

## **Capítulo 9 - Projeções e previsibilidade de mudanças climáticas.**

### **Autores:**

Chou Sin-Chan, Paulo Nobre (coordenadores)

Aline Maia, Chou Sin Chan, Edmilson Freitas, Fernando Pesquero, Gabrielle Ferreira Pires, Gilvan Sampaio, Iracema F. A. Cavalcanti, Juan Ceballos, Marcos H. Costa, Marcus J. Bottino, Mariane Coutinho, Paulo Nobre, Wagner Soares (colaboradores).

### **Revisores**

Felipe Pimenta, Maria Valverde

## Table of Contents

<b>Capítulo 9 - Projeções e previsibilidade de mudanças climáticas.....</b>	<b>1</b>
<b>Introdução .....</b>	<b>3</b>
<b>A hierarquia dos modelos acoplados, globais e regionais, incluindo métodos de aninhamento e downscaling .....</b>	<b>3</b>
<b>modelagem atmosférica global .....</b>	<b>3</b>
<b>Modelagem acoplada oceano-atmosfera .....</b>	<b>5</b>
<b>Modelagem Atmosférica Regional .....</b>	<b>6</b>
<b>Métodos de downscaling estatístico [A ser contribuído por Aline Maia.....</b>	<b>8</b>
<b>Representação de processos de retroalimentação nos modelos climáticos.....</b>	<b>9</b>
<b>oceano-atmosfera .....</b>	<b>9</b>
<b>biosfera-atmosfera .....</b>	<b>12</b>
<b>Simulações e previsibilidade do clima presente, i.e., padrões regionais, variabilidade e extremos nos fenômenos: ITCZ, ENSO, SACZ, MJO, LLJ .....</b>	<b>15</b>
<b>Modelos de Circulação Geral da Atmosfera Global .....</b>	<b>15</b>
<b>Modelos Acoplados Oceano-Atmosfera globais .....</b>	<b>17</b>
<b>Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS.....</b>	<b>18</b>
<b>Jato de Baixos Níveis - JBN .....</b>	<b>19</b>
<b>Projeções de mudanças climáticas no futuro.....</b>	<b>22</b>
<b>Megacidades como fatores causais de mudanças climáticas regionais.....</b>	<b>23</b>
Resultados de modelos de química da atmosfera .....	23
Ilhas de calor das megacidades e mudanças climáticas regionais.....	25
<b>Avaliação de incertezas em simulações do clima presente e futuro .....</b>	<b>28</b>
<b>Projeções de mudanças na ciclagem de carbono.....</b>	<b>31</b>

## Introdução

Modelos climáticos globais e regionais tem tido grandes avanços nos últimos anos em termos da inclusão da representação de processos e fenômenos críticos para estudo das mudanças climáticas globais, seus impactos sobre o Brasil e ações de mitigação. O Brasil tem se destacado nesta área, através do desenvolvimento de modelos atmosféricos regionais e globais, a exemplo do modelo atmosférico global do CPTEC e do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global - MBSCG, coordenado pelo INPE com participação de diversas Universidades e instituições de pesquisa no Brasil e no exterior. O MBSCG é baseado no modelo acoplado oceano-atmosfera global do CPTEC/INPE, 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 MBSCG é sua ampla gama de atuação, abrangendo escalas de tempo de dias a paleoclimas.

Este capítulo sintetiza a produção do conhecimento sobre os itens abaixo.

### **A hierarquia dos modelos acoplados, globais e regionais, incluindo métodos de aninhamento e downscaling**

#### ***modelagem atmosférica global***

Os modelos do sistema terrestre, os quais contêm um acoplamento dos sistemas atmosférico, oceânico, biosfera, criosfera, química da atmosfera e dos oceanos, que incluem variações na vegetação e ciclo de carbono, estão sendo desenvolvidos em vários centros científicos do mundo e devem fazer parte da próxima geração de modelos para estudos de mudanças climáticas. O desempenho desses modelos é fortemente dependente do desempenho do modelo atmosférico. Os modelos atmosféricos contêm as parametrizações básicas de convecção, radiação, processos de superfície, as quais, juntamente com os processos dinâmicos da atmosfera devem representar as condições observadas na atmosfera, bem como sua variabilidade. As parametrizações, realizadas para representar processos que não são resolvidos pela escala dos modelos, tem sido constantemente desenvolvidas. O aumento da resolução dos modelos com o aumento da capacidade computacional tem propiciado a utilização de outros métodos para representação mais realista dos processos de formação de nuvens, e também para fornecer uma representação da topografia e das variáveis de superfície com um maior detalhamento.

O Modelo de Circulação Global Atmosférico do CPTEC/INPE, base do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global (MBSCG) tem sido desenvolvido desde a sua versão inicial CPTEC/COLA. Os processos dinâmicos e físicos desse modelo eram calculados da mesma forma que no modelo do Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies (COLA), que utilizava truncamento romboidal, enquanto o MCGA CPTEC/COLA passou a usar truncamento triangular. As características atmosféricas climatológicas globais representadas com essa versão foram apresentadas em Cavalcanti et al. (2002), onde há uma descrição detalhada do comportamento 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 e nas regiões de convergência intertropical (ZCIT) e da América do Sul (ZCAS). Embora erros sistemáticos ocorram nas regiões tropicais, as maiores correlações entre anomalias de precipitação do modelo e observadas ocorrem nessa região, que inclui o extremo norte do Nordeste 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, inclui 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/INPE (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). Um outro 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 (Chagas e Barbosa 2006, Barbosa e Chagas 2008). Este esquema produziu fluxos mais próximos aos observados, comparados com os esquemas anteriores, com impactos também na precipitação.

A comparação dos dois esquemas de convecção, originalmente incluídos no MCGA, Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) e Kuo, e uma versão ajustada no RAS (com modificações na base e no topo das nuvens e na eficiência das nuvens em converter água líquida das nuvens para precipitação), indicou menores erros para precipitação de verão sobre a América do Sul com o esquema Kuo (Pezzi et al. 2008). O esquema Kuo apresenta déficit de precipitação na região da Amazônia e excesso no setor sul da ZCAS, porém o esquema RAS apresenta bandas com sinal alternado de erros da Amazônia ao Nordeste. A implementação do esquema de convecção GRELL no MCGA tem

mostrado uma melhor aproximação da precipitação de verão, principalmente sobre a América do Sul (Figuerola et al. 2006). A configuração da precipitação sobre a Amazônia e ZCAS é bem semelhante ao observado em resultados com esse esquema.

A introdução de variação na concentração de gases do efeito estufa no MCGA permitiu a realização de alguns experimentos preliminares de mudanças climáticas discutidas em Barbosa et al. (2010). Outros experimentos de mudanças climáticas têm sido feitos, aplicando as TSMs das saídas de modelos CMIP3-IPCC com as projeções para cenários futuros (Kitoh et al. 2011). Os resultados preliminares do MCGA CPTEC/INPE utilizando as TSMs dos modelos CMIP3 HADCM3, GFDL-CM2.1, ECHAM5 para as simulações do século 20 e para os cenários B1 e A2 mostram o aumento global da temperatura e da precipitação, indicando que as mudanças na TSM e na concentração de gases geram resultados consistentes com os impactos a partir dos modelos acoplados. Impactos na precipitação sobre o Brasil são semelhantes aos obtidos nos modelos do CMIP3, tais como a redução na Amazônia e Nordeste e aumento na região sul.

[Incluir artigo Melo e Marengo \(2008\) \(versão paleoclima do modelo global do CPTEC\)](#)

### ***Modelagem acoplada oceano-atmosfera***

Um dos mais importantes condicionantes do estado médio do clima e sua variabilidade interanual sobre a América do Sul são o comportamento das temperaturas da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos Atlântico Tropical (Nobre and Shukla 1996) e Pacífico equatorial. Estudos utilizando modelos acoplados oceano-atmosfera de complexidade intermediária mostram evidências de que a variabilidade interanual das TSM sobre o Atlântico Tropical é amortecida localmente (Zebiak 1993), sendo sua variabilidade interanual mantida através de perturbações atmosféricas de origem remota, como sugerido no trabalho de Nobre et al. (Nobre, Zebiak et al. 2003). Usando a técnica de correlações canônicas para estudar o papel do acoplamento oceano-atmosfera para a previsibilidade de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical, Repelli e Nobre (2004) mostraram que o evento ENOS explica significativa porção da variância das anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical Norte, mas não sobre o Atlântico Tropical Sul, onde a previsibilidade das anomalias de TSM era inferior à simples persistência (Repelli and Nobre 2004). Já o estudo de previsibilidade de anomalias de TSM globais utilizando o modelo acoplado do INPE (Nobre, 2011), mostrou destreza de previsibilidade das anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical Sul acima da simples persistência. Este foi o primeiro resultado apontando para a importância dos processos de acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sul, 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 (Haarsma, Campos et al. 2009) e sobre a importância em

corretamente simular os processos dinâmicos no Atlântico Tropical na modulação da Zona de Convergência Intertropical (Rodrigues, Haarsma et al. 2011).

### ***Modelagem Atmosférica Regional***

Esta seção aborda os modelos regionais usados sobre América do Sul para estudos de mudanças climáticas e seus erros sistemáticos. Em outra seção são enfatizados os resultados relacionados a fenômenos de grande escala tais como o ENSO, Jato em Baixos Níveis, ZCAS.

A vantagem do emprego de modelos regionais climáticos para o estudo das mudanças climáticas sobre a América do Sul está na possibilidade de detalhar os cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais, que geralmente apresentam baixa resolução espacial, a menor custo computacional. Mesmo com aumento do poder computacional e aumento da resolução dos modelos globais, continuará havendo a possibilidade e o interesse em detalhar ainda mais a descrição dos processos atmosféricos, das características da superfície, etc. As primeiras tentativas de autores brasileiros em estender o prazo de previsão de modelo regional sobre América do Sul (Chou et al., 2000; Nobre et al., 2001; Chou et al., 2002; Chou et al., 2005; Fernandez et al., 2006) mostraram o ganho da técnica de ‘downscaling’ dinâmico em melhorar a qualidade da previsão de precipitação do modelo global que foi utilizado como forçante lateral.

