (Fowler *et al.*, 2007; Mendes *et al.*, 2009). Uma quarta abordagem conhecida como análise de sobrevivência (Maia e Meinke, 2010) também pode ser usada para *downscaling* estatístico. No Brasil esse tipo de modelo estatístico foi usado para gerar projeções de início de estação chuvosa em função de preditores derivados do fenômeno ENOS (Maia *et al.*, 2011).

Algumas experiências de *downscaling* estatístico para o Brasil estão sumarizadas na Tabela 8.3. A variável prognóstica mais frequente é a precipitação; entre os métodos utilizados, há uma predominância do uso de redes neurais artificiais e análise de regressão.

Tabela 8.3 Exemplos de publicações sobre experiências de *downscaling* estatístico para o Brasil.

Região	Variáveis prognósticas	Método	Referência	Principais resultados
Estado do Ceará	Precipitação diária	Modelos de cadeias de Markov	Robertson <i>et al.</i> (2004)	As simulações são capazes de capturar relativamente bem mudanças interanuais de precipitação e ocorrência diária de chuva em sequências de 10 dias em algumas estações individuais.
Bacia do Piauí, Paraíba	Precipitação sazonal	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramos (2000)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear. Ambos apresentaram boa performance para precipitação mensal e sazonal.
Regiões Sudeste e Nordeste	Vento (10m)	Redes neurais	Gonçalves <i>et al.</i> (2010)	Resultados preliminares indicam um leve aumento da velocidade do vento de superfície no Sudeste e Nordeste.
Regiões Sudeste	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde <i>et al.</i> (2006)	O método de redes neurais mostrou tendência de predizer chuvas de moderadas a intensas com maior acurácia durante o verão austral.
Bacia amazônica	Precipitação diária	Redes neurais e modelo de autocorrelações	Mendes e Marengo (2010)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de autocorrelações.
Região de São Paulo	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde <i>et al.</i> (2005)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear múltipla, que apresentou viés elevado para os dias sem ocorrência de chuva.

As vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico, de acordo com Wilby *et al.* (2004), estão resumidos na Tabela 8.4.

Tabela 8.4. Sumário de vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico (adaptado de Wilby *et al.*, 2004).

Tipo de método	Vantagens	Limitações
Métodos baseados na classificação de padrões de tempo (<i>weather typing</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - resulta em relações com interpretação física entre os preditores de larga escala e variáveis climáticas da superfície - São versáteis, podendo ser aplicados para diferentes tipos de estudos (qualidade de ar, erosão, enchentes, etc.) - Uma composição desses métodos é útil para análise de eventos extremos 	<ul style="list-style-type: none"> - requer a tarefa adicional de classificação de padrões de tempo - Esquemas baseados em padrões de circulação podem ser insensíveis a forçantes climáticas futuras - Talvez não capturem variações de tempo dentro dos diferentes padrões de classificação.
Geradores de tempo (<i>weather generators</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - há produção de informação para análise de incertezas - permitem interpolação espacial de parâmetros do modelo - podem produzir informação em escala de horas 	<ul style="list-style-type: none"> - há ajustamento arbitrário de parâmetros para condições de clima futuro - diversas variáveis são modeladas separadamente, sem que suas interdependências sejam consideradas

Tipo de método	Vantagens	Limitações
Métodos de análise de regressão	<ul style="list-style-type: none"> - de aplicação relativamente fácil - podem utilizar todos os preditores disponíveis para posterior seleção dos mais importantes - são de fácil entendimento e há grande disponibilidade de softwares para análise 	<ul style="list-style-type: none"> - Alguns modelos explicam apenas uma pequena fração da variabilidade observada - Alguns desses métodos requerem relações lineares entre respostas e preditores e normalidade da variável resposta - De um modo geral, não representam adequadamente eventos extremos

A principal vantagem do *downscaling* estatístico em relação ao uso de modelos dinâmicos é quanto ao requerimento de recursos computacionais, o que facilita o uso de preditores derivados de grande número de MCG. No entanto, além de requerer a existência de séries longas de dados locais para as variáveis de interesse, o *downscaling* estatístico baseia-se na pressuposição de que a relação entre os preditores e a variável-resposta seja estacionária (i.e., tenha a propriedade de invariância temporal). Esse pressuposto é questionável para cenários de mudanças climáticas de maior magnitude (Wilby et al., 2004).

8.3 REPRESENTAÇÃO DE PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO NOS MODELOS CLIMÁTICOS

8.3.1 OCEANO-ATMOSFERA

Os oceanos representam o maior reservatório de calor do sistema climático global, modulando processos atmosféricos de escalas temporais que variam de horas a milhares de anos. A base física de controle climático pelos oceanos reside na absorção de grande parte da energia solar na região equatorial do planeta e sua redistribuição através do sistema de correntes oceânicas de superfície e profundas. No entanto, o próprio sistema de correntes oceânicas é gerado pela interação com a atmosfera, através não somente dos fluxos de calor, mas também de momento e água. Assim, a atmosfera e o oceano formam um sistema complexo acoplado com processos de retroalimentação que contribuem para modular o clima do planeta. Modelos acoplados oceano-atmosfera constituem, desta forma, um conjunto de ferramentas imprescindíveis para o estudo do clima, sua variabilidade e mudança. Através do ciclo hidrológico global, os oceanos, continentes e atmosfera formam um sistema complexo acoplado com inter-relações múltiplas.

O trabalho de Nobre *et al.* (2009) de desflorestamento da Amazônia no modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE exemplifica o processo de retroalimentação oceano-atmosfera. Este trabalho mostra como uma redução da cobertura florestal na Amazônia acarreta na redução da precipitação local por diminuição da convergência de umidade à superfície, a qual ocasiona um relaxamento dos ventos alísios sobre o Pacífico Equatorial, resultando na diminuição da ressurgência equatorial e afloramento da subcorrente equatorial no Pacífico. Tais anomalias na circulação oceânica resultam no aumento da TSM sobre o Pacífico Leste e o deslocamento do máximo de precipitação equatorial do Pacífico oeste para leste, a qual acarreta aumento da subsidência atmosférica induzida sobre a Amazônia com acentuada redução da precipitação, em comparação a um experimento numérico no qual as TSM globais são mantidas em valores climatológicos. Assim, os autores apresentam evidências de modelagem global de que a substituição da Floresta Amazônica por vegetação de savana afeta o sistema climático global através da alteração nos padrões globais de circulação atmosférica e oceânica, com aumento da frequência de eventos *El Niño* no Pacífico. Os autores mostram também que o efeito acoplado da atmosfera e dos oceanos, num caso de redução da cobertura florestal Amazônica, ampliaria a redução da precipitação média anual sobre a Amazônia, dos ~20% estimado por estudos de modelos atmosféricos (e.g. Gash *et al.*, 1996; Nobre *et al.*, 1991; Shukla *et al.*, 1990) para uma redução de aproximadamente 40% nas simulações com o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE (Nobre *et al.*, 2009).

A importância de processos de retroalimentação oceano-atmosfera também foi explicitada por vários trabalhos no caso da formação da ZCAS. Chaves e Nobre (2004) foi o primeiro trabalho que sugeriu que a ocorrência de precipitação sobre águas mais frias observadas no caso de ocorrência de ZCAS, documentada por Robertson e Mechoso (2000) é uma decorrência de um processo de retroalimentação radiação solar-nuvens-TSM, com o aumento da nebulosidade associada à ocorrência da ZCAS, redução da radiação solar incidente sobre o oceano e consequente esfriamento e queda das TSM. O trabalho de De Almeida *et al.* (2007) utiliza um oscilador estocástico não linear para mostrar que processos de retroalimentação oceano-atmosfera explicam parte da variabilidade na TSM e nebulosidade do Atlântico Sudoeste associados à ZCAS durante o verão austral. Nesse estudo a presença de uma anomalia de TSM positiva no Atlântico sudoeste aumenta a formação de nebulosidade na região da ZCAS, a qual por sua vez diminui o fluxo de radiação de onda curta à superfície do oceano, acarretando o resfriamento da superfície do mar. Já as evidências mais contundentes sobre a importância dos processos de retroalimentação oceano-atmosfera para a formação e manutenção da ZCAS foram apresentadas por Nobre *et al.* (2012). Utilizando dados de bóias do Projeto PIRATA no Atlântico Sudoeste e resultados do modelo acoplado global BESM, os autores demonstraram que a ZCAS representa um processo termodinâmico indireto, com aumento da precipitação e movimento vertical ascendente sobre águas mais frias, somente representável pelo modelo acoplado oceano-atmosfera, uma vez que modelos atmosféricos forçados por campos prescritos de TSM geram aumento hidrostático, termicamente direto, de precipitação sobre águas mais aquecidas, como é o caso da ZCIT ambos sobre o Atlântico e o Pacífico. Assim, Nobre *et al.* (2012) agregaram evidências observacionais e de modelagem numérica às hipóteses de processos de retroalimentação oceano-atmosfera levantados nos trabalhos de Chaves e Nobre (2004) e De Almeida *et al.* (2007) descritos acima.

O trabalho de Nobre *et al.* (2013) analisa os cenários globais de mudanças climáticas gerados pelo modelo BESM-OA2.3, utilizando os “Radiative Concentration Pathways” - RCP 4.5 e RCP 8.5 do projeto CMIP5. Neste trabalho, os autores demonstram a capacidade do modelo BESM representar o clima atual da Terra, assim como prever mudanças climáticas induzidas pelo aumento do CO₂ atmosférico prescritos, para o período de 2010 a 2100. Dentre os principais resultados encontrados está a capacidade do BESM em reproduzir o padrão de dipolo de TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical (Nobre and Shukla, 1996) no clima presente, porém sugerindo uma redução do período característico de oscilação decadal deste padrão climático. Além deste, o BESM-OA2.3 prevê um maior aquecimento atmosférico sobre as regiões polares do Hemisfério Norte, similarmente ao previsto por outros modelos do projeto CMIP5.

8.3.2 RADIAÇÃO-NUVEM

O IPCC (2007) reporta que progressos substanciais têm sido obtidos na compreensão das diferenças entre modelos no que concerne à sensibilidade do sistema climático frente à forçante radiativa das nuvens. Atualmente, a média global da forçante radiativa devido às nuvens é negativa (elas exercem um efeito de resfriamento no clima). Em resposta ao aquecimento global, o efeito de resfriamento pode ser fortalecido ou enfraquecido e produzir uma retroalimentação radiativa variável no próprio aquecimento do clima. Estudos recentes mostram que diferenças nos processos de retroalimentação das nuvens permanecem como a principal fonte de incerteza na sensibilidade climática dos modelos de circulação geral (e.g., Dufresne e Bony, 2008). Zhang *et al.* (2010) observam que estas questões estão relacionadas com vários fatores: 1) o sinal de retroalimentação das nuvens é pequeno e a variabilidade temporal e espacial das nuvens são tipicamente muito maiores; 2) as nuvens são altamente interativas com a dinâmica da circulação atmosférica; 3) em um MCGA, as nuvens são simuladas com uma trama interativa de parametrizações da estrutura da subgrade, microfísica de nuvens, mistura turbulenta, convecção cúmulos, radiação e fluxos na superfície, os quais não são muito bem resolvidos pela grade do modelo. Pesquisas coordenadas no âmbito da retroalimentação das nuvens em mudanças climáticas estão sendo realizadas por iniciativas como o *Cloud Feedback Model*

Intercomparison Project (CFMIP) (ver URL [HTTP://cfmip.metoffice.com/index.html](http://cfmip.metoffice.com/index.html)). O projeto de experimentos numéricos idealizados pelo CFMIP propõe o uso de simuladores de dados de satélite (i.e., algoritmos que geram um campo de radiância no topo da atmosfera a partir dos campos numéricos de coberturas de nuvens geradas pelos modelos de circulação geral, que simula a visada que um satélite teria daquela distribuição tridimensional de nuvens) - (Masunaga *et al.* 2010) e outros diagnósticos, para compreender melhor os mecanismos físicos associados às diferentes formas de retroalimentação das nuvens nos modelos climáticos. A parametrização da cobertura de nuvens nos MCGA atuais segue estratégias baseadas em métodos diagnósticos ou prognósticos. Métodos diagnósticos usam relações empíricas ou funções de distribuição de probabilidade das variáveis estudadas, definidas pelas condições da grande escala. Métodos prognósticos utilizam uma equação prognóstica para cobertura de nuvens que leva em conta processos de advecção, fontes e sumidouros (Jakob, 2001). Simulações efetuadas com a versão original do modelo MCGA CPTec V1.0 mostraram desvios com relação às observações obtidas pelo *Earth Radiation Budget Experiment*. A causa dos desvios foi atribuída aos esquemas de parametrização de ondas curtas e de parametrização de nuvens (Cavalcanti *et al.*, 2002). O uso de outros esquemas de radiação conseguiu aprimoramentos nos fluxos radiativos para céu claro e com nuvens, conservando erros cujas causas seriam as deficiências na simulação das nuvens (Barbosa *et al.*, 2008; Chagas e Barbosa, 2008).

Nos modelos numéricos, a propagação de radiação de onda curta e longa na atmosfera é descrita numa coluna dentro de uma célula de grade, considerando uma atmosfera representada por camadas horizontais dentro de cada coluna atmosférica. Os códigos radiativos associados a esses modelos necessitam de informação sobre gases e aerossóis em cada camada, além de propriedades microfísicas e macrofísicas das nuvens tais como raio efetivo de gotas e cristais, fração de fase líquida e sólida, coluna de água líquida/sólida associada, e fração de cobertura de nuvens na célula de grade. A propagação de radiação solar em cada camada é descrita por sistemas de equações de dois fluxos e a equação de propagação para radiação difusa descreve a radiação térmica. A partir das soluções gerais dessas equações, as irradiancias que ingressam e emergem em cada camada podem ser obtidas por diversos algoritmos. Os resultados permitem avaliar a divergência vertical do fluxo radiativo e a taxa de aquecimento associada, assim como os saldos de radiação à superfície e a radiação emergente no topo da atmosfera. Assim, estudar as relações radiação/nuvem/clima implica considerar os modelos de propagação adequados e sua parametrização para diversos esquemas microfísicos e macrofísicos na atmosfera. Isto sugere a conveniência de estudos específicos que contemplem, por exemplo, os códigos radiativos adequados para propagação de radiação em gases, o efeito intra-grade e inter-grade da interação lateral entre nuvens, os efeitos de descrever a cobertura parcial como uma única “nuvem equivalente” plana, e os efeitos direto e indireto de aerossóis nas propriedades radiativas de nuvens e atmosfera.

No Brasil, tais estudos específicos não são numerosos. Por exemplo, em relação à radiação solar em atmosfera com aerossol de queimadas, Tarasova *et al.* (1999) publicaram diversas descrições da atenuação de radiação solar durante o experimento *Amazon Boundary Layer Experiment* (ABLE). Rotinas desenvolvidas na NASA (National Aeronautics and Space Administration) para estimativa de espessura óptica e outros parâmetros de aerossol a partir de imagens MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) foram implementadas pelo INPE (ver URL [HTTP://satellite.cptec.inpe.br](http://satellite.cptec.inpe.br)). Por um lado, os dados gerados sobre o território brasileiro podem ser utilizados como fonte de informação para estudos de impacto do aerossol em forçantes radiativas; por outro lado, o propósito inicial foi desenvolver estudos das características físicas do aerossol sobre o Brasil, que impliquem em mudanças dessas rotinas (Rosário *et al.*, 2011).

Em relação à acurácia das parametrizações que avaliam transmitância do vapor d’água para radiação solar (Plana-Fattori *et al.*, 1997; Tarasova e Fomin, 2000) foram desenvolvidos códigos radiativos “exatos” parametrizando a integração de transmitâncias *line-by-line* sobre intervalos espectrais escolhidos. O código FLISS (*Fast Line-by-line satellite Signal Simulator*; Fomin e Correa, 2005) é um exemplo com relevância potencial no aprimoramento de rotinas nos modelos de PNT e na simulação de radiância emergente na atmosfera (potencialmente importante em processos de assimilação de dados de satélites em modelos).

Algoritmos de estimativa de perfis de absorção da radiação solar em atmosfera multicamada também foram desenvolvidos. Um modelo estocástico de dois fluxos (Ceballos, 1989; Souza *et al.*, 2008) tem potencial de aprimoramento da eficiência de algoritmos utilizados nos modelos numéricos.

Pode-se citar como exemplos de aprimoramentos no MCGA CPTEC/COLA: o trabalho de Chagas *et al.* (2004) que substituíram o cálculo de absorvância do vapor d'água pelo algoritmo de Ramaswamy e Freidenreich (1992) produzindo uma pequena redução no viés da irradiância média solar do modelo, e o trabalho de Tarasova *et al.* (2007) em que foi incluída a componente de onda curta do CLIRAD (Chou e Suarez, 1999) com funções de transmitância aprimoradas por Tarasova e Fomin (2000).

Em geral, os aprimoramentos testados nos códigos de radiação tiveram impacto positivo sobre os modelos. No entanto, a modelagem explícita da relação modelo de nuvem/ radiação/ impacto climático foi escassamente abordada nos estudos realizados pela comunidade brasileira, podendo-se citar estudos numéricos das propriedades óticas da cobertura de nuvens e a dinâmica de larga escala (Bottino e Nobre, 2013).

Estudos recentes mostraram que as simulações dos modelos diferem mais e são menos realísticas em regiões de subsidência, o que enfatiza a necessidade de aprimorar a representação e avaliação dos processos de nuvens nos modelos climáticos, especialmente aquelas da camada limite (IPCC, 2007, seção 8.6.3.2). Os processos de retroalimentação das nuvens baixas têm sido discutidos em termos do efeito de duas variáveis de nuvens primárias: a quantidade de nuvens e a espessura óptica das nuvens (Stephens, 2010). Sobre os oceanos, os estratocúmulos em regiões de intensa subsidência têm forte impacto no balanço radiativo. Por outro lado, a pequena espessura das nuvens estrato cúmulos as torna sensíveis a mecanismos de retroalimentação como os processos turbulentos da camada limite e resfriamento/aquecimento radiativo.

Alguns esquemas baseados na estrutura termodinâmica de grande escala foram elaborados para avaliar a cobertura das nuvens estratocúmulos nos MCGA (Slingo 1987; Klein e Hartmann, 1993; Wood e Bretherton, 2006). Esses esquemas apresentam sinais diferentes na retroalimentação das nuvens, afetando sensivelmente as previsões climáticas de um modelo acoplado.

8.3.3 BIOSFERA-ATMOSFERA

Um dos assuntos científicos de crescente interesse mundial trata das interconexões entre a biosfera terrestre e a atmosfera. Uma das manifestações mais claras das interações da atmosfera com a biosfera é a relação entre o padrão global da cobertura vegetal e o clima. O clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição de vegetação e suas características num contexto global (Prentice, 1990). A localização de diferentes biomas é ditada pelas características do clima e, portanto, mudanças no clima afetam a distribuição geográfica da vegetação global. Por outro lado, mudanças na distribuição e na estrutura da vegetação por sua vez também influenciam o clima. As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes, e a disponibilidade de umidade do solo (Prentice *et al.*, 1992).

Desde o final da década de 1980 diversos experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima global e regional (Nobre *et al.*, 1991; Shukla *et al.*, 1990; Werth e Avissar, 2002). Estudos de sensibilidade com modelos climáticos estabeleceram a importância das florestas tropicais em influenciar o clima da Terra. De forma geral, Foley *et al.* (2003) afirmam que as alterações no uso e na cobertura do solo podem alterar os fluxos biofísicos em superfície através da alteração do albedo ou da rugosidade da superfície. Uma modificação do albedo em superfície acarreta uma modificação do balanço de energia e da temperatura em superfície. Este, em troca, afetaria como a superfície se resfria, pela mudança no balanço entre perda de calor sensível e perda de calor latente. Modificações na altura e a densidade da vegetação afetam a rugosidade da superfície, que por sua vez influencia na turbulência próxima ao chão. Superfícies mais rugosas misturam o ar com mais eficiência, melhorando o processo de resfriamento. Mudanças no albedo, na rugosidade da superfície, e na razão entre perda de calor sensível e calor latente podem afetar, então, os fluxos entre a superfície e a atmosfera e, como resultado, modificar o clima.

Em MCGA, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (desacoplado), no qual a vegetação é mantida fixa e força a atmosfera durante a integração do modelo, ou bidirecional (acoplado), no qual a vegetação pode ser modificada de acordo com as condições climáticas simuladas durante a integração do modelo. Na interação biosfera-atmosfera unidirecional, realizam-se estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas. Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, procura-se determinar as situações de equilíbrio - instável ou estável - do sistema biosfera-atmosfera. Utiliza-se a interação unidirecional para estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas, ou seja, procura-se responder à seguinte questão: se a vegetação de certa região for alterada, por ação antrópica ou natural e essa alteração for mantida, quais seriam os impactos no clima? Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou acoplada, procura-se estudar a existência de situações de equilíbrio, estável ou instável, e para isso é preciso que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas simuladas (Sampaio, 2008).

Um grande número de modelos de superfície hoje é empregado em MCGA, tais como o SiB (*Simple Biosphere Model* - Sellers *et al.*, 1986), o SSiB (*Simplified Simple Biosphere* - Xue *et al.*, 1991 - utilizado no MCGA CPTEC/COLA), o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* - Dickinson *et al.*, 1993), IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) - (Foley *et al.*, 1996; Kucharik *et al.*, 2000), entre outros.

Os modelos numéricos do sistema climático terrestre devem considerar a atmosfera e a biosfera terrestres como um sistema acoplado com os processos biogeofísicos e biogeoquímicos que ocorrem numa certa escala de tempo. Na escala de tempo de curto prazo, isto é, segundos a horas, o sistema acoplado é dominado pelos rápidos processos biofísicos e biogeoquímicos que trocam energia, água, dióxido de carbono e momentum entre a atmosfera e a superfície terrestre. Na escala de tempo intermediária, isto é, dias a meses, os processos incluem mudanças na quantidade de umidade do solo, mudanças na alocação de carbono e fenologia da vegetação. Em escalas de tempo mais longas, isto é, estações, anos e décadas, podem ser fundamentais as mudanças na estrutura da vegetação causadas por distúrbios, mudanças no uso do solo, e interrupção no crescimento, entre outros. Para considerar todos os processos acoplados biosfera-atmosfera, é necessário que os modelos climáticos sejam capazes de simular fenômenos ecológicos intermediários e de longo prazo (Foley *et al.*, 2000).

Recentes estudos têm confirmado que alterações nos ecossistemas terrestres afetam o clima regional, ou até mesmo global (Costa e Foley, 2000; Werth e Avissar, 2002; Costa *et al.*, 2007; Sampaio *et al.*, 2007). Os efeitos do desmatamento no clima têm sido geralmente analisados através da utilização de um modelo climático global acoplado a um modelo biofísico de superfície que representa explicitamente as características da mudança de cobertura do solo (altura do dossel, densidade de folhas e profundidade de raiz, por exemplo) (Dorman e Sellers, 1989; Xue *et al.*, 1991; Foley *et al.*, 2003). De acordo com os resultados de muitos destes modelos, por exemplo: Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Hahmann and Dickinson, 1997; Costa and Foley, 2000, Sampaio *et al.*, 2007), os padrões de desmatamento em larga escala causam uma tendência a um aumento considerável de temperatura e um decréscimo de evapotranspiração, escoamento superficial e precipitação anual média. Já observações de mudanças climáticas sobre áreas desmatadas confirmam o aumento na temperatura e a diminuição da evapotranspiração, embora mudanças na precipitação tenham sido mais difíceis de detectar (Nobre e Borma, 2009).

O bioma brasileiro mais estudado é a floresta Amazônica, que abriga aproximadamente um quarto de todas as espécies existentes no mundo (Dirzo e Raven, 2003) e é responsável por 15% de toda a fotossíntese terrestre (Field *et al.*, 1998), configurando-se em um reservatório de carbono significativo. Com relação à precipitação da região, muito importante na definição dos padrões de vegetação, as conclusões mais comuns dentre os numerosos estudos de modelagem climática são que o desmatamento moderado e localizado aumenta a convecção e a precipitação, mas perdas de floresta em larga escala tendem a reduzir significativamente a precipitação (Avissar *et al.*, 2002, 2004, 2006; Moore *et al.*, 2007; Cohen *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007; Sampaio *et al.*, 2007; Ramos da Silva *et al.*, 2008; Mei e Wang, 2009; Walker *et al.*, 2009). Esses estudos mostram que os mecanismos que levam à diminuição da precipitação envolvem: 1) o aumento do albedo da superfície (que reduz o saldo de radiação, resfriando a alta troposfera, provocando subsidência, que reduz a precipitação), 2) o aumento da Razão de Bowen

(ou diminuição da evapotranspiração, diminuindo o fornecimento de umidade à atmosfera), e 3) diminuição da rugosidade da superfície (que leva a uma diminuição do coeficiente de arraste aerodinâmico, o que contribui para uma diminuição na evapotranspiração e para um aumento do vento). As reduções na precipitação são mais pronunciadas nos meses de transição entre a estação seca e a chuvosa na floresta, levando a um prolongamento na duração da estação seca (Costa e Pires, 2010). Além do desmatamento da própria floresta, o desmatamento de regiões vizinhas à floresta, como o Cerrado, também contribui para uma estação seca mais longa (Costa e Pires, 2010).

Com o avanço dos modelos numéricos de mesoescala (ou modelos de área limitada) simulações climáticas de alta resolução foram realizadas para a Amazônia. Por exemplo, Gandu *et al.* (2004) realizaram um dos primeiros estudos usando um modelo de mesoescala (de 50 km de resolução) para avaliar o efeito do desmatamento completo na parte oriental da Amazônia. Os autores encontraram que a presença de orografia, proximidade da costa litorânea e distribuição de rios, alteravam os resultados encontrados anteriormente nas simulações de larga-escala, não se observando, em particular, redução da precipitação em toda a Amazônia. Posteriormente, Correia *et al.* (2007) utilizaram um modelo MCGA, acoplado a um modelo de transferência de energia com a superfície unidimensional (SiB) e analisaram o desmatamento completo da Amazônia em três cenários de ocupação da Amazônia, sendo um gerado a partir do projeto PROVEG (Sestini *et al.*, 2002) do INPE, outro para o ano de 2033 (Soares-Filho *et al.*, 2004) e um último para uma total conversão da floresta amazônica em pastagem. Em todos eles, a troca de vegetação (de floresta para pastagem) reduziu a rugosidade da superfície, intensificou o vento e aumentou a convergência de umidade. De certo modo, isto minimiza a redução da evapotranspiração, em função da menor capacidade de gramíneas/culturas baixas em extrair água do solo. Este resultado reduz o impacto dos resultados obtidos por Cox *et al.* (2004) para a morte da floresta Amazônia. As questões da extensão do período de seca e da possibilidade de fogo (natural e antrópico) também são investigadas em Correia *et al.* (2007). Ramos da Silva *et al.* (2008) também utilizaram um modelo atmosférico de mesoescala (20 km de resolução horizontal) para avaliar o impacto da ocupação da Amazônia nos elementos do balanço hídrico para a estação chuvosa. Dois cenários de crescimento socioeconômico e populacional que levam em conta os planos de construção e pavimentação de rodovias, melhoria de portos marítimos e fluviais, expansão do setor energético para os anos de 2030 e 2050 (Soares-Filho *et al.*, 2004; Ramos da Silva *et al.*, 2008), bem como um cenário de desmatamento total, foram estudados. Os resultados mostram que a precipitação decresce conforme a área desmatada é aumentada, porém existe uma grande variabilidade espacial. Em particular, os autores mostram uma diminuição da frequência de ocorrência (e da velocidade de propagação) de linhas de instabilidade que se formam na costa litorânea e induzem a chuva nas partes leste e central da Amazônia.