Geração de cenários de mudanças climáticas em maior resolução sobre América do Sul foram iniciados a partir do projeto CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) (Marengo e Ambrizzi, 2006; Ambrizzi et al., 2007). Neste projeto foram utilizados três modelos regionais climáticos, RegCM3, HadRM3 e Eta, e 2 cenários de mudanças climáticas, A2 e B2, fornecidos 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. Os cenários gerados a partir de três modelos regionais procuraram incluir alguma informação de incerteza de modelagem numérica nas projeções regionalizadas (“downscaling”).

Em recente projeto encomendado pelo Ministério da Ciência e Tecnologia para apoiar a elaboração da Segunda Comunicação Nacional, foi produzida a regionalização do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3, modelo global acoplado oceano-atmosfera, em 4 versões de perturbação do modelo global, aninhado ao Modelo Eta/CPTEC. Neste projeto, foi incluída a incerteza das condições de contorno provenientes dos 4 membros do cenário A1B. O modelo regional foi integrado na resolução horizontal de 40 km, para os períodos de 1961-1990 (Chou et al, 2011) e os cenários futuros em 3 períodos de 30 anos, de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (Marengo et al, 2011).

Da Rocha et al (2009) utilizaram o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) como condições de contorno e temperatura da superfície do mar observada para

reproduzir o clima de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro sobre uma área que cobre grande parte do território brasileiro. Nestas simulações mostrou-se que o modelo é capaz de reproduzir as principais características de circulação de verão, a banda de precipitação associada a ZCAS e o ciclo diurno da precipitação em diferentes áreas do domínio. Diagnosticou-se que a precipitação particularmente sobre o Oceano Atlântico é em grande parte gerada pelo esquema de precipitação explícita do modelo, havendo pouca produção de precipitação pelo esquema de parametrização de convecção cumulus.

Em projeto financiado pelo programa europeu 7th Framework Programme para estudo de impactos e vulnerabilidade em cenário futuro de mudanças climáticas na Bacia do Rio da Prata, vários modelos regionais participam da regionalização: MM5, RegCM3, RCA, REMO, PROMES, Eta, WRF e IPSL. Apesar do foco sobre a Bacia do rio da Prata o domínio utilizado pelos modelos cobre toda América do Sul. Os modelos climáticos regionais produziram simulações do clima presente utilizando as reanálises do Era-Interim no período de 1989-2008. Estas simulações permitem identificar os principais erros dos modelos regionais (BUSCAR REFERENCIA 'non-grey').

As principais características dos modelos regionais utilizados por grupos brasileiros para geração de cenários de mudanças climáticas estão resumidas na Tabela 1.

Tabela 1 – Modelos regionais com integrações de cenários de mudanças climáticas sobre América do Sul

RCM	Instituição	referência	Res.	Convecção cumulus	Microfísica de nuvens	radiação	Esquema de superfície	Condição de contorno	Camada limite planetária
Eta	INPE	Pesquero et al. 2009; Chou et al 2011; Marengo et al 2011	40km/38 L	Betts and Miller 1986; Janjic 1994	Zhao scheme (Zhao, 1997)	Lacis and Hansen 1974; Fels and Schwarzkopf 1974	Chen and Dudhia 2001 (NOAH)	Mesinger 1977	Mellor Yamada 2.5
HadRM3P	UKMO	Collins et al. 2006; Alves e Marengo (2009)	50km/L 19	Gregory & Rowntree 1990, Gregory & Allen 1991	Senior and Mitchell (1993),	Slingo 1990	Cox et al, 1999, 4lyrs, (MOSESI)	Davies 1976	Smith 1990.
RegCM3	ICTP	Giorgi and Mearns 1999; da Rocha et al 2009	50 km / L30	Grell 1993	Pal et al. 2000	Kiehl et al. 1996	Dickinson et al 1993 (BATS)	Davies 1976 5 rows buffer zone	Holtslag et al 1990

Alves e Marengo (2009) avaliaram o clima presente reproduzido pelo modelo HadRM3P aninhado dados gerados pelo HadAM3P e encontraram erros sistemáticos (bias) frios 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) e Chou et al (2011) utilizaram o Modelo Eta para reproduzir o clima presente sobre América do Sul. Enquanto no primeiro trabalho, foi utilizada a resolução de 50km e condições do modelo HadAM3P no contorno lateral para o período de 1979-1989, no segundo trabalho, foi utilizada a resolução de 40km, 4 membros de condições do HadCM3 no contorno lateral, para o período de 1961-1990. Em ambos os trabalhos, os resultados concordaram entre si apresentando subestimativa da precipitação sobre a Amazônia no período chuvoso, apesar deste erro ter menor amplitude que o erro dos modelos globais utilizados na condição de contorno lateral. Os resultados concordaram também na superestimativa da precipitação na região central do país e sobre regiões de montanhas, apesar de que a escassez de observações em regiões de montanha limita a confiabilidade da estimativa do erro.

No uso de ensemble perturbado de condição de contorno, Chou et al (2011) mostraram que o espalhamento da precipitação e da temperatura entre os 4 membros das simulações 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 da mesma magnitude do HadCM3, o que indica que o ensemble do regional herdou as mesmas características do ensemble do modelo global.

### ***Métodos de downscaling estatístico [A ser contribuído por Aline Maia***

Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (AGCM) são as ferramentas mais utilizadas para gerar projeções futuras de mudanças climáticas usando vários cenários de emissão. No entanto, para acessar os impactos da mudança climática na hidrologia, agricultura, saúde em escala regional, saídas dos AGCMs não podem ser utilizados diretamente devido à disparidade de escalas espaciais dos modelos globais e as aplicações de interesse em escala local. Uma das formas de se adequar as escalas espaciais entre os modelos é o “downscaling” estatístico, os quais, no entanto, podem conter uma quantidade considerável, e indesejadas, de incertezas as quais precisam ser quantificadas antes de utilizar os campos de saídas dos esquemas de downscaling estatísticos para estudos de impactos regionais. Entre as variáveis mais comuns para se fazer o downscaling estão a precipitação pluviométrica, a qual representa um desafio adicional devido à sua característica descontínua no tempo e no espaço, e a temperatura do ar. Entre os métodos mais utilizados para realizar downscaling



estatístico estão regressão linear múltipla, regressão não-linear múltipla e gerador estocástico de tempo... [produção bibliográfica nacional a ser incluída aqui].)

## **Representação de processos de retroalimentação nos modelos climáticos**

### ***oceano-atmosfera***

Os oceanos representam o maior reservatório de calor do sistema climático global, modulando processos atmosféricos de escala temporais que variam de horas a e 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, uma suíte de ferramentas imprescindíveis para o estudo do clima, sua variabilidade e mudança. Através do ciclo hidrológico global, oceanos-continentes-atmosfera formam um sistema complexo acoplado com interrelações múltiplas. O trabalho de Nobre et al (Nobre, Malagutti et al. 2009) exemplifica o processo de retroalimentação oceano-atmosfera, a partir de uma perturbação de cobertura vegetal na Amazônia. O trabalho de De Almeida et al. (De Almeida, Nobre et al. 2007) utiliza um oscilador estocástico não linear para mostrar que processos de retroalimentação oceano-atmosfera explicam parte da variabilidade das TSM e nebulosidade sobre o Atlântico Sudoeste, associados à ocorrência de eventos de ZCAS durante o verão austral. O processo é descrito como uma perturbação de anomalia de TSM positiva num tempo  $t-1$  excita uma perturbação atmosférica na formação de nebulosidade, a qual diminui o fluxo de radiação de onda curta à superfície do oceano, acarretando o resfriamento da superfície do mar. Utilizando dados de bóias do Projeto PIRATA no Atlântico Sudoeste e saídas de modelo acoplado global, Nobre (2011) agregou evidências observacionais e de modelagem numérica às hipóteses de processos de retroalimentação oceano-atmosfera levantados nos trabalhos de Chaves e Nobre (Chaves and Nobre 2004) e De Almeida et al (De Almeida, Nobre et al. 2007).

### ***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 a uma forçante radiativa. Atualmente, a média global da forçante das 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 realimentação radiativa variável no próprio aquecimento do clima.

As fontes das diferenças entre observação e simulação dos fluxos por modelos de PNT podem dever-se tanto à acurácia de códigos radiativos, como à parametrização adequada de propriedades microscópicas e macroscópicas de nuvens e constituintes atmosféricos. Simulações efetuadas com o modelo original CPTEC/COLA mostraram diferenças de fluxos com os obtidos pelo ERBE, que foram atribuídas 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 usuais de PNT, a propagação de radiação é descrita numa coluna atmosférica dentro de uma célula de grade (“ponto de grade”), considerando camadas horizontais nessa coluna (*multi-layered atmosphere*). Os códigos radiativos associados a esses modelos solicitam informação sobre gases e particulado 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 (“liquid water path”, LWP, e/ou “ice water path”, IWP), e fração de cobertura 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 irradiâncias que ingressam e emergem em cada camada podem ser obtidas por diversos algoritmos associados à economia de tempo de cômputo. Os resultados permitem avaliar 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, *stricto sensu*, 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 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 o efeito direto e indireto de aerossóis em propriedades radiativas de nuvens e atmosfera.

No Brasil, tais estudos específicos não são numerosos. Sem esgotar a lista de resultados reportados, podem ser mencionados trabalhos nos âmbitos seguintes:

- Radiação solar em atmosfera com aerossol de queimadas. Tarasova et al. (19xx) publicaram diversas descrições da atenuação de radiação solar durante o experimento ABLE. Rotinas desenvolvidas na NASA para estimativa de espessura óptica e outros parâmetros de aerossol a partir de imagens MODIS foram implementadas na DSA/CPTEC/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 (teses na USP-Instituto de Física).
- Acurácia das parametrizações que avaliam transmitância do vapor d’água para radiação solar (Fattori et al., 19xx; Tarasova e Fomin, 2000).
- Desenvolvimento de 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 radiação emergente na

atmosfera (potencialmente importante em processos de assimilação de dados satelitais em modelos).

- Algoritmos de estimativa de perfis de absorção da radiação solar em atmosfera multicamada. Um modelo estocástico de dois fluxos (Ceballos, 19xx; Dantas et al., 2009) tem potencial de aprimoramento da eficiência de algoritmos utilizados nos modelos de PNT .