Saad *et al.* (2010) usaram o modelo BRAMS (*Brazilian contributions to the Regional Atmospheric Modeling System* - Freitas *et al.*, 2009c) para analisar o impacto de rodovias no clima local e de mesoescala, utilizando o caso da BR-163 (rodovia que liga Cuiabá a Santarém, cortando uma boa área intacta da Amazônia) e que está sendo pavimentada. Neste caso, houve uma extensa área de floresta tropical desmatada (na forma de linha) para a construção da rodovia. A formação de precipitação foi associada com a forma, área e posicionamento das estradas em relação ao vento predominante, sugerindo que a presença da estrada pode aumentar (ou reduzir) a precipitação local. A quantidade de água no solo também se mostrou importante em disparar os processos de convecção. Este tipo de estudo é importante, pois, com o desenvolvimento econômico, ocorre abertura de novas estradas. Atualmente, têm-se a pavimentação da BR-163 e a reconstrução da rodovia BR-369 (que liga Manaus a Porto Velho).

Betts e Silva Dias (2010) sintetizam o acoplamento dos processos de superfície e camada limite, baseados nos resultados de pesquisas anteriores na Amazônia (projetos ABRACOS e LBA). Claramente há uma ligação forte entre a quantidade de água no solo (proveniente da precipitação), a partição de energia na superfície (particularmente o fluxo de calor sensível), o aquecimento da atmosfera e a evolução da espessura da camada limite, a formação das nuvens (com a presença de aerossóis oriundos de queimadas) e a ocorrência da precipitação, fechando este ciclo (Figura 2 do artigo de Betts e Silva Dias, 2010). Estas inter-relações possuem diferentes escalas de tempo (diurna, sazonal e mesmo decenal) que precisam ser analisadas em qualquer modelo para simular o clima da Amazônia.

As mudanças de uso do solo e o efeito que exercem no clima possuem o potencial de fazer com que partes da Amazônia atravessassem os chamados pontos de desequilíbrio (*tipping points* – Lenton *et al.*, 2008). Estes pontos de desequilíbrio do sistema clima-vegetação se referem, em termos quantitativos, à probabilidade de um elemento do sistema terrestre cruzar um limite crítico, que poderia fazer com que o mesmo salte para outro estado de equilíbrio estável. Estudos durante a última década (Sternberg, 2001; Higgins *et al.*, 2002; Oyama e Nobre, 2003; Salazar e Nobre, 2010) fornecem evidências teóricas da existência de estados de equilíbrio alternativos entre o clima e a vegetação da floresta em geral, e em particular na região de transição entre a floresta e o Cerrado. Oyama e Nobre (2003) sugerem que o sistema acoplado clima-biosfera na Amazônia tem dois estados de equilíbrio estáveis: um é obviamente o estado presente de clima e vegetação, com a floresta tropical cobrindo a maior parte da bacia Amazônica; o segundo estado de equilíbrio estável estaria associado a uma savana tropical cobrindo parte da bacia (ou outro tipo de vegetação adaptado à seca e ao fogo), com baixa precipitação durante a estação seca. A probabilidade de transpor o ponto de desequilíbrio do sistema clima-vegetação pode ser causada pelo desmatamento, podendo ainda ser intensificada pelas mudanças climáticas causadas pela modificação da composição atmosférica.

Scheffer *et al.* (2001) fazem uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em ecossistemas, como em lagos, corais, regiões com arvoredos, desertos e oceanos. Por exemplo, analisa-se uma região que passou por um processo de desertificação antrópica e, por isso, teve redução de precipitação. Essa redução poderia impedir o desenvolvimento da vegetação, o que sustentaria o deserto. Quando há a perda de vegetação, há aumento do escoamento superficial e a água entra no solo rapidamente desaparecendo e indo para camadas profundas às quais as plantas não tem acesso. Portanto, o novo clima não procuraria restituir o bioma original da região, ou seja, haveria uma irreversibilidade climática ao processo de desertificação, o que seria claramente catastrófico para a região. Na verdade, passou-se de um estado de equilíbrio para outro, mais seco.

Os modelos globais de vegetação dinâmica consideram a cobertura vegetal como sendo uma fronteira superficial interativa, a qual pode mudar em resposta às mudanças no clima. Tais modelos permitem projetar respostas transientes dos ecossistemas terrestres, sob condições de mudanças climáticas abruptas, e são capazes de representar processos que contribuem para a dinâmica da estrutura e da composição da vegetação de uma forma mais detalhada, e por isso com um maior número de variáveis e parametrizações de processos eco-fisiológicos e eco-climáticos, envolvendo maior complexidade (p.ex., modelo IBIS – Foley *et al.*, 1996; modelo LPJ – Haxeltine e Prentice, 1996). Esforços têm sido feitos para melhorar os parâmetros destes modelos para a América do Sul, por exemplo, para a região Amazônica com o modelo IBIS, mas ainda restam deficiências de ajuste para outros biomas tropicais da América do Sul.

Os ecossistemas terrestres também afetam o clima alterando a concentração atmosférica de CO₂ através da fotossíntese e da respiração. Dessa forma, mudanças no ciclo do carbono terrestre afetam diretamente a atmosfera. Por exemplo, a floresta Amazônica intacta assimila aproximadamente 0,6 Pg-C ano⁻¹ (P = Peta = 10¹⁵) (Baker *et al.*, 2004). A simples remoção desta floresta (desconsiderando os gases emitidos durante a queima ou preparo de áreas) implicaria em uma menor quantidade de carbono sendo removido da atmosfera, causando efeitos no clima. Essas alterações no armazenamento de carbono terrestre podem afetar ainda mais o montante de CO₂ presente na atmosfera, intensificando o efeito estufa.

Os ecossistemas podem resistir às intensas mudanças do clima e de uso do solo se o efeito de fertilização do CO₂ – cuja concentração atmosférica aumentou drasticamente desde a Revolução Industrial – se confirmar. Neste caso, a eficiência do uso da luz e da água aumentaria na maioria das plantas, o que estimula a fotossíntese líquida (Polley *et al.*, 1993; Field *et al.*, 1995; Curtis, 1996; Sellers *et al.*, 1996) e poderia modificar a composição e estrutura dos ecossistemas (Betts *et al.*, 1997). Porém, este efeito pode ser compensado por aumentos contínuos da temperatura, alterações na sazonalidade da precipitação e incêndios florestais (Nobre e Borma, 2009; Cardoso *et al.*, 2009). É válido lembrar que essas alterações na vegetação, por sua vez, tendem a exercer influência sobre o clima, o que acarretaria em um processo de retroalimentação.

Enfim, os próximos anos representam uma oportunidade única de manter a resiliência e a biodiversidade dos ecossistemas brasileiros, frente à ameaça crescente das mudanças climáticas e da devastação humana. Dessa forma, a perspectiva das mudanças climáticas causadas pela modificação antrópica da composição atmosférica não deve ser considerada de forma isolada. Deve-se considerar também o fato de que a atmosfera é afetada pelos ecossistemas terrestres, e as retroalimentações que exercem no clima podem intensificar os efeitos do aquecimento global.

8.4 SIMULAÇÕES DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS

Nesta seção são apresentados os desempenhos dos diferentes modelos, atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera e regionais na simulação de fenômenos meteorológicos que mais afetam a América do Sul.

8.4.1. EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

Os padrões de variabilidade sazonal a interanual são bem simulados pelo MCGA CPTEC/COLA forçado com campos observados de Temperatura Superficial do Mar (TSM) globais. Alguns desses padrões são associados à variabilidade da TSM, campo que é introduzido como condição de contorno para as integrações. Assim, o Índice de Oscilação Sul, associado ao padrão ENOS, é bem simulado pelo MCGA CPTEC/COLA como mostrado em Cavalcanti *et al.* (2002). A variabilidade interanual das anomalias de precipitação simuladas na região Nordeste são comparáveis às observações (Marengo *et al.*, 2003) e quando o sinal de ENOS é forte, ou seja, quando as anomalias de TSM são intensas no Oceano Pacífico Equatorial, as anomalias de precipitação simuladas sobre a Região Sul do Brasil correspondem às observações. O modelo reproduz o padrão observado de anomalias de precipitação sobre a América do Sul associado ao ENOS, com excesso de precipitação no Sul do Brasil e déficit no Nordeste (Cavalcanti e Marengo 2005), sendo que este depende do tipo de ENOS, conforme analisado em Rodrigues *et al.* (2011) e mencionado no capítulo 2. Experimentos com o MCGA CPTEC/COLA realizados para analisar o impacto da TSM do Pacífico na precipitação sobre a América do Sul mostraram as características dinâmicas associadas com os campos de TSM e precipitação (Pezzi e Cavalcanti, 2002), através das anomalias na célula de Walker, com movimento subsidente sobre a América do Sul tropical nos casos de *El Niño*.

Grimm e Natori (2006) utilizaram o modelo ECHAM5-OM e por meio de análise de componentes principais relacionaram a variabilidade interanual da precipitação no verão sobre a América do Sul com a TSM. No clima presente os primeiros modos representaram bem a precipitação observada embora o modelo tenha subestimado o número de eventos ENOS principalmente no verão. A subestimativa no número de eventos ENOS no clima presente também foi identificada no modelo HadCM3 por Chou *et al.* (2012). Para avaliar a capacidade do modelo regional Eta em reproduzir as anomalias de precipitação e temperatura na América do Sul associadas aos fenômenos *El Niño* e *La Niña* no clima presente, no período de 1961-1990, Chou *et al.* (2012) aplicaram o critério de Trenberth (1997) baseado nas anomalias de temperaturas da superfície do mar na região Niño 3.4 geradas pelo modelo acoplado HadCM3 para contabilizar os eventos. Os autores encontraram que o modelo HadCM3 subestima a frequência de ocorrência tanto dos eventos *El Niño* quanto dos eventos de *La Niña*. As anomalias de precipitação e de temperatura reproduzidas pela média do ensemble de quatro membros do modelo regional apresentaram padrões típicos de eventos de *El Niño* e *La Niña*, mas com ligeiro deslocamento para o norte na posição das anomalias. Os quatro membros gerados pelo Modelo Eta foram produzidos forçando as condições laterais por quatro membros do Modelo HadCM3 perturbados em parâmetros da sua física.

8.4.2 ZONAS DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DO ATLÂNTICO SUL

A ZCIT constitui o principal mecanismo modulador da estação chuvosa sobre o semiárido do Nordeste do Brasil, tendo sido extensivamente estudada na literatura (e.g. Folland *et al.* 2001;

Harzallah *et al.* 1996; Hastenrath and Greischar 1993; Mechoso *et al.* 1990; Moura and Shukla 1981; Nobre and Shukla 1996; Rao *et al.* 1999; Wainer and Soares 1997; Ward *et al.* 1988), sendo de fundamental importância na determinação da variabilidade interanual da estação chuvosa sobre o Nordeste do Brasil. O deslocamento sazonal da ZCIT do Atlântico em simulações climáticas com o MCGA CPTEC/COLA reproduz bem ao observado, como visto em Souza (2008). O deslocamento da ZCIT ao norte ou ao sul do equador nos resultados do modelo é consistente com os campos de confluência em baixos níveis e anomalias da TSM. Já a migração sazonal da ZCIT é raramente capturada em modelos acoplados oceano-atmosfera, que a posicionam anormalmente ao sul do equador, resultado de erros sistemáticos crônicos da simulação das TSM sobre o Atlântico Equatorial por modelos acoplados oceano-atmosfera globais (Richter and Xie, 2008).

Os mais recentes avanços implementados no Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM), documentados em Bottino e Nobre (2013), resultaram numa melhora substantiva do modelo acoplado em representar a convecção atmosférica e precipitação sobre a Amazônia e Atlântico tropical, reduzindo os erros sistemáticos da representação dos campos de TSM sobre o Atlântico Tropical, com notável impacto na representação da migração sazonal da ZCIT, como mostrado na Figura 8.1.

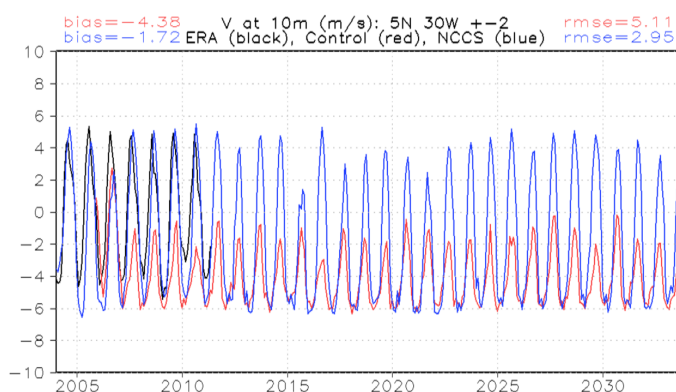


Figura 8.1. Série temporal da componente meridional do vento a 10 m, indicativo da migração meridional da ZCIT na latitude 5N, média para as longitudes 28-32W para as simulações do BESM-OA2.3 (Nobre *et al.* (2013) - vermelho), BESM-OA2.3.1 (Bottino e Nobre (2013) - azul) e Reanálise Era Interim (preto). Fonte: Bottino e Nobre (2013).

Um dos mais importantes componentes do Sistema de Monção na América do Sul durante o verão, no Hemisfério Sul, é a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O interesse pelo estudo das ZCAS cresceu nos últimos anos devido à sua importância na distribuição de precipitação sobre a América do Sul. O período médio de permanência desta zona de convergência é de cinco a dez dias e contribuindo, desta forma, com grande precipitação na faixa central e sul da região Sudeste do Brasil. O padrão da ZCAS, com um dipolo de precipitação ou de radiação de onda longa emergente observado entre o sudeste e sul da América do Sul é representado pelo MCGA CPTEC/COLA na escala de tempo interanual e intrasazonal (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunningham, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009; Meira e Cavalcanti, 2010). Análises de anomalias de radiação de onda longa emergente nos resultados do MCGA, na banda intrasazonal indicaram que as características dos campos climatológicos e de variância foram semelhantes às observadas, porém com intensidades diferentes (Meira e Cavalcanti, 2010). Entretanto, o padrão típico da Oscilação de Madden e Julian identificado nas observações na região da Indonésia não é reproduzido.

Os aspectos dinâmicos da gênese da ZCAS foram abordados por vários estudos (Figuerola *et al.* 1995; Gandu and Dias 1998; Grimm and Dias 1995; Kodama *et al.* 2012; Silva Dias *et al.* 1983) e apontam para o papel da distribuição vertical do aquecimento diabático associado à precipitação sobre a porção tropical da América do Sul como fator de ancoragem e formação da ZCAS.

A variabilidade sazonal de precipitação sobre a América do Sul é bem representada por Modelos Globais Atmosféricos e acoplados, principalmente as grandes diferenças entre verão e inverno. Contudo, a intensidade ou configuração do campo de precipitação do verão não é bem representada por alguns modelos. Vera *et al.* (2006) e Vera e Silvestri (2009) analisaram sete modelos do WCRP-CMIP3 para o século XX e mostraram que alguns modelos representam a variabilidade da precipitação, indicada pelo

desvio padrão e um máximo de chuva associado à ZCAS nos períodos de janeiro a março e de outubro a dezembro, mas com diferentes intensidades comparando com as observações. Em Seth *et al.* (2010) a média de nove modelos do WRCP-CMIP3, para o século XX, nas estações de setembro-outubro-novembro e dezembro-janeiro-fevereiro também se comparou razoavelmente bem com as observações, embora algumas características específicas como a intensidade e posição da ZCIT e extensão da ZCAS sobre o oceano não foram apropriadamente representadas. Outras comparações de resultados dos modelos CMIP3 com observações, por exemplo como em Bombardi e Carvalho (2008), mostram que alguns modelos usados no IPCC AR4 (IPCC, 2007) capturam as principais características do Sistema de Monção da América do Sul, como a banda NW-SE da Amazônia para sudeste, representando as ocorrências da ZCAS e também a ZCIT. Entretanto, as intensidades e posições das precipitações máximas não são bem representadas. O ciclo anual da precipitação tem uma boa representação no sul da Amazônia e Brasil central pela maioria dos modelos, mas em outras áreas o ciclo não é bem simulado. A duração da estação chuvosa é superestimada sobre o oeste da América do Sul e subestimada sobre o Brasil central nos modelos CMIP3, segundo Bombardi e Carvalho (2008). Usando o modelo global atmosférico com alta resolução MRI e TSM de resultados do CMIP3, Kitoh *et al.* (2011) indicaram uma melhor representação do campo de precipitação sobre a América do Sul do que a obtida com mais baixa resolução. Valverde e Marengo (2010) avaliaram cinco modelos do IPCC AR4 sobre a América do Sul: MIROC, HadCM3, GFDL, GISS e CCCMA, e notaram que em geral os modelos tiveram dificuldade em configurar a ZCAS se estendendo da Amazônia até o Sudeste do Brasil e que todos subestimam a precipitação sobre a Amazônia em proporções maiores ou menores. O modelo HadCM3 simulou melhor o padrão da banda da ZCAS, entretanto com máximo de chuvas sobre Goiás e a região Sudeste.

No Brasil, gênese e comportamento da ZCAS têm sido estudados através do uso de modelos acoplados oceano-atmosfera, indicando de forma pioneira a importância do acoplamento oceano-atmosfera para a ocorrência da ZCAS (Chaves e Nobre, 2004; De Almeida *et al.*, 2007, Nobre *et al.*, 2012). O processo de formação da ZCAS descrito nesses estudos evidencia a natureza acoplada oceano-atmosfera do fenômeno ZCAS, onde as anomalias de TSM resultam da modulação da radiação solar pela presença/ausência de nebulosidade causada pela ZCAS. Assim, diversamente do que ocorre com a ZCIT do Atlântico e Pacífico, as quais são moduladas pelos gradientes meridionais de TSM, a ZCAS modula as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical.

Pilotto *et al.* (2012) aninharam o Modelo Eta ao modelo global do CPTEC e ao modelo global acoplado oceano-atmosfera do CPTEC e produziram previsões de três membros para a região do Atlântico entre América do Sul e África para a estação dezembro-janeiro-fevereiro para o período de 10 anos. Seus resultados mostraram que o aninhamento produziu melhor distribuição espacial da precipitação associada à ZCIT e à ZCAS, com os melhores resultados gerados com o aninhamento no modelo acoplado oceano-atmosfera global.

A partir de uma integração contínua do Modelo Climático Regional Eta forçado pelo modelo HadAM3 para o período de 1961-1970, Pesquero *et al.* (2009) encontraram a frequência simulada de ZCAS de aproximadamente 1,7 por mês na América do Sul, baseado na metodologia de detecção usado por Gan *et al.* (2004). Comparando a frequência detectada a partir de reanálises ERA-40 para duas estações chuvosas consecutivas, os autores encontraram valores observados em cerca de 1,5 eventos de ZCAS por mês, o que mostra boa concordância da simulação com os dados de reanálises. Os fluxos de umidade durante períodos de ZCAS ativo também se apresentaram comparáveis com os valores estimados por reanálises. Projeções para o período de 2079-2099 em cenário A1B como modelo Eta, indicaram redução na duração do período chuvoso e no número de eventos de ZCAS (Pesquero, 2009).

8.4.3 CICLONES EXTRATROPICAIS

Matos *et al.* (2011) avaliaram a representação dos ciclones extratropicais no membro controle das simulações do Eta forçado pelo HadCM3 (Chou *et al.*, 2012). Eles aplicaram o esquema CYCLOC (Murray e Simmonds, 1991) de detecção de centros de pressão atmosférica nas reanálises do NCEP (Kalnay *et al.*, 1996) e nas simulações do Eta-HadCM3 no clima presente, de 1961-1990. Os resultados mostraram que a trajetória dos ciclones, predominante para leste, foi bem simulada pelo Eta.

Enquanto as simulações sugerem uma pequena tendência de redução de ocorrência de ciclones nas altas latitudes, as simulações não capturaram a tendência de aumento na frequência de ciclones nas baixas latitudes observadas nas reanálises do NCEP para o mesmo período de 1961-1990.

Reboita *et al.* (2010) apresentaram uma climatologia detalhada de ciclones no Oceano Atlântico Sul para o período de 1990 a 1999 em simulações do modelo regional RegCM3 que utilizaram as condições iniciais e de contorno da reanálise do NCEP. Inicialmente validou-se a climatologia simulada pelo RegCM3 que, de forma geral, mostrou padrão espacial sazonal das variáveis similar às análises, porém com diferenças em intensidade. Neste estudo, os autores identificaram os ciclones utilizando um esquema automático que identifica mínimos de vorticidade relativa no campo de vento a 10 m. Assim, os sistemas com vorticidade relativa menor ou igual a $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e com tempo de duração maior que 24 horas foram considerados na climatologia. Nos 10 anos analisados, os autores detectaram 2760 (dados do NCEP) e 2787 (simulações do modelo regional) ciclogêneses, com média anual de 276.0 ± 11.2 and 278.7 ± 11.1 no Oceano Atlântico Sul. Assim, sugerindo que o modelo regional possui uma boa destreza na simulação da climatologia da ciclogênese. Porém, o estudo mostrou uma grande subestimação nos valores da vorticidade ciclônica relativa simulados pelo modelo (-9,8%) no início dos sistemas e foi observado que sobre o Oceano Atlântico Sul, o ciclo anual da ciclogênese é dependente da intensidade inicial. Já os sistemas mais intensos têm uma boa caracterização da alta frequência da ciclogênese que ocorre durante o inverno tanto nos dados do NCEP quanto nas simulações do modelo regional.

Na escala temporal de processos que ocorrem na escala diária em simulações climáticas, o modelo MCGA CPTEC/COLA representa bem os campos associados a sistemas frontais (Cavalcanti e Coura Silva, 2003), sendo que o número de frentes frias sobre a região sudeste do Brasil é maior no outono e primavera nos resultados do MCGA CPTEC/COLA, diferente do observado quando o maior número ocorre no inverno.

8.4.4 MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL

O modo anular do Hemisfério Sul ou Oscilação Antártica, o qual é o modo de variabilidade interanual dominante no Hemisfério Sul também é reproduzido pelo MCGA CPTEC/COLA Outro modo de variabilidade que ocorre na escala interanual e intrasazonal e que afeta a América do Sul é o padrão Pacífico-América do Sul, o qual é bem simulado pelo MCGA CPTEC/COLA (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunningham, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009). As características atmosféricas associadas à ZCAS em casos extremos de precipitação no Sudeste, como o padrão Pacífico-América do Sul e o modo anular do Hemisfério Sul, obtidas em análises observacionais (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010), foram reproduzidas nas análises de casos extremos selecionados em resultados de simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA (Cavalcanti e Vasconcellos, 2009).

8.4.5 JATO DE BAIXOS NÍVEIS

Em simulação produzida por Da Rocha *et al.* (2009) utilizando o RegCM3, o jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes se posicionou corretamente com relação às reanálises do NCEP na média de 17 verões, apesar de ter subestimado a magnitude do núcleo do jato.

Soares e Marengo (2008) utilizaram o modelo regional HadRM3P com as condições de contorno dos modelos globais HadCM3 e HadAM3P, ambos do *Hadley Centre*, e dados de reanálises do NCEP com o propósito de avaliar os fluxos de umidade e o Jato de Baixos Níveis da América do Sul em dois períodos. O primeiro pode ser entendido como o clima atual e abrange o período de 1980 a 1989. O segundo abrange o período de 2080 a 2089 e projeta um possível clima de aquecimento global a partir do cenário de altas emissões de gases de efeito estufa SRES A2 do IPCC. A detecção dos eventos de JBN foi baseada no critério 1 de Bonner (Bonner, 1968) modificado por Saulo *et al.* (2000). Na situação do clima atual, foram detectados 28 casos de JBN durante DJF, 18 para MAM, 5 para JJA e 9 para SON com um total de 60 jatos desde 1980 a 1989 nas reanálises do NCEP. Enquanto que para o HadRM3P, 169 jatos foram detectados durante o mesmo período. O resultado sugere que o modelo regional tende a superestimar o número de eventos de jatos no clima atual em relação às reanálises, entretanto, há que se considerar a baixa resolução dos dados da reanálise.

As simulações do modelo regional indicaram aumento na frequência de JBN no clima de aquecimento (SRES A2) em relação ao clima atual, com transporte de umidade mais eficiente em direção à região da bacia Paraná-Prata. Os resultados também demonstraram que devido ao fato do fluxo da umidade na baixa atmosfera (oriundo dos ventos alísios que passam sobre a Amazônia e interage com este bioma) se tornar mais intenso no cenário de aquecimento. O fluxo que sai da região Amazônica incrementa a convergência horizontal de umidade sobre a bacia Paraná-Prata, conduzindo em aumento de chuvas nesta região. É necessário enfatizar que as aquelas simulações não consideram mudanças na vegetação nem desflorestamento da Amazônia, somente o impacto do cenário de aquecimento.

8.5 ALGUNS IMPACTOS

8.5.1 POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA

As áreas urbanas desempenham um papel importante na emissão de poluentes atmosféricos, incluindo gases de efeito estufa (GEE). Conforme destacado por Freitas (2008), a representação da estrutura física das cidades e a inclusão de todos os produtos gerados pelas mesmas, tais como calor, umidade e poluentes, constitui um dos maiores desafios para a modelagem numérica na atualidade. Neste sentido, trabalhos importantes vêm sendo realizados no Brasil em diversas instituições de ensino e pesquisa, com maior destaque para o CPTEC-INPE, IAG-USP e UTFPR. Os trabalhos realizados nestas instituições podem ser divididos em duas linhas principais: 1) aplicação de modelos de qualidade do ar já existentes, como o CIT (*Caltech Institute of Technology, McRae et al., 1982, 1992*) e o WRF/Chem (*Weather Research and Forecasting/Chemistry; Grell et al., 2005*); 2) desenvolvimento de novos módulos ou parametrizações para estudos de qualidade do ar dentro dos modelos de mesoescala, basicamente, o modelo BRAMS. Nesta última abordagem, destaca-se o desenvolvimento do módulo CATT (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model*)-BRAMS (Freitas et al., 2005b; Freitas et al., 2009c; Longo et al., 2010) e do módulo SPM (*Simple Photochemical Model*)-BRAMS (Freitas et al., 2005a).