Numa perspectiva *lato sensu* do estudo de relações radiação / nuvem / clima, nos modelos que rodam no Brasil foram introduzidos aprimoramentos de estimativas de transmitância ou foram implementados códigos radiativos já utilizados em outros modelos de circulação, analisando-se o impacto decorrente. Exemplos:

- Em 1996, o modelo COLA/CPTEC incluía o código radiativo de Lacis e Hansen (1974, no que segue L&H) para radiação solar, com parametrização de Davies (1982) para absorvância do H<sub>2</sub>O vapor, e o código de Harshvardhan et al. (1987) para radiação térmica. Chagas et al. (2004) comunicou a substituição do código de absorvância pelo algoritmo de Ramaswamy e Freidenreich (1992), observando uma pequena redução no viés do modelo ao comparar irradiância média solar com os dados do SRB (NASA/GEWEX Surface Radiation Budget: metodologia e aquisição de dados descritos em [http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/srb/table\\_srb.html](http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/srb/table_srb.html)).
- No modelo COLA/CPTEC, além do código L&H atualmente está disponível o de Edwards & Slingo (1996, E&S no que segue) para onda curta. Também foi implementado o código de radiação térmica E&S. As propriedades de nuvens nestes esquemas são definidas segundo o modelo NCAR CCM3 (National Center for Atmospheric Research e Community Climate Model CCM3). Referências: ver URL <http://www.cgd.ucar.edu/cms/ccm3/>.
- O código CLIRAD (Chou & Suarez, 1999) foi desenvolvido na NASA GSFC. Sua versão para onda curta (CLIRAD-SW) com funções de transmitância aprimoradas por Tarasova e Fomin (2000) foi instalada no modelo regional ETA (Tarasova et al. 2006) e no MCG do CPTEC (Tarasova et al. 2006).
- Duas novas implementações foram realizadas: a) substituição do código L&H pelo CLIRAD (Chou & Suarez, 1999) com funções de transmitância aprimoradas por Tarasova e Fomin (2000), descrita por Tarasova et al. (2007). O CLIRAD solicita definir o raio efetivo de nuvens. Dentre os impactos observados, pode mencionar-se um melhor ajuste do ETA com campos de radiação solar à superfície, entretanto um excesso da radiação estimada permanece provavelmente associada à descrição das nuvens, além de aumentar o déficit de precipitação quando comparado com dados do GPCP (Global Precipitation Climatology Project). Com relação ao MCG, Barbosa et al. (2008), observa-se redução da superestimava de precipitação.

Em geral, os aprimoramentos testados nos códigos de radiação tiveram impacto positivo sobre os modelos; entretanto, uma modelagem explícita da relação modelo de nuvem / radiação / impacto climático não foi abordada.

## Nuvens baixas em modelos climáticos

Estudos recentes mostraram que as previsões 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 realimentação das nuvens foram confirmados como uma fonte primária destas diferenças, com as nuvens baixas fazendo a maior contribuição. Assim, novos estudos visam uma melhor representação da cobertura e propriedades ópticas destas nuvens.

Sobre os oceanos, os estratocúmulos em regiões de intensa subsidência têm forte impacto no balanço radiativo; por outro lado, a pequena espessura as faz sensíveis a mecanismos de

realimentação como os processos turbulentos da camada limite e resfriamento/aquecimento radiativo. Alguns esquemas baseados na estrutura termodinâmica de grande escala vêm sendo elaborados para avaliar a sua cobertura nos MCGA (Slingo 1987; Klein e Hartmann 1993). Esses esquemas apresentam sinais diferentes na realimentação das nuvens. Ela afeta as previsões climáticas de um modelo acoplado. Estudos de modelagem estão sendo realizados no CPTEC/INPE para o aprimoramento do MBSCG (Bottino e Nobre, comunicação interna).

Nota final: Não foram incluídos, nesta análise, trabalhos de modelagem de circulação atmosférica em micro e mesoescala nos quais possam ter sido introduzidas relações nuvem / radiação / circulação, e cujas conclusões poderiam ser aproveitadas para estudos de impacto climático. Tampouco é feita menção a trabalhos em andamento, que objetivam avaliar saldos de radiação / energia e de disponibilidade de água para fins de assimilação em MCGs. Estes procedimentos incluem o monitoramento de radiação à superfície mediante satélite, e certamente terão impacto nas relações radiação/regime de nebulosidade.

### ***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 desertos, florestas tropicais, entre outras, 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 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 (MCGA) foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima global e regional (Shukla, Nobre et al. 1990; Nobre, Sellers et al. 1991; Werth and Avissar 2002). Estudos de sensibilidade utilizando modelos climáticos têm claramente estabelecido a importância das florestas tropicais em influenciar o clima da Terra. Em MCGAs, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (ou desacoplado), no qual a vegetação é mantida fixa e força a atmosfera durante a integração do modelo; e bidirecional (ou 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 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 são empregados 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), o BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme – DICKINSON et al., 1993), IBIS (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), entre outros.

Os modelos numéricos do sistema climático da Terra precisam considerar a atmosfera e a biosfera terrestre como um sistema acoplado, com os processos biogeofísicos e biogeoquímicos ocorrendo 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, pode ser fundamental as mudanças na estrutura da vegetação, através de distúrbios, usos do solo, 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).

A primeira tentativa de ligar modelos de vegetação com modelos climáticos para tratar de feedbacks físicos foi feita por Henderson-Sellers (1993) que utilizaram o modelo climático CCM1-Oz junto com o esquema bioclimático Holdridge. Um esquema mais elaborado da interação biosfera-atmosfera foi feito por Claussen (1994) que acoplou o modelo climático ECHAM com o modelo de vegetação potencial BIOME (Prentice et al, 1992). Oyama e Nobre (2003) utilizaram o MCGA do CPTEC/COLA, que tinha somente vegetação estática. Para que o MCGA do CPTEC/COLA tenha uma vegetação dinâmica, fizeram o acoplamento assíncrono com um modelo de vegetação potencial (MVPot – Oyama e Nobre, 2003). Com isso foi possível estudar a existência de múltiplos equilíbrios clima-vegetação na América do Sul Tropical utilizando o MCGA CPTEC/COLA acoplado ao MVPot. Foram encontrados dois estados de equilíbrio, sendo um correspondente a distribuição do bioma atual e um segundo como sendo um novo estado de equilíbrio: lesta da floresta Amazônica foi substituída por savanas e áreas de semi-desertos aparecem na porção mais seca do Nordeste do Brasil.

Atualmente, há um grande interesse em estimar os impactos de mudanças climáticas globais decorrentes das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa. Os impactos climáticos seriam

capazes de alterar a distribuição, por exemplo, da vegetação no Brasil? Cox et al. (2000) apresentou a aceleração do aquecimento global devido aos feedbacks do ciclo de carbono num modelo climático acoplado. Neste estudo, eles mostraram que a crescente emissão antropogênica de CO<sub>2</sub> poderia levar a um desbalanço entre emissão e fixação de carbono especialmente na Amazônia. O aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, por um lado, favorece o aumento de biomassa; por outro lado, o aquecimento decorrente do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico aumenta a respiração do solo e das plantas, ou seja, o consumo de biomassa e a emissão de CO<sub>2</sub>. Do ponto de vista atmosférico, o aumento da fixação de CO<sub>2</sub> pelas plantas é um mecanismo de feedback negativo (CO<sub>2</sub> aumenta, fixação aumenta, CO<sub>2</sub> tende a diminuir); o aumento de temperatura e, conseqüentemente, de emissão de CO<sub>2</sub>, de feedback positivo (CO<sub>2</sub> aumenta, temperatura aumenta, emissão aumenta, CO<sub>2</sub> tende a aumentar ainda mais). Com a crescente emissão antropogênica de CO<sub>2</sub>, em um dado momento, a taxa de fotossíntese atingiria o seu limitante superior; a partir daí, o aumento de temperatura levaria a emissão ser maior que a fixação; conseqüentemente, a biomassa da floresta diminuiria, e a concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico aumentaria ainda mais. Por volta de 2050, haveria um total decaimento de biomassa de floresta na Amazônia; como conseqüência, os ecossistemas terrestres passariam de sumidouro para fonte de CO<sub>2</sub> (lembrando que, atualmente, mais da metade da emissão antropogênica é absorvida pelos ecossistemas terrestres e oceânicos). Por volta de 2100, a emissão dos ecossistemas terrestres seria compensada pela absorção oceânica, o que faria toda a emissão antropogênica ser acumulada na atmosfera. Em média global, o aumento de temperatura seria em torno de 5,5 K, valor bem superior aos 3-4 K preditos sem considerar os feedbacks entre CO<sub>2</sub> e vegetação (COX et al., 2000).

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 antropogênica 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 onde não há mais acesso de plantas. 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.

Nobre et al. (2005) e Salazar et al. (2007) estudaram as conseqüências das mudanças climáticas projetadas na distribuição dos biomas na América do Sul no Século XXI, através da integração do CPTEC-PVM e cenários climáticos de 15 modelos globais para dois cenários de mudança climática (A2 e B1). As análises foram feitas para os biomas savana e floresta tropical, que são os biomas predominantes na América do Sul. Em ambos os cenários os resultados indicaram redução da área de floresta tropical e expansão da savana. Esta redução aumenta com o tempo no século XXI,

principalmente no sudeste da Amazônia. A diminuição da área de floresta para o período 2090-2099 para o cenário de emissões A2 é de 18%, e é devida principalmente à diminuição da umidade do solo e/ou aumento da estação seca (SALAZAR et al., 2007). Às mudanças climáticas por origem do aquecimento global, há que se adicionar aquelas devido às alterações da cobertura da vegetação. Há projeções que os desmatamentos da floresta tropical amazônica levarão a um clima mais quente e seco na região (Nobre et al., 1991, Sampaio et al., 2007, Costa et al., 2007).

Os modelos globais de vegetação dinâmica (DGVMs - em inglês, Dynamic Global Vegetation Model) 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, PRENTICE, 1996b). 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 (p. ex. IMBUZEIRO, 2005), mas ainda restam deficiências de ajuste para outros biomas tropicais da América do Sul.

(Aqui vamos ainda incluir os recentes estudos desenvolvidos no Grupo de Interações Biosfera-Atmosfera do CCST-INPE. Citaremos também os esforços para desenvolver a componente de superfície do MBSCG).

## **Simulações e previsibilidade do clima presente, i.e., padrões regionais, variabilidade e extremos nos fenômenos: ITCZ, ENSO, SACZ, MJO, LLJ**

### ***Modelos de Circulação Geral da Atmosfera Global***

Os padrões de variabilidade sazonal, interanual e intrasazonal são bem simulados pelo MCGA do CPTEC. Alguns desses padrões são associados à variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), campo que é introduzido como condição de contorno para as integrações. Assim, o Índice de Oscilação Sul, associado ao padrão ENSO é bem simulado pelo MCGA como mostrado em Cavalcanti et al. (2002a). A variabilidade interanual das anomalias de precipitação simuladas na região Nordeste são comparáveis às observações (Marengo et al. 2003) e quando o sinal de ENSO é forte, ou seja, quando as anomalias de TSM são intensas no Oceano Pacífico Equatorial, as anomalias

de precipitação simuladas têm o mesmo sinal que as observações também sobre a região sul. O modelo reproduz o padrão observado de anomalias de precipitação sobre a América do Sul associado ao ENSO, com excesso de precipitação no Sul do Brasil e déficit no Nordeste (Cavalcanti e Marengo (2005). Experimentos com o MCGA realizados para analisar o impacto da TSM do Pacífico (ENSO) e TSM no Atlântico (dipolo norte-sul) na precipitação sobre a América do Sul mostraram as características dinâmicas associadas com as anomalias (Pezzi e Cavalcanti 2002). A confluência dos ventos em baixos níveis na região do Atlântico Tropical associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mostrou comportamento consistente com as anomalias de temperatura, deslocando-se para sul quando a TSM do Atlântico Sul era mais quente e para norte quando a TSM do Atlântico Norte era mais quente. O efeito do Pacífico foi visto através das anomalias na célula de Walker, com movimento subsidente sobre a América do Sul tropical nos casos de El Niño. A ação conjunta do El Niño e do dipolo do Atlântico mostra uma influência do Atlântico no extremo norte do Nordeste enquanto outras regiões da América do Sul são afetadas pelas condições do Pacífico. No caso La Niña, o dipolo Atlântico tem um efeito em todo o Nordeste e também em outras regiões da América do Sul. O deslocamento sazonal da ITCZ do Atlântico em simulações climáticas com o MCGA corresponde bem ao observado, como visto em Souza (2008). O deslocamento da ZCIT ao norte ou ao sul do equador nos resultados do modelo são consistentes com os campos de confluência em baixos níveis e anomalias da TSM (Souza 2008).

O padrão da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com um dipolo de precipitação ou de Radiação de Onda Longa Emergente (ROL) observado entre o sudeste e sul da América do Sul é representado pelo MCGA na escala de tempo interanual e intrasazonal (Cavalcanti e Castro 2003, Cavalcanti e Cunningham 2006, Cavalcanti e Vasconcellos 2009, Meira e Cavalcanti 2011). 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 2011). Entretanto o padrão típico da Oscilação de Madden e Julian identificado nas observações na região da Indonésia não é reproduzido. Os modos de precipitação no Sudeste do Brasil, que incluem a ZCAS, foram razoavelmente reproduzidos em um estudo de correlações canônicas realizado por Cardoso et al. (2004). O MCGA também simula as características da Oscilação do Atlântico Norte, bem como os centros de ação no Atlântico Norte identificados em Souza e Cavalcanti (2009), como mostrado em Souza (2008).

O modo anular do Hemisfério Sul (SAM) ou Oscilação Antártica (AAO), o qual é o modo de variabilidade interanual dominante no Hemisfério Sul também é reproduzido pelo MCGA. Outro modo de variabilidade que ocorre na escala interanual e intrasazonal e que afeta a América do Sul é o padrão Pacific-South America (PSA), o qual é bem simulado pelo MCGA (Cavalcanti e Castro 2003, Cavalcanti e Cunningham 2006, Cavalcanti e Vasconcellos, 2009). As características atmosféricas



associadas à ZCAS em casos extremos de precipitação no SE, como o padrão PSA e o modo anular do Hemisfério Sul (SAM), obtidas em análises observacionais (Vasconcellos e Cavalcanti 2010), foram reproduzidas nas análises de casos extremos selecionados em resultados de simulação climática com o MCGA (Cavalcanti e Vasconcellos 2009). Na escala temporal de processos que ocorrem na escala diária em simulações climáticas, o modelo representa bem os campos associados a sistemas frontais (Cavalcanti e Coura Silva 2003), características observadas de trens de onda de alta frequência na banda de 2 a 8 dias (Cavalcanti e Kayano 2000), características do Jato em Baixos Níveis a leste dos Andes (Cavalcanti et al. 2002b). O número de frentes frias sobre a região sudeste do Brasil é maior no outono e primavera nos resultados do MCGA, diferente do observado quando o maior número ocorre no inverno.

[Incluir avaliação dos modelos globais IPCC sobre América do Sul \(trabalhos Vera et al 2006 e Vera e Silvestre 2009; Rusticucci et al, 2009; Marengo et al 2009\)](#)

### ***Modelos Acoplados Oceano-Atmosfera globais***

A gênese e comportamento da ZCAS têm sido estudados através do uso de modelos acoplados oceano-atmosfera no Brasil, indicando de forma pioneira a importância do acoplamento oceano-atmosfera para a ocorrência de precipitação sobre águas mais frias, como no caso da ZCAS (Chaves e Nobre, 2004; De Almeida et al., 2007, Nobre, 2011). 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.

Estudos com modelos acoplados oceano-atmosfera feitos no Brasil também avaliaram os impactos do desflorestamento da Amazônia no clima global (Nobre et al, 2009). Neste trabalho, os autores apresentam evidências de modelagem acoplada oceano-atmosfera de que a substituição da Floresta Amazônica por vegetação de savana o sistema climático global responderia com uma alteração nos padrões globais de circulação atmosférica e oceânica, com acentuado aumento da frequência de eventos El Niños-Oscilação Sul (ENOS) no Pacífico. Os autores também sugerem 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. (Shukla, Nobre et al. 1990; Nobre, Sellers et al. 1991; Gash, Nobre et al. 1996) para uma redução de aproximadamente 40% nas simulações com o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE (Nobre, Malagutti et al. 2009).

## **Modelos Atmosféricos Climáticos Regionais**

**El Niño – Oscilação Sul (ENOS)** Para avaliar a capacidade do modelo regional 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 (2011) 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 4 membros do modelo regional apresentaram padrões típicos de eventos de El Niño e La Nina, mas com ligeiro deslocamento para o norte na posição das anomalias.

## **Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS**

Um dos mais importantes componentes do SMAS durante o verão, no Hemisfério Sul (HS), é a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)<sup>1</sup>. O interesse pelo estudo das ZCAS cresceu nos últimos anos devido a sua importância na distribuição de precipitação sobre a AS. 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 SE do Brasil.

<sup>1</sup> ZCAS é definida como sendo uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido NW-SE, bem caracterizada nos meses de verão, que se estende por milhares de quilômetros desde o sul da Amazônia até o Atlântico Sul-Central, associada à uma zona de convergência na baixa troposfera, movimento ascendente na media troposfera, divergência em altos

Os trabalhos de Pesquero, 2009 e Pesquero et al., 2009, utilizaram o modelo Eta aninhado as condições do HadAM3P. Os autores verificaram a capacidade do modelo em reproduzir a circulação de monção da América do Sul e a frequência de eventos de ZCAS baseado no critério de Gan et al. 2004. Este critério associa a precipitação e direção de ventos em 850 hPa na identificação de início e final da estação chuvosa. O clima futuro (período de 2070-2099) foi projetado utilizando-se o cenário A1B do IPCC-SRES.

Os resultados mostraram a importância dos fluxos de umidade vindos do Atlântico como também a convergência dos fluxos de umidade em médios e baixos níveis. Comparações entre os fluxos de

umidade em toda a estação chuvosa com os das ZCAS sobre a Região SE, mostraram praticamente não existir modificação do transporte de umidade. Os resultados mostraram um aumento da magnitude do fluxo durante o período das ZCAS, principalmente os meridionais. O balanço de umidade realizado apresentou características de forte precipitação durante o período de ZCAS. Em relação a precipitações intensas durante casos de ZCAS, constatou-se 285 valores de precipitação entre 90 e 140 mm/dia. Destes casos a maior parte ficou entre 90-99 mm/dia de precipitação, com 143 casos. Na taxa de 100-109mm/dia, o número também foi grande com 100 casos.

Em relação ao cenário de aquecimento SRES-A1B foi verificado que há uma diminuição da presença das ZCAS na maior parte da região centro-sul do Brasil, principalmente sobre as Regiões NE e SE, com diminuição de 63% e 29%, respectivamente. Nota-se, também, uma diminuição de 25% do período médio (em dias) da presença das ZCAS sobre as Regiões S e SE. A diminuição das ZCAS está de acordo com as anomalias sazonais de precipitação. Nos cenários futuros se observou maior distribuição da umidade durante os casos de ZCAS, desta forma havendo maior transporte sobre a AS. Os cenários futuros indicaram uma diminuição de quase 30% no número médio de ZCAS, ou seja, média de 1,3 ZCAS por mês. Ocorreu aumento de 40% das ZCAS na Região Sul, diminuição de 30% na Região SE e diminuição de 63% na Região NE. O período médio de dias das ZCAS mostrou maior número de dias para a Região NE e um número menor de dias no Sul do Brasil.

O composto de precipitação para compostos de ZCAS no clima futuro mostrou que as precipitações estão 1 a 2 mm/dia mais intensas, que no clima atual, e atingem mais a Região SE do que o sul da NE. A diferença dos campos compostos de precipitação durante as ZCAS (futuro) – ZCAS (atual) apresenta um aumento de precipitação sobre a Região Sudeste entre 1 a 2 mm/dia. Para compostos de NZCAS foi observado um aumento de 1 a 2 mm/dia sobre a Região Sul. Isto mostra que mesmo com um número 30% menor de ZCAS houve um pequeno aumento na precipitação sobre a Região Sudeste. Este aumento das precipitações sobre a Região Sudeste durante as ZCAS foi devido ao maior valor de umidade que se encontra na atmosfera em cenários futuros. As maiores anomalias negativas de precipitação estão por volta – de -2 a -4 mm/dia e ocorrem sobre a Região N, NE e norte da CO e SE, sendo que estas estão mais intensas durante o período das ZCAS.