Estudos de modelagem da qualidade do ar sobre as regiões urbanas de São Paulo e do Rio de Janeiro têm revelado aspectos importantes relativos à composição dos combustíveis, das circulações atmosféricas e o impacto desses sobre a qualidade do ar. Martins e Andrade (2008a) mostraram, através do uso do modelo CIT, a importância dos compostos orgânicos voláteis (VOC) sobre a formação do ozônio na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), sendo os compostos como aromáticos, olefinas, eteno e formaldeído, os mais importantes para a formação deste poluente. Utilizando o mesmo modelo, Martins e Andrade (2008b) estudaram o impacto do uso do etanol e da gasolina (contendo cerca de 22% de etanol) sobre a formação do ozônio à superfície e concluíram que o uso do etanol pode contribuir para uma melhoria na qualidade do ar na RMSP. Além dos estudos sobre a importância do tipo de combustível para a qualidade do ar, alguns estudos têm destacado a importância das circulações atmosféricas sobre as concentrações de poluentes e identificando algumas condições críticas para a dispersão. Balbino (2008) mostrou, através do uso do modelo SPM-BRAMS, que as circulações atmosféricas observadas sobre a RMSP podem contribuir para a recirculação de poluentes e alterar significativamente a qualidade do ar, em particular, durante o período noturno. Em suas análises, foi observado que picos noturnos de ozônio podem ser observados próximos à superfície em virtude do transporte vertical deste poluente, o qual é trazido de níveis mais altos da atmosfera e de outras regiões para os baixos níveis da atmosfera urbana. Tais picos noturnos são frequentemente observados através das medidas realizadas pela CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental) em sua rede operacional. Resultados semelhantes foram obtidos em Freitas et al. (2005a), Carvalho (2010) e Itimura (2010). Mazzoli et al. (2008) fizeram uma comparação entre os modelos CIT, WRF/Chem e SPM-BRAMS para a representação das concentrações de ozônio em superfície na RMSP. Embora todos os modelos fornecessem uma boa representação das concentrações de ozônio observadas, o módulo SPM-BRAMS apresentou resultados ligeiramente melhores. Tal resultado motivou a utilização deste modelo em estudos de qualidade do ar em outras regiões, como o Rio de Janeiro (Carvalho et al., 2009; Carvalho, 2010) e Campinas (Freitas, 2009). Carvalho et al. (2009) aplicaram o modelo SPM-BRAMS para avaliar o impacto das emissões industriais sobre a qualidade do ar na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Embora as emissões industriais na RMRJ representem apenas 23% das emissões totais de poluentes na região, foi observado que estas emissões podem contribuir para concentrações de ozônio acima dos padrões nacionais de qualidade ar ($160 \mu\text{g m}^{-3}$). Carvalho (2010) usou o mesmo modelo, considerando uma melhor representação das emissões

veiculares, para simular episódios significativos de concentrações de ozônio, comparando as concentrações simuladas com as medidas realizadas nas estações de monitoramento da qualidade do ar operadas pela FEEMA (atual INEA – Instituto Estadual do Ambiente). Considerando os resultados obtidos para a RMRJ, a autora indica a necessidade de expansão da rede de monitoramento da qualidade do ar, principalmente, focando como áreas prioritárias a região litorânea da Bacia Aérea I, os municípios localizados ao norte da Baía de Guanabara, como Magé e Guapimirim, além de parte da região serrana, localizada a noroeste da RMRJ. Nessas áreas, que ainda não possuem estações de monitoramento, foram estimados, através da modelagem, valores de concentração de ozônio acima dos PNQA estabelecidos para o Brasil.

Vendrasco *et al.* (2005) exploram o efeito das queimadas de cana no Estado de São Paulo na formação de ozônio troposférico. Esses estudos indicam que a concentração de ozônio na baixa atmosfera é altamente dependente do horário da queimada e que picos na concentração de ozônio podem ocorrer à longa distância (centenas de km) do local de emissão dos gases precursores do ozônio em queimadas de cana.

8.5.2 ILHAS DE CALOR

Talvez uma das mais nítidas e significativas alterações impostas pelo homem ao ambiente seja o processo de urbanização. Ligados a esse processo, um grande número de efeitos sobre padrões atmosféricos têm sido identificados em diferentes escalas de tempo e espaço. Um dos mais conhecidos é o estabelecimento das ilhas de calor urbanas (Lombardo, 1984; Freitas, 2003; Freitas e Silva Dias 2005; Freitas *et al.*, 2007). Ilhas de calor são definidas através dos gradientes de temperatura observados entre os centros urbanos e as áreas rurais adjacentes.

O estabelecimento de ilhas de calor altera significativamente os padrões de circulação atmosférica em mesoescala, criando zonas de convergência e divergência de massa nas regiões de influência da área urbanizada. Embora existam algumas associações com padrões de convergência no centro urbano e de divergência nas áreas adjacentes, conforme mostrado em Freitas (2003), a configuração dessas zonas é bem mais complexa, podendo existir pequenas zonas de convergência/divergência alternadas em diversos pontos da área urbanizada. Tal configuração é determinante para diversos processos ligados à condição do tempo (Freitas *et al.*, 2009a) e de dispersão de poluentes (Freitas, 2003; Freitas *et al.*, 2005a; Balbino, 2008, Itimura, 2010, Carvalho, 2010). Por exemplo, Freitas *et al.* (2009a) mostraram que eventos de tempestade severa são fortemente determinados pelo aquecimento gerado nas cidades, em combinação com a chegada de massas de ar instáveis sobre alguns pontos das áreas urbanizadas. Em alguns desses pontos na Região Metropolitana de São Paulo, essas condições contribuem para um maior levantamento de massas de ar úmidas, contribuindo para o desenvolvimento de super-células. Resultados semelhantes foram obtidos por Hallak (2007) que, além dos aspectos citados anteriormente, também destacou a importância da topografia na formação de eventos de tempo severo. Freitas *et al.* (2007) mostraram também que a interação entre as circulações geradas pela ilha de calor e a circulação de brisa marítima produzem correntes ascendentes mais intensas na região de contato entre as duas circulações, mesmo em períodos de menor instabilidade atmosférica, tendo esta interação um impacto maior sobre processos ligados à dispersão de poluentes.

Conforme enfatizado em Freitas (2003), vários fatores podem contribuir para o surgimento e desenvolvimento de ilhas de calor urbanas, tais como a concentração relativamente alta de fontes de calor nas cidades, as propriedades térmicas dos materiais das construções urbanas, as quais facilitam a condução de calor, a menor perda de calor durante a noite, por radiação infravermelha para a atmosfera e para o espaço, a qual é parcialmente compensada nas cidades pela liberação de calor das fontes antrópicas, tais como veículos, indústrias e construções em geral, metabolismo humano, entre outros. Ferreira *et al.* (2011) apresentam valores para esta contribuição antrópica na cidade de São Paulo, indicando que durante o verão esta pode atingir cerca de 9% da radiação líquida e que durante o inverno esta contribuição é de cerca de 15%. Freitas e Silva Dias (2003) sugerem que a contribuição das fontes antrópicas

de calor pode gerar diferenças de temperatura entre 1 e 4 °C, dependendo da hora do dia e período do ano. Obviamente, quanto maior e mais desenvolvida for a área urbana considerada, maior será a contribuição desses fatores para o aquecimento da atmosfera, podendo este ter impactos desde a micro até a grande escala.

Cidades com população superior a 10 milhões de habitantes, definidas pela Organização das Nações Unidas como Megacidades, apresentam uma grande demanda por alimentos, água, combustíveis e energia, sendo também as maiores contribuintes para o aquecimento anômalo observado em ilhas de calor. Segundo esta classificação, teríamos as cidades de São Paulo e do Rio de Janeiro como as maiores candidatas às ilhas de calor no Brasil. Entretanto, cidades um pouco menores, como Campinas, São José dos Campos, Curitiba, Porto Alegre, entre outras, podem contribuir de maneira significativa para o aquecimento da atmosfera. Por exemplo, Freitas (2009) mostrou, através do uso do modelo BRAMS, com a ativação de parametrização específica para o tratamento de áreas urbanas (o esquema *Town Energy Budget* – TEB, proposto por Masson, 2000), que o município de Campinas – SP, com uma população de cerca de 1 milhão de habitantes, também apresenta condições para a formação de uma ilha de calor urbana, sendo as diferenças de temperatura observadas na cidade com relação ao entorno da ordem de 3 graus, valor este um pouco menor do que aquele obtido para a Região Metropolitana de São Paulo, através de metodologia semelhante com o mesmo modelo (Freitas, 2003; Freitas e Silva Dias, 2005).

Vários trabalhos têm sido dedicados à modelagem da estrutura urbana e de outros aspectos ligados às ilhas de calor no Brasil, principalmente sobre a RMSP. Como exemplo, Marciotto *et al.* (2010) mostraram, através de modelagem numérica, que, durante o dia, construções mais altas podem levar a uma diminuição na temperatura do ar entre os prédios e, durante a noite, se gera um aquecimento devido às múltiplas reflexões de radiação de onda longa emitida dentro do cânion quando se tem valores de razão geométrica (altura x largura das construções, $h L^{-1}$) menores que 4. Neste mesmo período e quando a razão geométrica é maior que 4, observa-se um resfriamento do ar, porém, de menor intensidade do que o registrado durante o dia. Desses resultados fica claro que não só a extensão da área urbana é um aspecto importante, mas que a estrutura e o tipo de construção são determinantes para a formação e desenvolvimento de ilhas de calor. Outro fator importante, observado em boa parte das cidades brasileiras, é a pequena quantidade de vegetação no interior das áreas urbanas. Gouvêa (2007) constatou, através do uso de imagens de satélite, que a fração vegetada sobre a área urbanizada da RMSP é inferior a 20%.

Conforme ilustrado no trabalho de Gouvêa (2007) e em Marciotto (2008), a vegetação desempenha papel importante na diminuição da temperatura do ar. Por exemplo, Gouvêa (2007) mostrou, através do uso do modelo BRAMS, com a ativação do esquema TEB, que um aumento para 25% na fração vegetada na área urbanizada da RMSP contribuiria para uma redução de temperatura da ordem de 2,5 °C, o que poderia reduzir o efeito de ilha de calor.

8.5.3 AUMENTO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR

A simulação das variações de longo período do nível do mar representa uma notável ausência de trabalhos de simulação numérica no Brasil. A representação do nível do mar em modelos numéricos de circulação oceânica de larga escala vem sendo explorada mundialmente (Bindoff *et al.*, 2007). A disponibilidade de duas décadas de informações altimétricas permite identificar padrões médios de comportamento assim como estimar tendências da altura da superfície do mar para todos os oceanos, as quais possuem grande correspondência com dados de marégrafos ao redor do globo.

A configuração espacial da elevação da superfície do mar nas bacias oceânicas está diretamente relacionada à estrutura tridimensional do campo de massa do oceano e, sendo assim, possui importantes informações sobre os processos oceânicos subsuperficiais relacionados ao conteúdo armazenado de calor. Além disso, o campo de vento em larga escala sobre a superfície oceânica também é determinante para a configuração espacial do nível do mar, cujas inclinações têm relação direta com as correntes geostroóficas (Bindoff *et al.*, 2007).

Esforços de modelagem numérica do nível médio do mar em escala global e no Atlântico Sul vêm sendo desenvolvidos na última década. De modo geral, os resultados mostram-se compatíveis com as observações, sendo notados interessantes padrões espaciais que merecem atenção (Bindoff et al., 2007).

A configuração global apresenta evidentes desníveis da superfície marinha, com dominância de valores elevados no Pacífico e no Índico, enquanto menores valores de elevação são encontrados no Atlântico Norte, no Mediterrâneo e em todo o cinturão das altas latitudes do Hemisfério Sul. Apesar de ínfimos em relação à inclinação real, estes desníveis da superfície do mar estão associados com a circulação geral dos oceanos, com marcada presença dos giros subtropicais e subpolares, o complicado sistema de correntes equatoriais e a Corrente Circumpolar Antártica (Bindoff et al., 2007).

Já para o Atlântico Sul e Tropical, vale salientar a assinatura do giro subtropical com gradientes de elevação associados às Correntes do Brasil, Sul-Equatorial e Sul-Atlântica. Além destas feições, a Retroflexão da Corrente das Agulhas, a Corrente Circumpolar Antártica e a Confluência Brasil-Malvinas também se destacam em termos de gradientes de elevação da superfície do mar. A deflexão e divisão da Corrente Circumpolar Antártica após passar pelo Estreito de Drake fica notável, com uma parte que segue para leste e outra que segue para norte, sendo que este ramo separa-se em dois para formar a Corrente das Malvinas e para alimentar a Corrente Sul-Atlântica. Outras feições de interesse são as menores elevações nas regiões de ressurgência na costa africana entre 30°S e 20°S e entre 20°N e 30°N e a presença de parte equatorial do giro subtropical do Atlântico Norte (Bindoff et al., 2007).