### ***Jato de Baixos Níveis - JBN***

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

Soares e Marengo, 2009 utilizaram o modelo regional HadRM3P com as condições de contorno dos modelos globais HadCM3-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 (JBN da AS)<sup>1</sup> em dois períodos: o primeiro pode ser entendido como o clima atual e abrange o período de 1980 até 1989. O segundo, abrange o período de 2080 até 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.

Para detectar e caracterizar eventos de JBN da AS utilizou-se o critério 1 de Bonner (BONNER, 1968) modificado por Saulo et al. (2000). Este critério é o mais utilizado para detectar eventos de JBN da AS a partir de saídas de modelo e especifica que: a magnitude do vento tem que ser maior ou igual a  $12 \text{ m.s}^{-1}$  no nível de 850 hPa, o cisalhamento vertical do vento tem que ser de pelo menos  $6 \text{ m.s}^{-1}$  entre os níveis de 850-700 hPa; a componente meridional do vento tem que ser negativa e maior em módulo que a componente zonal. A Figura X1, representa o JBN da AS no lado leste dos Andes.

<sup>1</sup> É um componente do sistema de Monção da América do Sul que afeta o tempo e clima da região leste dos Andes, transportando umidade na baixa atmosfera (aprox. 850hPa (1500m de altura)) da região da bacia Amazônica para a região da bacia Paraná-Prata.

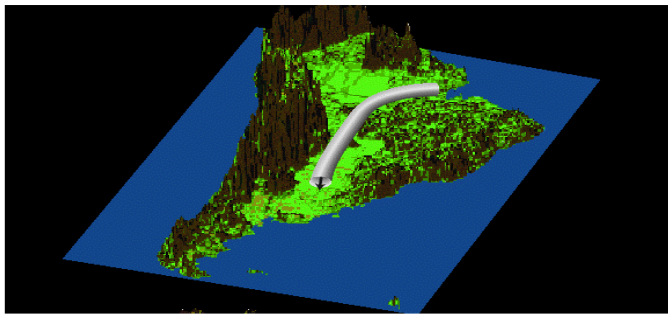


Figura X.1 – Modelo característico do JBN situado a leste dos Andes na AS. Fonte: CLIVAR/VAMOS (Climate Variability & Predictability-Variability of the American Monsoon Systems). <http://www.clivar.org>

O JBN da AS mostrado na figura X.1, atua fortemente no transporte de propriedades atmosféricas na região próxima à superfície e é considerado como sendo um mecanismo de transporte de massa e energia entre as regiões tropicais e subtropicais. Na região de saída do jato há convergência de umidade, ascensão do ar úmido e em alguns casos, ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

No Clima atual, a partir da aplicação do critério 1 de Bonner nos dados de reanálises do NCEP, foram detectados 28 casos de JBN da AS durante DJF, 18 para MAM, 5 para JJA e 9 para SON com um total de 60 jatos desde 1980 até 1989. Já para o HadRM3P, 169 jatos foram detectados durante o mesmo período. Isto indica que o modelo tende a superestimar o número de eventos de jatos no clima atual em relação às reanálises. Os resultados mostraram que total de casos de jatos detectados utilizando o modelo HadRM3P, foi de 169 entre 1980 até 1989 e de 224 entre 2080 até 2089

evidenciando o impacto do SRES A2 na frequência de ocorrência de JBN da AS. Os 55 casos de JBN da AS detectados no clima de aquecimento global pode ser considerado um indicador de intensificação da circulação regional. Isso vai de encontro ao indicado pelo IPCC 2007 que da evidências de que os ventos alísios se tornariam mais intensos num clima de aquecimento e pode ser atribuído a um maior aquecimento no continente em relação ao oceano atlântico tropical adjacente e ao gradiente térmico. Assim, ventos em baixos níveis sobre a Amazônia também ficam mais acelerados no clima de aquecimento, dessa forma os jatos a leste dos Andes também se tornam mais intensos. Baseado somente nos resultados do modelo, um aumento de 25% na frequência de eventos de JBN da AS é observado no SRES A2 no final do século XXI especialmente no verão quando o aumento de JBNs da AS poderia alcançar 72%.

A simulação e projeção do HadRM3P mostrou que com exceção dos meses de SON, durante as outras épocas do ano, foram encontrados mais casos de JBN da AS no SRES A2 do que no clima atual indicando que o jato seria mais ativo num clima de aquecimento global de fortes emissões projetado pelo modelo regional. A menor frequência de ocorrência de JBN da AS em SON pode ser atribuída aos menores valores de cisalhamento vertical do vento horizontal entre os níveis de 850 e 700hPa neste período. Porém, maiores quantidades de umidade nos baixos níveis da atmosfera foram observados nesta época do ano e assim, o transporte meridional de umidade para o sul no lado leste dos Andes foi intensificado durante as quatro estações do ano no SRES A2 em relação ao clima atual.

Tanto na simulação do clima atual como na projeção de clima futuro do cenário SRES A2, o JBN da AS acelerou o transporte meridional de umidade para o sul e esse transporte é ainda mais intenso no SRES A2.

Em relação a projeção do modelo utilizando o cenário SRES A2, foi possível observar que existe uma maior ocorrência de JBN da AS no clima de aquecimento do que no clima atual simulado pelo HadRM3P. O ciclo anual dos compostos de JBN da AS evidenciou que num clima de aquecimento, eventos de jatos transportam umidade com mais eficiência em direção a região da bacia Paraná-Prata. E o JBN da AS teve influencia em escalas intra-sazonais e interanual a partir da frequência de ocorrência deste vento mais intenso no lado leste dos Andes. As integrações ao longo das fronteiras laterais das áreas representativas das bacias Amazônica e Paraná-Prata, mostraram pontos importantes onde se destaca que num clima de possível aquecimento, na região Amazônica, os fluxos de umidade são mais intensos assim como valores de convergência de umidade, devido a própria dinâmica do escoamento. A presença do JBN da AS tanto no clima atual como no SRES A2 fez aumentar os fluxos de umidade que atravessam as fronteiras oeste e/ou sul da Amazônia, causando diminuição de convergência de umidade e chuva nesta região. Por outro lado, aumento de convergência e chuva foi observado na região da bacia Paraná-Prata em compostos de jatos. Isto indica que o JBN da AS pode funcionar como um modulador de clima entre as duas regiões, e possibilitando maior convecção na região sul/sudeste do Brasil e norte da Argentina principalmente num clima de possível aquecimento.

Devido ao fato do fluxo da umidade oriundo da Amazônia se tornar mais intenso no cenário de aquecimento, maior convergência horizontal de umidade sobre a bacia Paraná-Prata foi observado conduzindo em mais chuvas nesta região.

Na bacia Paraná-Prata, a presença do jato causou aumento na precipitação tanto no clima atual quanto no SRES A2 em que este aumento é mais forte. Assim, no SRES A2, as simulações do HadRM3P indicam que na Amazônia (particularmente Amazônia central e parte leste), se teria um clima mais seco com menos chuva ao longo do ano. Por outro lado, possivelmente se teria um clima com mais chuvas na bacia Paraná-Prata, principalmente na forma de eventos extremos. No clima atual, assim como no SRES A2, quando o JBN da AS esta atuando, ocorre menos chuva na Amazônia e mais na região da bacia Paraná-Prata.

Um panorama das simulações do HadRM3P pode ser observado na figura X.2.



Figura X.2 – Resumo dos principais resultados das simulações utilizando o modelo regional HadRM3P do Hadley Centre.

### ***Projeções de mudanças climáticas no futuro***

Motivados principalmente pelas projeções do IPCC para o futuro que indicam mudanças globais em temperatura e precipitação, diversos trabalhos têm-se focado em discutir e aprofundar quais deverão ser as mudanças e seus correspondentes impactos para várias regiões do planeta. Em relação à América do Sul e mais particularmente ao Brasil, vários elementos compõem um quadro de

dificuldade para se estabelecer as mudanças climáticas esperadas para a região. Pode ser considerada como uma dificuldade inicial a própria representação da região nos modelos climáticos devido às suas características geográficas que incluem a presença da maior floresta do planeta, a Floresta Amazônica, e da Cordilheira dos Andes, contendo picos elevados e íngremes, estendendo-se na costa ocidental do continente. À sua extensão longitudinal relaciona-se a importância para o clima de mudanças na intensidade e localização tanto da convecção tropical quanto de fenômenos extratropicais. Essas mudanças, por sua vez, também podem estar relacionadas a alterações futuras no fenômeno El Niño / Oscilação Sul, que apresentam incertezas associadas à inconsistência nas respostas obtidas por diferentes modelos climáticos (IPCC, 2007).

As projeções regionais do quarto relatório do IPCC baseiam-se nos resultados dos modelos de circulação geral atmosfera-oceano (MCGAO) e no seu detalhamento regional utilizando técnicas de downscaling, combinados ao entendimento físico dos processos responsáveis pelas respostas regionais (IPCC, 2007). Para a América do Sul, apontam para um aumento de temperatura durante o século XXI similar ao global, exceto para o sul do continente onde o aquecimento indicado é menor do que o da média global. Para a precipitação há maiores variações regionais, sendo indicado um aumento na precipitação de verão no sul do continente associado a um deslocamento da correspondente storm track do Atlântico em direção ao pólo (Yin, 2005), incluindo as regiões sul e sudeste do Brasil, e uma diminuição no norte do continente, em particular no sul da região nordeste do Brasil.

Projeções regionais mais recentes baseadas em técnicas de downscaling indicam de forma mais detalhada a ocorrência de mudanças na temperatura e precipitação no século XXI sobre o Brasil, e apontam para uma maior probabilidade de ocorrência de eventos extremos (Ambrizzi et al, 2009; Bombardi e Carvalho, 2008; Bombardi e Carvalho, 2009; Boulanger et al, 2006; Garreaud e Falvey, 2009; Marengo et al, 2009; Marengo et al, 2010; Nuñez et al, 2006; Salazar et al, 2007; Sörensson et al, 2010; Wilby, 2008, etc).

## ***Megacidades como fatores causais de mudanças climáticas regionais***

### **Resultados de modelos de química da atmosfera**

Além dos efeitos térmicos e mecânicos observados em Megacidades, áreas urbanas desempenham um papel importante na emissão de poluentes atmosféricos, incluindo gases do 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-BRAMS (Freitas et al., 2005; Freitas et al., 2009; Longo et al., 2010) e do módulo SPM-BRAMS (Freitas et al., 2005).

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 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 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 em sua rede operacional. Resultados semelhantes foram obtidos em Freitas et al (2005), 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. 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). 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 observados, através da modelagem, valores de concentração de ozônio acima dos PNQA estabelecidos para o Brasil.

### **Ilhas de calor das megacidades e mudanças climáticas regionais...**

Como apresentado nos diversos relatórios do IPCC, como um resultado do trabalho de diversos autores, mudanças nos padrões climáticos podem ter uma contribuição significativa da ação humana. Por outro lado, essas mudanças causam impactos diretos sobre a população, tais como eventos extremos de seca e precipitação, com conseqüentes impactos à agricultura e a outras atividades de grande importância econômica. Eventos extremos também estão associados às perdas de vidas humanas, através de enchentes, deslizamentos de encostas, vendavais, entre outros (Pereira Filho et al., 2002; Nobre et al., 2010). 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 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 (Figura X.3)

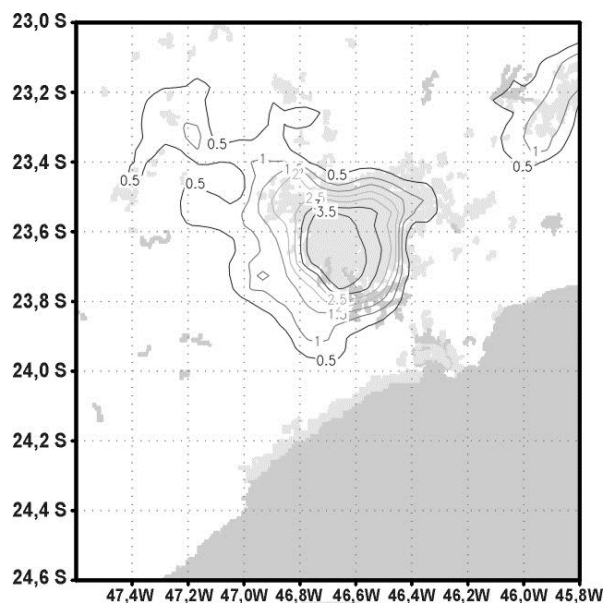


Figura X.3 Diferenças de temperatura obtidas através da modelagem numérica sobre a Região Metropolitana de São Paulo ilustrando o efeito de ilha de calor urbana. Fonte: Freitas e Silva Dias (2005).

O estabelecimento de ilhas de calor altera significativamente os padrões de circulação atmosférica em meso escala, 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., 2009) e de dispersão de poluentes (Freitas, 2003; Freitas et al., 2005; Balbino, 2008, Itimura, 2010, Carvalho, 2010). Por exemplo, Freitas et al. (2009) 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 antropogênicas, tais como veículos, indústrias e construções em geral, metabolismo humano, entre outros. Ferreira et al. (2011) apresentam valores para esta contribuição antropogênica 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 antropogênicas 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 observados 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 (*Brazilian contributions to the Regional Atmospheric Modeling System*), 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 os gradientes de temperatura observados sobre a cidade 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) 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 é determinante 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% (Figura X.4).

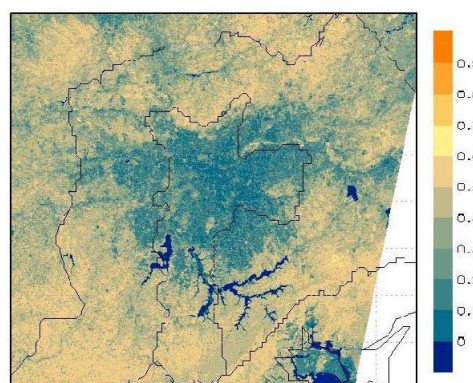


Figura X.4 – NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) na RMSP e arredores, com resolução de 20 m (GOUVÊA, 2007).

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.

### ***Avaliação de incertezas em simulações do clima presente e futuro***

Embora os acelerados avanços verificados nos últimos anos, as projeções climáticas são, ainda, cercadas de imperfeições e incertezas, oriundas da própria dinâmica do sistema climático. No que concerne à possibilidade de previsão de um clima futuro sob cenários de aquecimento global, tais incertezas ficam ainda mais evidentes quando se observam as dificuldades quanto às medições e estimativas de emissões de gases de efeito estufa, e os efeitos reais ou potenciais de outros eventos, como erupções vulcânicas.

Mendes e Marengo, 2009 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, apontam que os modelos climáticos globais utilizados ainda não conseguem reproduzir com alto grau de confiabilidade o padrão sazonal de precipitação que a climatologia observacional apresenta. No entanto, os modelos utilizados conseguem simular coerentemente o ciclo anual da precipitação, apesar dos vieses 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.

Grimm e Natori, 2006 utilizaram o modelo ECHAM5-OM e por meio de EOF relacionaram a variabilidade interanual da precipitação no verão sobre a América do Sul com a SST. No clima presente os primeiros modos representaram bem a precipitação observada embora o modelo tenha subestimado eventos ENSO principalmente no verão.

Alves, 2009 avaliou o modelo regional HadRM3P, em simulações da variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da AS 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.

Pesquero et al., 2009, utilizando o modelo regional Eta e as condições de contorno do modelo global HadAM3P usadas nas condições fizeram comparações com dados do CRU. Em geral, a precipitação de grande escala e o contraste sazonal foi bem representado pelo Eta com melhores resultados em JJA do que em DJF. Segundo os autores, o modelo regional tem uma topografia mais detalhada 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 Eta mostrou bias positivo sobre o Paraguai e bias positivo sobre a Amazônia padrão similar ao 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., 2011 avaliaram simulações climáticas sobre a América do Sul utilizando o 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 de saídas das simulações. Neste estudo foi observado uma boa concordância nos padrões de temperatura e precipitação simulados pelo modelo regional em relação aos dados observados do CRU.

A base de todos os cenários climáticos futuros para uso em avaliações de impactos são projeções das mudanças climáticas advindas de modelos de circulação geral atmosférica.

Segundo Ambrizzi et al., 2007, existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta, incerteza muito maior quando se deseja projetá-los para regiões. Isto se deve principalmente às diferenças observadas nas saídas dos diferentes modelos climáticos usados nas projeções climáticas para o século XXI. Vários modelos climáticos têm sido utilizados para poder avaliar a variabilidade entre eles e assim, conhecer e interpretar todos os possíveis cenários, levando-se em conta a dispersão entre as projeções, fornecendo uma estimativa de incerteza das projeções. Desta forma, poder-se-ia conhecer as incertezas das previsões considerando-se não só um, mas vários cenários de modelos diferentes.

Um dos primeiros estudos de projeções de clima futuro utilizando modelos globais do IPCC-TAR, foi o desenvolvido por pesquisadores brasileiros foi o de Marengo e Soares 2003. Neste estudo a chuva e temperatura do ar projetados por cinco diferentes modelos globais, individualmente apresentaram diferenças nos cenários futuros de chuva para AS, mostrando às vezes anomalias de sinais opostos.

De acordo com 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 previsões locais, ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global, e diferentes modelos regionais pudessem fornecer diferentes projeções climáticas. O skill dos modelos regionais na América do Sul tem sido similar ao skill dos modelos globais no clima do presente. 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. Assumindo que a previsibilidade do futuro seria a mesma que no presente, então podemos dar maior credibilidade às projeções de clima para o futuro nestas áreas. Neste estudo os autores apresentam a tabela abaixo, no sentido de se entender alguns dos problemas de incerteza na construção de cenários climáticos.

**Tabela X:** Cadeia de incertezas na construção de cenários climáticos.

Fonte de incerteza	Representado no MRC	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 ou "ensemble" de previsões de GCM com várias condições iniciais
Acrescentar detalhe espacial e temporal	Não	Usar outros modelos regionais de clima ou "downscaling" estatístico juntamente com o HadRM3.

Marengo et al 2009 utilizando três modelos regionais (HadRM3P, Eta-CCS e RegCM3) cujas simulações utilizaram as mesmas condições de contorno do modelo global HadCM3 obtiveram simulações do clima atual e projeções de clima futuro para o final deste século sobre a AS. Em relação ao clima atual, os autores obtiveram que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais norte da AS e também um viés negativo que domina 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. O viés foi estimado em relação à climatologia do CRU no período de 1961-90. As diferenças entre o Eta CCS e RegCM3/HadRM3P é que o Eta CCS apresenta um maior aquecimento no oeste da Amazônia, enquanto que os outros dois modelos regionais apresentam maior aquecimento na região leste da Amazônia. Os autores destacam que ainda que o aquecimento seja maior na região tropical da AS para os modelos regionais utilizados em seu estudo, as projeções destes modelos diferem sobre onde se dá o maior aquecimento (acima de 8°C): na Amazônia oriental ou na Amazônia ocidental, depende do modelo regional utilizado. Nos artigo de

Marengo et al., 2010, 2011, é indicado que as incertezas só podem ser reduzidas com avanços no conhecimento do sistema climático. Também mencionam que a utilização de global multi-model ensemble poderia gerar valor agregado nas projeções de clima e que as incertezas nas projeções de clima são um desafio para a comunidade científica. Também mencionam que estudos sobre mudanças climáticas regionais na América do Sul que estão sendo desenvolvidos na atualidade utilizando tanto modelos globais como regionais, darão maior perspicácia em relação aos estudos de mudanças de clima no Brasil.