Desta forma, é importante que modelos numéricos de circulação oceânica de grande escala representem toda a combinação de efeitos de maneira adequada e coerente, para que seja possível evoluir na compreensão dos processos físicos associados e analisar projeções climáticas com maior embasamento conceitual. Não é preciso mencionar que os aumentos de temperatura e o degelo de glaciares podem alterar esta distribuição de maneira heterogênea, o que pode alterar significativamente a distribuição espacial de elevações e suas correspondentes inclinações, mas estes aspectos ainda não estão sendo incluídos nas simulações apresentadas (Bindoff et al., 2007).

8.6 DISCUSSÃO A CERCA DAS INCERTEZAS EM SIMULAÇÕES DO CLIMA PRESENTE

Existem três principais tipos de incertezas inerentes às simulações do clima: 1) as concentrações e emissões dos gases de efeito estufa, 2) a arquitetura do modelo numérico e 3) as parametrizações dos processos que ocorrem em escala inferior à da grade dos modelos. Em relação às incertezas na modelagem do clima, segundo Ambrizzi et al. (2007), toda técnica de regionalização ou “downscaling” contém erros derivados do modelo global que força o modelo regional, e ainda que isto não seja um erro na regionalização, precisa ser levado em conta. Técnicas diferentes de regionalização podem produzir diferentes simulações do clima local ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global. Em relação às incertezas nas parametrizações, não há uma solução unânime que resolva corretamente os processos físicos.

Adicionalmente, vários outros fatores contribuem para as incertezas nas simulações do clima como os processos estocásticos e não-lineares do sistema climático, aspectos randômicos das forçantes naturais e antrópicas, desconhecimento da completa condição inicial do sistema climático e a não representação de todos os processos atmosféricos em um modelo numérico.

Mendes e Marengo (2010) realizaram um *downscaling* por meio de redes neurais artificiais e autocorrelações em cinco modelos globais (CGCM3, CSIRO, ECHAM5, GFDL2.1 e MIROC-m) do IPCC-AR4 para a bacia Amazônica. Na comparação com dados observados, constataram um ajuste muito bom nos dados indicando a técnica de redes neurais como uma alternativa viável na modelagem da precipitação. Também foram observadas pequenas diferenças entre as duas metodologias utilizadas sendo que a rede neural teve melhor desempenho para o clima atual.

Utilizando cinco modelos globais do IPCC-AR4 (CCCMA, GFDL, HadCM3, MIROC e o GISS), Valverde e Marengo (2010) apontaram que os modelos climáticos globais utilizados ainda não conseguem reproduzir com alto grau de confiabilidade o padrão sazonal de precipitação que a climatologia dos campos observados apresenta. No entanto, os modelos utilizados conseguem simular coerentemente o ciclo anual da precipitação, apesar dos erros sistemáticos encontrados. Para o clima presente, em termos de precipitação, os cinco modelos apresentaram em maior ou menor proporção a diminuição de chuva sobre a Amazônia e o excesso de chuva sobre os Andes.

Alves (2007) avaliou o modelo regional HadRM3P, em simulações da variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da América do Sul e oceanos adjacentes, através de simulações numéricas de longo prazo (1961-1990). Neste estudo foi possível concluir que o modelo simula razoavelmente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e temperatura. Contudo o autor constatou, que regionalmente há erros sistemáticos que podem estar relacionados à física interna do modelo (esquema de convecção, de superfície e topografia) e/ou das condições de fronteira herdadas do modelo global utilizado nas condições de contorno.

Na comparação realizada por Pesquero *et al.* (2009) entre as simulações do modelo regional Eta-CPTec forçadas pelo modelo global HadAM3P e as observações CRU, em geral, a precipitação de grande escala e a variação sazonal foram bem representados pelo Eta. Segundo os autores, o modelo regional tem uma topografia mais detalhada do que o modelo global usado nas condições de contorno podendo gerar maiores quantidades de precipitação, próximo de áreas mais elevadas. Em relação à temperatura durante DJF, o modelo Eta mostrou viés positivo sobre o Paraguai e viés negativo sobre a Amazônia, ou seja, um padrão similar ao do viés do modelo global HadAM3P. Durante DJF e JJA no sul e sudeste do Brasil, foram observados valores muito semelhantes ao observado. De forma geral o Eta mostrou melhorias em representar a temperatura sobre toda a América do sul em relação ao HadAM3P.

Chou *et al.* (2012) avaliaram simulações climáticas sobre a América do Sul no modelo regional Eta com quatro condições de contorno fornecidas modelo global HadCM3. Os quatro membros foram utilizados com o objetivo de englobar as incertezas em relação ao conjunto das simulações do modelo global utilizadas nas condições de contorno lateral. Neste estudo foi observada uma boa concordância nos padrões de temperatura e precipitação simulados pelo modelo regional em relação aos dados observados do CRU. A comparação entre o desvio padrão entre os membros do conjunto e erro quadrático médio indicou pouca dispersão dos membros no clima presente, dispersão similarmente pequena ocorreu também nos membros do HadCM3. O espalhamento das simulações do modelo HadCM3 demonstra a incerteza em torno da escolha dos valores dos parâmetros do modelo mais adequados.

A Tabela 8.5 lista técnicas para tratar as incertezas. A destreza dos modelos regionais na América do Sul tem sido similar à obtida com modelos globais no clima do presente (Ambrizzi *et al.*, 2007). Assim, regiões como o Nordeste, a Amazônia, o Sul do Brasil, o Noroeste do Peru-Ecuador e o Sul do Chile apresentam uma previsibilidade melhor no clima do presente, comparada com regiões como o sudeste-centro oeste do Brasil. Supondo que a capacidade para simular o clima no futuro seja a mesma que no presente, então podemos dar maior credibilidade às projeções de clima para o futuro nas áreas de menores erros. Os aspectos listados na Tabela 8.5, adaptada de Ambrizzi *et al.*, 2007, buscam identificar alguns dos problemas relacionados à incerteza na construção de cenários climáticos.

Tabela 8.5 Cadeia de incertezas na construção de cenários em modelos climáticos regionais (MCR) (adaptado de Ambrizzi *et al.*, 2007).

Fonte da Incerteza	Representação no MCR	Como tratar incerteza
Emissões futuras	Sim	Utilizar modelos para uma variedade de cenários de emissão
Taxa de emissão à concentração	Não	Uso de modelos de ciclo de carbono e modelos de química atmosférica
Pouco entendimento, representação imperfeita de processos em modelos de clima (incerteza científica)	Em desenvolvimento	Uso de projeções de vários modelos globais de clima
Variabilidade natural do clima	Sim	Uso de conjunto de simulações de MCG com várias condições iniciais
Acrescentar detalhe espacial e temporal	Não	Usar outros modelos regionais de clima + "downscaling" estatístico

Com o intuito de incluir alguma informação da incerteza de modelagem numérica nas projeções regionalizadas (*downscaling*) o projeto CREAS utilizou três modelos regionais nas simulações do clima presente para o período de 1961-1990. Erros em comum entre os modelos regionais foram identificados, bem como erros característicos de cada modelo.

Os resultados mencionados acima são exemplos de que não há uma metodologia ideal, ou modelo numérico preferencial. Todos apresentam erros e acertos. Além do modelo numérico, também se desconhece a resolução espacial suficientemente adequada para resolver o sistema climático.

A incerteza nas formulações dos modelos numéricos para resolver o sistema climático se reflete na magnitude dos erros sistemáticos das simulações. Estas avaliações dos erros por sua vez também contém incertezas na qualidade das observações, cuja rede sobre América do Sul é deficiente do ponto de vista espacial e temporal. As incertezas sobre as medidas observacionais afetam diretamente a robustez da avaliação dos modelos climáticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, L.M., 2007: Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 92 pp.

Alves, L.M. e J. Marengo, 2010: Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 337–350, doi:10.1007/s00704-009-0165-2.

Ambrizzi T. *et al.*, 2007: Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade - Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília, 108 pp.

Avissar, R. *et al.*, 2002: The large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8086, doi:10.1029/2002JD002704.

- Avissar, R. *et al.*, 2004: Implications of tropical deforestation for regional and global hydroclimate. In: *Ecosystems and Land Use Change* [DeFries, R. *et al.* (Eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 73-83.
- Avissar, R. *et al.*, 2006: Impacts of tropical deforestation on regional and global hydroclimatology. In: *Emerging Threats to Tropical Forests* [Laurance, W.F., e C.A. Peres (Eds.)]. Chicago, Ill., The University of Chicago Press, pp. 67-79.
- Baker, T.R. *et al.*, 2004: Increasing biomass in Amazonian forest plots. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.*, 359(1443), 353–365.
- Balbino, H.T., 2008: Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.
- Barbosa, H.M.J. e T. Tarasova, 2006: New solar radiation parameterization in CPTEC/COLA GCM. In: *Proceedings of 8 ICSHMO 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Foz do Iguacu, Brazil, pp. 493-494.
- Barbosa, H.M.J. *et al.*, 2008: Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 47, 1377-1392.
- Betts, A. K. and Silva Dias, M. A. F., 2010. Progress in Understanding Land-Surface-Atmosphere Coupling from LBA Research. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 2, p. 1-20.
- Betts, A.K., e M.J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX and Artic air-mass data sets. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, 693–709.
- Betts, R.A. *et al.*, 1997: Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387, 796-799.
- Bindoff, N.L. *et al.*, 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Bombardi, R.J. e L.M.V. Carvalho, 2008: Variabilidade do regime de monções sobre a região do cerrado: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO₂ usando o modelo MIROC. *Rev. Bras. Meteor.*, 23, 58-72.
- Bonner, W.D., 1968: Climatology of the low-level jet. *Mon. Weather Rev.*, 96, 833-850.
- Bottino, M. J. e P. Nobre, 2013: Cloud Optical Properties and Atmospheric Circulation in the Brazilian Climate Model. *Climate Dynamics*, To Be Submitted.
- Brasil, 2010: Segunda Comunicação Nacional do Brasil à Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima. Relatório Técnico, Technical Report. Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT), Brasília, DF, 264 pp. Disponível em http://www.mct.gov.br/upd_blob/0214/214078.pdf.
- Cardoso, M. *et al.*, 2009: Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. *Biologia*, 64(3), 433-437, doi:10.2478/s11756-009-0076-9.

Carvalho, V.S.B., 2010: O impacto das megacidades sobre a qualidade do ar: os casos das regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 232 pp.

Carvalho, V.S.B. *et al.*, 2009: Avaliação do potencial do impacto das emissões industriais nas concentrações de ozônio simuladas pelo modelo SPM-BRAMS sobre a Região Metropolitana do Rio de Janeiro. *Ciência e Natura*, Santa Maria, RS, especial, 249–252.

Cavalcanti, I.F.A. e M.T. Kayano, 2000: Configurações de distúrbios de alta frequência no Hemisfério Sul em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA. In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Rio de Janeiro, 16-20 Out.

Cavalcanti, I.F.A. e C.C. Castro, 2003: Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a GCM climate simulation. In: *Proceedings of 7 ICSHMO 2003. 7th international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Wellington, New Zealand.

Cavalcanti, I.F.A. e L.H. Coura Silva, 2003: Seasonal Variability over Southeast Brazil related to frontal systems behaviour in a climate simulation with the AGCM CPTEC/COLA. In: *14th Symposium on global change and climate variations. AMS Conference. Long Beach, American Meteorological Society.*

Cavalcanti, I.F.A. e J.A. Marengo, 2005: Seasonal climate prediction over South America using the CPTEC/COLA AGCM. *CLIVAR Exchanges*, 10(1), 23-24.

Cavalcanti, I.F.A. e C.C. Cunningham, 2006: The wave four intraseasonal variability in extratropical S.H. and influences over South America - The behaviour of CPTEC/COLA AGCM. In: *Proceedings of 8 ICSHMO 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Foz do Iguacu, Brazil.

Cavalcanti, I.F.A. e F.C. Vasconcellos, 2009: Extreme precipitation over La Plata Basin and Southeast Brazil, in South America, and influences of teleconnections simulated by the CPTEC AGCM and CGCMS. In: *Proceedings of 9 ICSHMO 2009. 9th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Melbourne, Australia.

Cavalcanti, I.F.A. *et al.*, 2002: Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate*, 15, 2965-2988.

Ceballos, J.C., 1989: Stochastic properties of two-flux shortwave radiative transfer in the atmosphere. *Contrib. Atmos. Phys.*, 62, 179-192.

Chagas, J.C.S. *et al.*, 2004: Modifications on the CPTEC global model radiation scheme. In: *Proceedings of XIII Brazilian Meteorology Conference, Fortaleza-Ceará, Brazil, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE). Technical document, number INPE-12070-PRE/7416. Disponível em <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.11.05>.*

Chagas, J.C.S. e H.M.J. Barbosa, 2008: Incorporation of the UK Met Office's radiation scheme into CPTEC's global model. *Technical Note, number INPE-15393-NTC/376, São José dos Campos, 86 pp.*

Chaves, R.R. e P. Nobre, 2004: Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2003GL018647.

Chen, F. e J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State- NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Weather Rev.*, 129, 569–585.