Pisnichenko e Tarasova 2009 utilizaram o modelo Eta CCS com as condições de contorno do modelo global hadAM3P e verificaram que o modelo reproduziu bem os padrões médios da precipitação observada na América do Sul no verão e inverno. Porém na comparação com dados de reanálises a magnitude da precipitação foi subestimada pelo modelo regional na região de maior atividade convectiva durante o verão.

### ***Projeções de mudanças na ciclagem de carbono***

O desmatamento no Brasil ocorre desde a chegada dos europeus, mas tem aumentado drasticamente nas últimas décadas (Costa e Foley, 2000). De acordo com o Ministério do Meio Ambiente restam apenas 7% da Mata Atlântica, cerca de 50% do Cerrado e da Caatinga, e a Amazônia já perdeu aproximadamente 17% de sua floresta original. O Brasil, que é o segundo país mais vegetado no mundo, vem perdendo grande parte de sua vegetação nativa a cada ano devido ao desmatamento por derrubada de árvores ou queimadas. Essa intensa mudança de uso do solo pode afetar o clima regional, ou até mesmo o clima global.

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 de várias maneiras: a primeira seria modificar o albedo em superfície modificando assim o balanço de energia e a temperatura em superfície. Este, em troca, afetaria como a superfície se resfria, pela mudança no balanço entre perda de calor sensível (o resfriamento de uma superfície quente pelo vento) e perda de calor latente (resfriamento através da evapotranspiração). Finalmente, a 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.

Os ecossistemas terrestres afetam o clima alterando a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> 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<sup>-1</sup> (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 CO<sub>2</sub> presente na atmosfera, intensificando o efeito estufa.

Recentes estudos têm confirmado que alterações nos ecossistemas terrestres afetam o clima regional, ou até mesmo global. 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) (Foley et al., 2003). De acordo com muitos destes modelos, 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 que concentra a maior parte desses estudos (tanto observacionais quanto de modelagem) 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 aumentam a convecção e a precipitação, mas perdas de floresta em larga escala tendem a reduzir significativamente a precipitação (Costa *et al* 2007; Sampaio *et al* 2007; Mei e Wang 2009; Walker et. al 2009). Os mecanismos que levam à diminuição da precipitação, segundo os mesmos autores, envolvem o aumento do albedo da superfície (que reduz o saldo de radiação, resfriando a alta troposfera, provocando subsidência, que reduz a precipitação) e da Razão de Bowen (ou diminuição da evapotranspiração, diminuindo o fornecimento de umidade à atmosfera) e diminuição da rugosidade da superfície (que leva a uma diminuição do coeficiente de arraste aerodinâmico, o que contribui para uma diminuição na evapotranspiração e a 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).

As mudanças de uso do solo e o efeito que exercem no clima possuem o potencial de fazer com que partes da Amazônia atravessem 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) 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, associada com elevada precipitação (e evapotranspiração) durante a estação seca; 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.

Os ecossistemas podem resistir às intensas mudanças do clima e de uso do solo se o efeito de fertilização do CO<sub>2</sub> – 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 antropogênica 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.

## **Referências:**

BAKER, T.R., PHILIPS, O.L., MALHI, Y., ALMEIDA, S., ARROYO, L., DI FIORE, A., ERWIN, T., HIGUCHI, N., KILLEEN, T.J., LAURANCE, S.G., LAURANCE, W.F., LEWIS, S.L., MONTEAGUDO, A., NEILL, D.A., VARGAS, P.N., PITMAN, N.C.A., SILVA, J.N.M., MARTÍNEZ, R.V. Increasing biomass in Amazonian forest plots. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B - Biological Science**, v. 359, p. 353–36, 2004.

- BETTS, R. A., COX, P. M., LEE, S. E., WOODWARD, F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. **Nature**, 387: 796-799, 1997.
- CARDOSO, M. F., NOBRE, C. A., SAMPAIO, G., HIROTA, M., VALERIANO, D., CÂMARA, G. Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. **Biologia**, v. 64, n. 3, 433-437p., 2009. doi:10.2478/s11756-009-0076-9.
- COSTA, M. H., FOLEY, J. A., Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, vol. 13, 18-34p., 2000.
- COSTA, M.H., YANAGI, S.N.M., OLIVEIRA, P.J., RIBEIRO, A., ROCHA, E.J.P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L07706, 2007. DOI: 10.1029/2007GL029271.
- COSTA, M. H. and PIRES, G. F., Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 1970-1979, 2010. doi: 10.1002/joc.2048.
- CURTIS, P. S. A meta-analysis of leaf gas exchange and nitrogen in trees grown under elevated carbon dioxide. **Plant, Cell and Environment**, v. 19, p. 127-137, 1996.
- DIRZO, R., RAVEN, P.H. Global state of biodiversity and loss. **Annual Review of Environment and Resources**. v. 28, p. 137–167, 2003.
- FIELD, C. B., JACKSON, R. B., MOONEY, H. A. Stomatal responses to increased CO<sub>2</sub>: Implications from the plant to the global scale. **Plant, Cell and Environment**, v. 18, p. 1214-1225, 1995.
- FIELD, C.B., BEHRENFELD, M.J., RANDERSON, J.T., FALKOWSKI, P. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. **Science**, v. 281, p. 237-240, 1998.
- FOLEY, J. A., COSTA, M. H., DELIRE, C., RAMANKUTTY, N., SNYDER, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. **Front. Ecol. Environ.**, v. 1, p. 38–44, 2003.
- HIGGINS, P. A. T., MASTRANDEA, M. D. and SCHNEIDER, S. H. Dynamics of climate and ecosystem coupling: Abrupt changes and multiple equilibria, **Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B**, v. 357, 647– 655, 2002.
- LENTON, T.M., HELD, H., KRIEGLER, E., HALL, J.H., LUCHT, W., RAHMSTORF, S., and SCHELLNHUBER, H.J. Tipping elements in the Earth's climate system. **Proceedings of the National Academy of Sciences USA**, v. 105, p. 1786–1793, 2008. doi:10.1073/pnas.0705414105.
- MEI R., and WANG, G.L. Rain follows logging in the Amazon? Results from the CAM3-CLM3. **Climate Dynamics**, v. 34, p. 983-996, 2009.
- SAMPAIO, G., NOBRE, C., COSTA, M. H., SATYAMURTY, P., SOARES-FILHO, B. S., and CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean

- cropland expansion., **Geophysical Research Letters**, v. 34, L17709, 2007. doi:10.1029/2007GL030612.
- SELLERS, P. J., BOUNOUA, L., COLLATZ, G. J., RANDALL, D. A., DAZLICH, D. A., LOS, S. O., BERRY, J. A., FUNG, I., TUCKER, C. J., FIELD, C. B., JENSEN, T. G. Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO<sub>2</sub> on climate. **Science**, 271 (5254): 1402-1406, 1996.
- STERNBERG, L.S.L. Savanna-Forest Hysteresis in the Tropics. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, n. 4, p. 369-378, 2001.
- NOBRE C. A., BORMA, L. S. Tipping points for the Amazon forest. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 1, p. 28–36, 2009. doi:10.1016/j.cosust.2009.07.003.
- OYAMA, M. D., NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, **Geophysical Research Letters**, 30(23), Art. No. 2199, 2003. doi:10.1029/2003GL018600.
- POLLEY, H. W., JOHNSON, H. B., MARINO, B. D., MAYEUX, H. S. Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO<sub>2</sub> concentrations. **Nature**, v. 361, p. 61-64, 1993.
- WALKER R, MOORE NJ, ARIMA E, PERZ S, SIMMONS C, CALDAS M, VERGARA D, BOHRER C. Protecting the Amazon with protected areas. **Proceedings of the National Academy of Sciences USA**, v. 26, p. 10582–10586, 2009. doi:10.1073/pnas.0806059106

## Referências Bibliográficas:

### Referências Edmilson – Megacidades e Modelos de qualidade do ar.

BALBINO, H. T. **Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes.** São Paulo, 2008. 126 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

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

CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R.; ARAÚJO, R. D.; ANDRADE, M. F.; FREITAS, E. D. 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, v. Especial p.249 – 252, 2009.

FERREIRA, M. J.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, p. 43-56, 2011.

FREITAS, E. D. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes.** São Paulo, 2003. 156 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

FREITAS, E. D. Modelagem Numérica da Atmosfera em Regiões Urbanas: Aplicações em estudos e prognósticos sobre a qualidade do ar. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 32, p. 19-27, 2008.

FREITAS, E. D. **Mudanças no uso do solo e seus impactos nos padrões atmosféricos e na qualidade do ar.** São Paulo, 2009, 102p. Tese de Livre Docência – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. A importância das fontes antropogênicas de calor na modelagem numérica dos efeitos de ilha de calor urbana. *Ciência e Natura*. Santa Maria, v.Especial, p.139 - 142, 2003.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Brasil, v. 20, n. 3, p. 355-366, 2005.