- Chou, M.D. e M.J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. In: Series on Global Modeling and Data Assimilation [M.J. Suarez (Ed.)], NASA/TM- 1999-104606, 15, 40 pp.
- Chou, S.C. *et al.*, 2000: Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model, *J. Geophys. Res.*, 105(D8), 10147–10160, doi:10.1029/1999JD901137.
- Chou, S.C. *et al.*, 2005: Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Process Geophys.*, 12, 537 - 555.
- Chou, S.C. *et al.*, 2002: Simulations with the Coupled Eta/SSiB Model over South America. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8088, doi:10.1029/2000JD000270.
- Chou, S.C. *et al.*, 2012: *Downscaling* of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, *Clim. Dyn.*, 38(3-4), 635-653, doi:10.1007/s00382-011-1002-8.
- Cohen, J.C.P. *et al.*, 2007: Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. *Ciência e Cultura*, 59, 36-39.
- Collins, W.D. *et al.*, 2006: The community climate system model version 3 (CCSM3). *J. Climate*, 19, 2122–2143, doi:10.1175/JCLI3761.1.
- Correia, F.W.S. *et al.*, 2007: Modeling the impacts of land cover change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) simulation study. *Theor. Appl. Climatol.*, 93, 225-244.
- Costa, M. H. ; FOLEY, J. A. . Combined Effects of Deforestation and Doubled Atmospheric CO2 Concentrations on the Climate of Amazonia. *Journal of Climate, Estados Unidos*, v. 13, p. 18-34, 2000.
- Costa, M.H. e G.F. Pires, 2010: Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int. J. Climatol.*, 30, 1970-1979, doi: 10.1002/joc.2048.
- Costa, M.H. *et al.*, 2007: Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07706, doi:10.1029/2007GL029271.
- Cox, P.M. *et al.*, 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, 15, 183–203.
- Cox, P.M. *et al.*, 2004: Amazonian forest dieback under climate–carbon cycle projections for the 21st Century. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137–156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Curtis, P.S., 1996: A meta-analysis of leaf gas exchange and nitrogen in trees grown under elevated carbon dioxide. *Plant Cell Environ.*, 19, 127-137.
- Da Rocha R.P. *et al.*, 2009: Precipitation diurnal cycle and summer climatology Assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J. Geophys. Res.*, 114, D10108, doi:10.1029/2008JD010212.
- Davies, H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 405–418.
- De Almeida, R.A.F. *et al.*, 2007: Negative ocean–atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Geophys. Res.*, 34, doi:10.1029/2007GL030401.

- Dee, D.P. *et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597.
- Dickinson, R.E. e A. Henderson-Sellers, 1988:, Modelling tropical deforestation: A study of GCM land surface parametrizations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1(14), 439-462.
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS), version 1e as coupled to the NCAR Community Model. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+S-TR. 72 pp
- Dirzo, R. e P.H. Raven, 2003: Global state of biodiversity and loss. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 28, 137–167.
- Dufresne, J.L. e S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere–ocean models. *J. Climate*, 21, 5135-5144, doi:10.1175/2008JCLI2239.1.
- Dorman, J. L. e Sellers, P. J. (1989). "A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB)". *Journal of Applied Meteorology* 28: 833-855.
- Edwards, J.M. e A. Slingo, 1996: Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 689-719.
- Fels, S.B. e M.D. Schwarzkopf, 1975: The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1475-1488.
- Fernandez, J.P.R. *et al.*, 2006: Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models Part I Mean climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, 86, 243–256.
- Ferreira, M.J. *et al.*, 2011: Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.*, 104(1-2), 43-56, doi:10.1007/s00704-010-0322-7.
- Ferrier, B.S. *et al.*, 2002: Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta Model. In: 19th Conference on Weather Analysis and Forecasting and 15th Conference on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, American Meteorological Society, pp. 280-283.
- Field, C.B. *et al.*, 1998: Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281, 237-240.
- Field, C.B. *et al.*, 1995: Stomatal responses to increased CO₂: Implications from the plant to the global scale. *Plant Cell Environ.*, 18, 1214-1225.
- Figuroa, S.N. *et al.*, 2006: The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on southern hemisphere summer climate simulated by CPTEC atmospheric general circulation model. In: Proceedings of 8 ICSHMO 2006. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Foz do Iguacu, Brazil, pp. 1037-1040.
- Figuroa, S.N. *et al.*, 1995: Simulations of the summer circulation over South American region with an Eta coordinate model. *Journal of the Atmospheric Science*, 52, 1573-1584.
- Figuroa, S. N. *et al.*, 2013. Impact of the multi-closure convective parameterization on tropical precipitation simulation by CPTEC AGCM Version 4.0 (AGCM-V.4.0). *J. Climate*. To be submitted.
- Foley, J.A. *et al.*, 1996: An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Glob. Biogeochem. Cycle*, 10(4), 603-628.

- Foley, J.A. *et al.*, 2000: Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Ecol. Appl.*, 10(6), 1620–1632, doi:10.1890/1051-0761(2000)010[1620:IDVCWG]2.0.CO;2.
- Foley, J.A. *et al.*, 2003: Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Front. Ecol. Environ.*, 1, 38–44.
- Folland, C. *et al.*, 2001: Predictability of Northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98. *J. Climate*, 14, 1937-1958.
- Fomin, B.A. e M.D. Correa, 2005: A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave. *Rev. Bras. Geof.*, 110(D2), D02106.
- Fowler, H.J. *et al.*, 2007: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in *downscaling* techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.*, 27, 1547–1578, doi:10.1002/joc.1556.
- Freitas, E.D., 2003: Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 156 pp.
- Freitas, E.D., 2008: Modelagem numérica da atmosfera em regiões urbanas: aplicações em estudos e prognósticos sobre a qualidade do ar. *Bol. Soc. Bras. Meteorol.*, 32, 19-27.
- Freitas, E.D., 2009: Mudanças no uso do solo e seus impactos nos padrões atmosféricos e na qualidade do ar. Tese de Livre Docência, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 102 pp.
- Freitas, E.D. e P.L. Silva Dias, 2003: A importância das fontes antropogênicas de calor na modelagem numérica dos efeitos de ilha de calor urbana. *Ciência e Natura*, Santa Maria, RS, Edição especial, 139-142.
- Freitas, E.D. e P.L. Silva Dias, 2005: Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. *Rev. Bras. Meteorol.*, 20(3), 355-366.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2005a: A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil: Coupling and validation. *Atmos. Environ.*, 39, 6352-6361.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2005b: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, 5(1-2), 135 –167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2007: Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound-Layer Meteorol.*, 122(1), 43-65.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2009a: Factors involved in the formation and development of severe weather conditions over the Megacity of São Paulo. In: 89th American Meteorological Society Meeting, Phoenix, AZ, Estados Unidos, 10-15 January 2009.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009b: Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24(2), 188-207.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009c: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861.

- Gan, M.A. *et al.*, 2004: The South America circulation and its relationship over rainfall over West-Central Brazil. *J. Climate*, 17, 47-66.
- Gandu, A.W. *et al.*, 2004: Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 123-135.
- Gandu, A. W. e P.L.S. Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal Geophysical Research*, 103, 6001-6015.
- Gash, J.H.C. *et al.*, 1996: Amazonian deforestation and climate. Chichester, NY: John Wiley & Sons, 611 pp.
- Giorgi, F. e L.O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J Geophys. Res.*, 104, 6335-6352.
- Gonçalves, A.R. *et al.*, 2010: Statistical *downscaling* of Eta-HadCM3 climate model for near surface wind assessment in Brazil. *Eos Trans. AGU*, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract GC21A-05.
- Gordon C *et al.* (2000), Simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transport in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Clim. Dyn.*, 16, 147-168.
- Gouvêa, M.L., 2007: Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 91 pp.
- Gregory, D. e R. Rowntree, 1990: A mass-flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Mon. Weather Rev.*, 118, 1483-1506.
- Gregory, D. e S. Allen, 1991: The effect of convective downdrafts upon NWP and climate simulations In: 9th Conference on Numerical Weather Prediction, Denver, CO, pp. 122-123.
- Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Weather Rev.*, 121, 764-787.
- Grell, G.A. *et al.*, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note NCAR/TN-398+STR, doi: 10.5065/D60Z716B.
- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophysical Research Letters*, 29(14), 38-31-38-34, doi:10.1029/2002GL015311
- Grell, G.A. *et al.*, 2005: Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmos. Environ.*, 39, 6957-6975.
- Griffies, S.M., 2007: Elements of MOM4p1. GFDL Ocean Group Technical Report 6. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Disponível em http://data1.gfdl.noaa.gov/~arl/pubrel/o/old/doc/mom4p1_guide.pdf.
- Grimm, A.M. e A.A. Natori, 2006: Climate change and interannual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19706, doi:10.1029/2006GL026821.
- Grimm, A. M. e P.L.S. Dias, 1995: Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3538-3555.

- Haarsma, R.J. *et al.*, 2008: Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability. *J. Climate*, 21, 1403-1416.
- Haarsma, R.J. *et al.*, 2011: Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean atmosphere simulations. *Clim. Dyn.*, 36, 989-1003.
- Hallak, R., 2007: Simulações numéricas de tempestades severas na RMSF. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 pp.
- Harshvardhan, R.D. *et al.*, 1987: A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.
- Harzallah, A. *et al.*, 1996: Interannual rainfall variability in Northeast Brazil: Observations and model simulation. *Intern. J. Climat.*, 16, 861-878.
- Hastenrath, S. e A. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Geophys. Res. - Atmospheres*, 98, 5093-5102.
- Haxeltine, A. e I.C. Prentice, 1996: BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(4), 693-709, doi:10.1029/96GB02344.
- Higgins, P.A.T. *et al.*, 2002: Dynamics of climate and ecosystem coupling: Abrupt changes and multiple equilibria. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B*, 357, 647-655.
- Holtlag, A.A.M. *et al.*, 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Weather Rev.*, 118, 1561 – 1575, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAM-T>2.0.CO;2.
- IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical Science basis. In: Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.
- Itimura, M.S., 2010: Condições atmosféricas associadas a concentrações máximas e mínimas de ozônio observadas na Região Metropolitana de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 155 pp.
- Jakob, C., 2001: The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models. Tese de Doutorado, Ludwig-Maximilians-Universität München, 193 pp.
- Janjic, Z.I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Weather Rev.*, 122(5), 927-945.
- Juang, H.-M. H. e M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 3-26.
- Kalnay, E. *et al.*, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kiehl, J.T. *et al.*, 1996: Description of the NCAR community climate model (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, 152 pp.
- Kitoh, A. *et al.*, 2011: Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM). *J. Geophys. Res.*, 116, D06105, doi:10.1029/2010JD014920.

- Klein, S.A., e D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606.
- Kodama, Y.-M. *et al.*, 2012: Roles of the Brazilian Plateau in the formation of the SACZ. *Journal of Climate*, 25, 1745-1758.
- Kucharik, C.J. *et al.*, 2000: Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Global Biogeochem. Cycles*, 14(3), 795-825.
- Kuo, K. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Lacis, A.A. e J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Lenton, T.M. *et al.*, 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 105, 1786-1793, doi:10.1073/pnas.0705414105.
- Li L (1999) Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *J Clim* 12:986-1001.
- Lombardo, M.A., 1984: A ilha de calor da metrópole paulistana. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 210 pp.
- Longo, K.M. *et al.*, 2010: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5785-5795.
- Maia, A.H.N. e H. Meinke, 2010: Probabilistic methods for seasonal forecasting in a changing climate: Cox-type regression models. *Int. J. Climatol.*, 30(15), 2277-2288, doi:10.1002/joc.2042.
- Maia, A.H.N. *et al.*, 2011: Avaliação da influência do ENOS sobre início da estação chuvosa via modelos semiparamétricos de sobrevivência. In: Anais da 56ª RBRAS. 56ª Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria (RBRAS), e 14º Simpósio de Estatística Aplicada à Experimentação Agrônômica, Seagro, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2011.
- Marciotho, E.R., 2008: Estudo da influência de um dossel urbano sobre o balanço de energia na superfície e implicações na estrutura vertical da camada limite atmosférica. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 124 pp.
- Marciotho, E.R. *et al.*, 2010: Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. *Build Environ.*, 45, 2497-2505.
- Marengo, J.A. *et al.*, 2003: Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Clim. Dyn.*, 21, 459-475, doi:10.1007/s00382-003-0346-0.
- Marengo, J.A. *et al.*, 2010: Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-009-0721-6.
- Marengo, J.A. *et al.*, 2012: Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. *Clim. Dyn.*, 38, 1829-1848, doi:10.1007/s00382-011-1155-5.

- Marengo J.A. e T. Ambrizzi, 2006: Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: the CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. In: Proceedings of 8 ICSHMO 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 2006. Foz do Iguacu, Brasil, pp. 291–296.
- Martins, L.D. e M.F. Andrade, 2008a: Ozone formation potentials of volatile organic compounds and ozone sensitivity to their emission in the megacity of São Paulo, Brazil. *Water Air Soil Pollut.*, 195(1-4), 201-213, doi:10.1007/s11270-008-9740-x.
- Martins, L.D. e M.F. Andrade, 2008b: Emission scenario assessment of gasohol reformulation proposals and ethanol use in the metropolitan area of São Paulo. *Open Atmos. Sci. J.*, 2, 166-175.
- Masson, V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, 94, 357-397.
- Masunaga, H. *et al.*, 2010: Satellite Data Simulator Unit: A Multisensor, Multispectral Satellite Simulator Package. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1625–1632. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS2809.1>
- Matos, A.C. *et al.*, 2011: Representação dos ciclones extratropicais no atlântico sul pelo modelo eta climático: avaliação do clima presente (1961-1990) e projeções futuras (2011-2099). In: IV Symposium Internacional de Climatologia, João Pessoa, 2011.
- Mazzoli, C.R.R. *et al.*, 2008: Utilização de métodos estatísticos para avaliação da acurácia dos resultados de simulações numéricas da concentração de ozônio gerados pelos modelos CIT, SPM-BRAMS e WRF/CHEM. In: Anais do XV CBMET. XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, SP, 2008.
- McRae, G.J. *et al.*, 1982: Development of second-generation mathematical model for urban air pollution – I. Model formulation. *Atmos. Environ.*, 16(4), 679–696.
- McRae, G.J. *et al.*, 1992: CIT photochemical airshed model. Systems Manual, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Pennsylvania, e California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Mechoso, C.R. *et al.*, 1990: The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. *J. Climate*, 3, 812-826.
- Mei, R. e G.L. Wang, 2009: Rain follows logging in the Amazon? Results from the CAM3-CLM3. *Clim. Dyn.*, 34, 983-996.
- Meira, G.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: Comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. *Rev. Bras. Meteor.*, 25(4), 525-534.
- Mellor, G.L. e T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791–1806.
- Melo, M.L.D. e J.A. Marengo, 2008: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. *Holocene*, 18, 501-516.
- Mendes, D. *et al.*, 2009: Meteorological *downscaling* methods with artificial neural network models. *Atmos. Sci. Section, AGU Newsletter*, 3(3). Disponível em <http://atmospheres.agu.org/pdf/Newsletters/AS-newsletterVol3No3.pdf>
- Mendes, D. e J.A. Marengo, 2010: Temporal *downscaling*: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. *Theor. Appl. Climatol.*, 413-421, doi:10.1007/s00704-009-0193-y.

- Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 200–210.
- Moore, P. *et al.*, 2007: The role of biological habitat amelioration in altering the relative responses of congeneric species to climate change. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 334, 11–19.
- Moorthi, S. e M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 978-1002.
- Moura, A. D. e J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.
- Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for *downscaling* local climate. *J. Climate*, 12(8), 2256–2284.
- Murray, R.J. e I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Aust. Met. Mag.*, 39, 155-166.
- Nakicenovic, N.; Alcamo J.; Davis, G.; Vries, B.; J. Fenhann; Gaffin, S.; Gregory, K.; Grübler, A.; Jung, T.Y.; Kram, T.; E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, VICTOR, N.; DADI Z. IPCC special report on emissions scenarios. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 599 p.
- Nobre, C.A. e L.S. Borma, 2009: Tipping points for the Amazon forest. *Curr. Opin. Environ. Sustain.*, 1, 28–36, doi:10.1016/j.cosust.2009.07.003.
- Nobre, C.A. *et al.*, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957-988.
- Nobre, P. *et al.*, 2001: Dynamical *downscaling* of seasonal climate prediction over Northeast Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82(12), 2787–2796.
- Nobre, P. *et al.*, 2003: Local and remote sources of Tropical Atlantic Variability as inferred from the results of a hybrid ocean-atmosphere coupled model. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8008-8015.
- Nobre, P. *et al.*, 2006: Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American climate. *J. Climate*, 19, 5988–6004.
- Nobre, P. *et al.*, 2009: Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. *J. Climate*, 22, 5686–5697.
- Nobre, P. *et al.*, 2012: Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean. *J. Climate*, 25, 6349-6358.
- Nobre, P. *et al.*, 2013: Climate simulation and change in the Brazilian Climate Model. *J. Climate*, 26, 6716–6732. doi:http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00580.1
- Nobre, P. e J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, 9, 2464-2479.
- Oyama, M.D. e C.A. Nobre, 2003: A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2199, doi:10.1029/2003GL018600.

- Pal, J.S. *et al.*, 2000: Simulation of regional scale water and energy budgets: representation of sub-grid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, 105, 29579–29594.
- Pesquero, J.F., 2009: Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo Eta: um estudo de modelagem. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, SP, 204 pp.
- Pesquero, J.F. *et al.*, 2009: Climate *downscaling* over South America for 1961–1970 using the Eta Model. *Theor. Appl. Climatol.*, 99(1-2), 75-93, doi:10.1007/s00704-009-0123-z.
- Pezzi, L.P. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: The relative importance of ENOS and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Clim. Dyn.*, 17, 205-212, doi:10.1007/s003820000104.
- Pezzi, L.P. *et al.*, 2008: A sensitivity study using two different convection schemes over South America. *Rev. Bras. Meteorol.*, 23(2), 170-189.
- Pilotto, I.L. *et al.*, 2012: Seasonal climate hindcasts with Eta Model nested in CPTEC coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-012-0633-y.
- Pisnichenko I.A. e T.A. Tarasova, 2009: The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. *Atmos. Oceanic Phys.*, <http://arxiv.org/abs/0901.1461v1>.
- Plana-Fattori, A. *et al.*, 1997: Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. Part I: a comparison between selected parameterizations and reference results. *Rev. Bras. Geof.*, 15(3), 275-290.
- Polley, H.W. *et al.*, 1993: Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO₂ concentrations. *Nature*, 361, 61-64.
- Prentice, I.C. *et al.*, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. Biogeogr.*, 19, 117–134.
- Prentice, K.C., 1990: Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation model studies. *J. Geophys. Res.*, 95, 11811-11830, doi:10.1029/JD095iD08p11811.
- Ramos, A.M., 2000: Desagregação espacial da precipitação simulada por modelos atmosféricos no Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, PB, 96 pp.
- Ramos da Silva, R. *et al.*, 2008: Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin during the wet-season climate impacts. *J. Climate*, 21, 1153-1170.
- Rao, V. B. *et al.*, 1999: Decadal variation of atmosphere-ocean in the tropical Atlantic and its relationship to the northeast Brazil rainfall. *J. of the Meteor. Soc. Japan*, 77, 63-75.
- Raphael, M.N. *et al.*, 2010: The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. *Clim. Dyn.*, 36(7-8), 1403-1417, doi:10.1007/s00382-010-0892-1.
- Reboita, M.S. *et al.*, 2010: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Clim. Dyn.*, 35, 1331-1347.
- Richter, I. e S.-P. Xie, 2008: On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *Climate Dynamics*, 30, 587-598.

- Robertson, A.W e Mechoso, C.R., 2000: Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, v. 128, 2947-2957.
- Robertson, A.W. *et al.*, 2004: *Downscaling* of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model. *J. Climate*, 17, 4407-4424.
- Roeckner, E., Arpe, K. Bengtsson, L., Brinkop, S., Diimenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F. Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R., Schlese, U., Schubert, S., and Windelband, M., 1992. Simulation of the Present-day Climate with the ECHAM Model: Impact of Model Physics and Resolution. Max-Planck-Institut fur Meteorologie, Hamburg, Report No. 93.
- Rodrigues, R.R. *et al.*, 2011: The impacts of inter-*El Niño* variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. *J. Clim.*, 24, 3402-3422, doi:10.1175/2011JCLI3983.1.
- Rosário, N.E. *et al.*, 2011: Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor. *J. Geophys. Res.*, 116, D18304, doi:10.1029/2011JD015956.
- Saad, S.I. *et al.*, 2010: Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 Highway Region. *Earth Interact.*, 14, 18.
- Salazar, L.F e C. A. Nobre, 2010: Climate change and thresholds of biome shifts in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L17706, doi:10.1029/2010GL043538.
- Sampaio, G., 2008: Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian Tropical Forests into degraded pasture or soybean cropland: a GCM simulation study. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-(Inpe), São José dos Campos, SP, 417 pp.
- Sampaio, G. *et al.*, 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612.
- Samuelsson, P. *et al.*, 2011. The Rossby Centre Regional Climate Model RCA3: model description and performance. *Tellus*, 63(1), 4-23.
- Sanchez E, Gaertner MA, Gallardo C, Padorno E, Arribas A, de Castro M (2007) Impacts of a change in vegetation description on simulated European summer present-day and future climates. *Clim Dyn* 29:319–332
- Saulo, C. *et al.*, 2000: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. *Clim. Dyn.*, 16, 867-881.
- Sellers, P.J. *et al.*, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use with general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.
- Sellers, P.J. *et al.*, 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271(5254), 1402-1406.
- Sestini, M.F. *et al.*, 2002: Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos. Inpe-8972-RPQ/730, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-(Inpe), São José dos Campos, SP.
- Seth, A. *et al.*, 2010: Making sense of 21st century climate change in the Altiplano: Observed trends and CMIP3 projections. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 100(4), 835–847.

- Scheffer, M. *et al.*, 2001: Climatic warming causes regime shifts in lake food webs. *Limnol. Oceanogr.*, 46(7), 1780–1783.
- Shukla, J., 1981: Dynamical predictability of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2547-2572.
- Shukla, J. *et al.*, 1990: Amazon deforestation and climate change. *Science*, 247, 1322-1325
- Shukla, J. e M. Fennessy, 1988: Prediction of time-mean atmospheric circulation and rainfall: influence of Pacific sea surface temperature anomaly. *J. Atmos. Sci.*, 45, 9-28.
- Silva Dias, P.L. *et al.*, 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2689-2707.
- Slingo, J.M., 1987: The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 899-927.
- Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116, 435–460.
- Soares, W.R. e J.A. Marengo, 2008: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *Int. J. Climatol.*, 29(10), 1395-1414, doi: 10.1002/joc.1800.
- Soares-Filho, B.S. *et al.*, 2004: Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon Highway: The Santarém-Cuiabá corridor. *Glob. Change Biol.*, 10(5), 745-764.
- Solman SA, Sanchez E., Samuelsson P, da Rocha RP, Li L, Marengo J, Pessacg NL, Remedio ARC, Chou SC, Berbery H, Le Treut H, de Castro M, Jacob D, 2013: Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*. v. 41, p. 1139-1157. DOI 10.1007/s00382-013-1667-2.
- Souza, J.D. de *et al.*, 2008: Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. *Rev. Bras. Geof.*, 26(1), 31-44.
- Souza, P., 2008: As influências dos extratropicos na posição da ZCIT do Atlântico. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Inpe, São José dos Campos, SP.
- Stephens, G.L., 2010: Is there a missing low cloud feedback in current climate models? *GEWEX News*, February 2010. Disponível em: www.gewex.org.
- Sternberg, L.S.L., 2001: Savanna-Forest Hysteresis in the Tropics. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 10(4), 369-378.
- Sun, L. *et al.*, 2005: Climate *downscaling* over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. *J. Climate*, 18, 551–567, doi:10.1175/JCLI-3266.1.
- Tarasova, T.A. e B. Fomin, 2000: Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1947-1951.
- Tarasova, T.A. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: Monthly mean solar radiative fluxes and cloud forcing over South America in the period of 1986-88: GCM results and satellite-derived data. *J. Appl. Meteor.*, 41(8), 863-871.

- Tarasova, T.A. *et al.*, 1999: Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondônia region of Brazil during smoke, clouds and radiation - Brazil. *J. Geophys. Res.*, 104, 19161-19170.
- Tarasova, T.A. *et al.*, 2007: Incorporation of New Solar Radiation Scheme into CPTEC GCM. Technical Report, INPE-14052-NTE/371, São José dos Campos, SP, 44 pp.
- Trenberth, K.E., 1997: The definition of *El Niño*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771–2777.
- Valverde, M.C. e J.A. Marengo, 2010: Mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. *Rev. Bras. Meteor.*, 25, 125-145.
- Valverde, M.C. *et al.*, 2005: Artificial neural network technique for rainfall forecasting applied to the São Paulo region. *J. Hydrol.*, 30(1-4), 146-162, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.028.
- Valverde, M.C. *et al.*, 2006: Linear and nonlinear statistical *downscaling* for rainfall forecasting over Southeastern Brazil. *Wea. Forecasting*, 21, 970-989.
- Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmos. Sci. Lett.*, 11, 21-26.
- Vendrasco, E.P. *et al.*, 2005: Queimadas da cana-de-açúcar e potencial efeito na poluição fotoquímica por ozônio. *Ciência e Natura*, edição especial, 163-166.
- Vera, C. e G. Silvestri, 2009: Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *Clim. Dyn.*, 32(7-8), 1003-1014, doi:10.1007/s00382-009-0534-7.
- Vera, C. *et al.*, 2006: Climate Change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759.
- Vrac, M. *et al.*, 2007: A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18701, doi:10.1029/2007GL030295.
- Wainer, I. e J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Letters*, 24, 277-280.
- Walker, R. *et al.*, 2009: Protecting the Amazon with protected areas. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 26, 10582–10586, doi:10.1073/pnas.0806059106.
- Ward, M. N. e C. K. Folland, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. *Internat. J. Climatology*, 11, 711-743.
- Ward, M.N. *et al.*, 1988: Predictability of seasonal rainfall in the Northern Nordeste region of Brazil. In: Recent Climate Change. A Regional Approach [S. Gregory (Ed.)]. London, UK: Belhaven Press, 237-251. pp.
- Weijer, W. *et al.*, 2012: The Southern Ocean and its Climate in CCSM4. *J. Climate*, 25, 2652-2675.
- Werth, D. e R. Avissar, 2002: The local and global effects of Amazon deforestation. *J. Geophys. Res.*, 107, 8087, doi:10.1029/2001JD00717.

Wilby, R.L. *et al.*, 2004: Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. Supporting material of *IPCC*, 27 pp. Disponível em: http://www.IPCC-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf.

Wood, R. e C.S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower tropospheric stability. *J. Climate.*, 19, 6425-6432.

Xue, Y. *et al.*, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Clim.*, 4, 345– 364.

Zebiak, S.E., 1993: Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, 6, 1567-1586.

Zhang, M. *et al.*, 2010: CFMIP-GCSS intercomparison of large eddy models and single column models (CGILS). *GEWEX News*, 20(2), May 2010, Disponível em: www.gewex.org.

Zhao, Q. *et al.*, 1997: Implementation of the cloud prediction scheme in the Eta Model at NCEP. *Wea. Forecasting*, 12, 697-712.