- FREITAS, E. D.; MARTINS, L. D.; SILVA DIAS, P. L.; ANDRADE, M. F. 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.** v. 39, p. 6352-6361. 2005.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. **Bound-Lay Meteorol.** v. 122, n. 1, p. 43-65. 2007.
- FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R. MARTINS, L. D.; MARTINS, J. A.; ANDRADE, M. F. 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., K. LONGO, M. SILVA DIAS, P. SILVA DIAS, R. CHATFIELD, E. PRINS, P. ARTAXO, G. GRELL AND F. RECUERO. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America, *Environmental Fluid Mechanics*, DOI: 10.1007/s10652-005-0243-7, 5 (1-2), p. 135 –167, 2005.
- FREITAS, S. R., LONGO, K., RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n. 2,188-207, 2009.
- GOUVÊA, M. L. **Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo.** São Paulo, 2007. 91p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- GRELL, G.A.; PECKHAM, S.E.; SCHIMITZ, R.; MCKEEN, S.A.; FROST, G.; SKAMOROCK, W.C.; EDER, B. Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment* 39, 6957–6975, 2005.
- HALLAK, R. Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP. 2007. 219 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2007.
- ITIMURA, M. S. **Condições atmosféricas associadas a concentrações máximas e mínimas de ozônio observadas na Região Metropolitana de São Paulo.** São Paulo, 2010. 155 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

- LOMBARDO, M. A. **A Ilha de calor da metrópole paulistana**. São Paulo, 1984, 210p. Tese de Doutorado do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
- LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; ANDREAE, M. O.; SETZER, A.; PRINS, E.; ARTAXO, P. 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. *Atmospheric Chemistry and Physics (Print)*, v. 10, p. 5785-5795, 2010.
- MARCIOTTO, E. R. **Estudo da influência de um dossel urbano sobre o balanço de energia na superfície e implicações na estrutura vertical da camada limite atmosférica**. São Paulo, 2008. 124 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- MARCIOTTO, E. R.; OLIVEIRA, A. P.; HANNA, S. R. Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. **Build Environ.** v. 45, p. 2497-2505. 2010.
- MARTINS, L. D. & ANDRADE, M. F. Ozone formation potentials of volatile organic compounds and ozone sensitivity to their emission in the megacity of São Paulo, Brazil. **Water, Air, & Soil Pollution**, DOI 10.1007/s11270-008-9740-x, 2008a.
- MARTINS, L. D. & ANDRADE, M. F. Emission Scenario Assessment of Gasohol Reformulation Proposals and Ethanol use in the Metropolitan Area of São Paulo. *The Open Atmospheric Science Journal*, v. 2, p. 131-140, 2008b.
- MASSON, V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. **Boundary-Layer Meteorology**, **94**, 357-397, 2000.
- MAZZOLI, C. R. R., CARVALHO, V. S. B., FREITAS, E. D., ANDRADE, M. F., MARTINS, L. D., MARTINS, J. A. 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: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2008.
- McRae, G. J., Goodin, W. R., & Seinfeld, J. H. Development of second-generation mathematical model for urban air pollution - I model formulation. *Atmospheric Environment*, 16, 679–696, 1982.
- McRae, G. J., Russell, A. G., & Harley, R. A. CIT photochemical airshed model- Systems Manual, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Pennsylvania and California Institute of Technology, Pasadena, California. 1992.

Nobre C, Young A, Saldiva P, Marengo J, Nobre A, Alves Jr. S, G. Costa MS, Lombardo M, 2010: Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras as Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. Sumário Executivo. São Paulo, 31 pp (www.inpe.br/noticias/arquivos/pdf/megacidades.pdf).

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T., 2002: Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).

### **Referências Capítulo 9 partes 1 e 2 (IFA Cavalcanti)**

Barbosa, H. M. J. ; Tarasova, T, 2006. New solar radiation parameterization in CPTEC/COLA GCM. In: 8th Inter. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu. Proceedings of 8 ICSHMO, 2006. p. 493-494.

Barbosa, H. M. J. ; Tarasova, T. ; Cavalcanti, I.F.A., 2008. Impacts of a new Solar Radiation Parameterization on the CPTEC AGCM Climatological Features. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 47, p. 1377-1392.

Barbosa, H.M.J.; I.F.A. Cavalcanti; J.C.S. Chagas; e S.N. Figueroa. , 2010. Previsões Globais de Mudanças Climáticas com o Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global. In: CBMET2010 - Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belem.

Cardoso, A.; IFA Cavalcanti, P.L.Silva Dias, 2004. O Modelo CPTEC-COLA é capaz de reproduzir os principais modos de variabilidade de precipitação sobre as regiões sul e sudeste do Brasil. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Oct. 2004.

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

Cavalcanti, IFA; J.A.Marengo, P.Satyamurty, C.A Nobre, I. Trosnikov, J.P Bonatti, A O. Manzi, T. Tarasova, L.P. Pezzi, C. D'Almeida, G. Sampaio, C.C. Castro, M. B. Sanches, H.Camargo, 2002a. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. J.Climate, 15, 2965-2988.

Cavalcanti, I. F. A.; Souza C. A.; Kousky, V. E. 2002b. Características atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. p. 903-913.

Cavalcanti, IFA; C.C.Castro. 2003. Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a

GCM climate simulation. VII international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 24-28 march 2003, Wellington, New Zealand

Cavalcanti, I. F. A.; 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, 2003. Long Beach: American Meteorological Society.

Cavalcanti, IFA ; JA Marengo, 2005. Seasonal Climate Prediction over South America using the CPTEC/COLA AGCM. CLIVAR EXCHANGES, Vol. 10, 23-24, 16.

Cavalcanti, IFA; C.C. Cunningham, 2006. “ The wave four intraseasonal variability in extratropical S.H. and influences over South America- The behaviour of CPTEC/COLA AGCM”. 8th international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, abril 2006 em Fóz do Iguaçu, Brasil.

Cavalcanti IFA ; FCV, 2009. Extreme precipitation over La Plata Basin and Southeast Brazil , in South America, and influences of teleconnections simulated by the CPTEC AGCM AND CMIP3 CGCMS. International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, fevereiro 2009, Melbourne, Australia.

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

Figueroa, S.N. ; TARASOVA, T. ; BARBOSA, H. M. J. ; Bonatti, JP ; Silva Dias, P.L. . The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on southern hemisphere summer climate simulated by CPTEC atmospheric general circulation model. In: 8th Inter. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguacu. Proceedings of 8 ICSHMO. Sao Jose dos Campos : INPE, 2006. p. 1037-1040.

Kitoh, A., S. Kusunoki, T. Nakaegawa, 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.

Marengo, J.A.; I.F.A. Cavalcanti; P.Satyamurty, I. Troniskov; C.A. Nobre; J.P. Bonatti; H.Camargo; G.Sampaio; M.B. Sanches; A.O. Manzi; C.C. Castro; C.DÁlmeida; L.P. Pezzi; L. Candido, 2003. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Climate Dynamics, 21, 459-475.

Meira, GC; IFA Cavalcanti, 2011. Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: Comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. Revista Brasileira de Meteorologia (in press)



- Pezzi, LP, IFA Cavalcanti, 2002. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. CLIMATE DYNAMICS Volume 17, Numbers 2-3, 205-212, DOI: 10.1007/s003820000104.
- Pezzi, LP, Cavalcanti, IFA, Mendonça AM., 2008. A sensitivity study using two different convection schemes over South America. Rev. Bras. Meteorol., June ,vol.23, no.2, p.170-189. ISSN 0102-7786.
- Souza, P. 2008. As influências dos extratropicos na posição da ZCIT do Atlântico. Tese de doutorado no INPE.
- Souza, P.; Cavalcanti, I. F. A., 2009 Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. International Journal of Climatology, v. 999, p. dx.doi.org/1002, 2009.
- Tarasova, T; IFA 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. Journal of Applied Meteorology, Boston, Ma, USA, v. 41, n. 8, p. 863-871.
- Vasconcellos, FC ; Cavalcanti, Iracema F. A. . Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode.. Atmospheric Science Letters, v. 11, p. 21-26, 2010.

### **Referências:**

- Ambrizzi T, Rocha R, Marengo JA, Pisnitchenko I, Alves LM (2007) Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS –SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007
- Chou, S. C., Nunes, A. M. B., and Cavalcanti, I. F. A.: Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model, J. Geophys. Res., 105, D8, 10 147–10 160, 2000.
- Chou, S. C., Tanajura, C. A. S., Xue, Y., and Nobre, C. A. (2002) Simulations with the Coupled Eta/SSiB Model over South America, J. Geophys. Res., 107, D20, 8088, doi:10.1029/2000JD000270.
- Fernandez JPR, Franchito SH, Rao VB (2006) Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models Part I Mean climatology. Theor Appl Climatol 86:243–256

- Marengo JA, Ambrizzi T (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. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, pp 291–296
- Nobre, P., Moura, A. D., and Sun, L.: 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, 2001.
- Pesquero, J, Chou, SC., Nobre, CA, Marengo JA (2009) Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. Theor Appl Climatol. doi:[10.1007/s00704-009-0123-z](https://doi.org/10.1007/s00704-009-0123-z)
- da Rocha RP, Morales CA, Cuadra SV, Ambrizzi T (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](https://doi.org/10.1029/2008JD010212)

#### Referências Wagner

- Alves L, Marengo J. 2009 Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. Theor Appl Climatol (2010) 100:337–350. DOI [10.1007/s00704-009-0165-2](https://doi.org/10.1007/s00704-009-0165-2).
- AMBRIZZI T, ROCHA R, MARENGO J, PISNITCHENKO AI, ALVES L, FERNANDEZ JP. 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. 2007.
- Chou SC, Marengo JA, Lyra A, Sueiro G, Pesquero J, Alves LM, Kay G, Betts R, Chagas D, Gomes JL, Bustamante J, Tavares P (2011) Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, Climate Dynamics. DOI [10.1007/s00382-011-1002-8](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1002-8)
- Grimm, A. M., and A. A. Natori (2006), Climate change and interannual variability of precipitation in South America, Geophys. Res. Lett., 33, L19706, doi:[10.1029/2006GL026821](https://doi.org/10.1029/2006GL026821).
- Grimm, Alice M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, p. 1436-3240, 2010. doi: [10.1175/2008JCLI2345.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2345.1)
- Marengo Jose; Sin Chan Chou, .; Gillian Kay, .; Lincoln M Alves.; Jose F Pesquero, .; Wagner R Soares, .; Daniel C Santos, B.S.; Andre Lyra, M. S.; Gustavo Sueiro.; Richard Betts, .; Diego Chagas, M.

- S.;Jorge Gomes, .;Josiane Bustamante, .;Priscila Tavares. 2011. 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. Submeted. *Clim. Dyn* 2011.
- Marengo; J.; Soares, W. R. Impacto das modificações da mudança climática-síntese do terceiro relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. *Clima e Recursos Hídricos* 9. Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, p. 209-233, 2003.
- Marengo JA, Cavalcanti IFA, Satyamurty P, Trosnikov I, Nobre CA, Bonatti JP, Camargo H, Sampaio G, Sanches MB, Manzi AO, Castro CAC, D’Almeida C, Pezzi LP, Candido L (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., R. Jones, L. M. Alves and M. C. Valverde. 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol* DOI: 10.1002/joc.1863.
- Marengo Jose A., Tercio Ambrizzi, Rosmeri P. da Rocha, Lincoln M. Alves, Santiago V. Cuadra, Maria C. Valverde, Roger R. Torres, Daniel C. Santos, Simone E. T. Ferraz. 2010. *Clim Dyn* (2010) 35:1073–1097. DOI 10.1007/s00382-009-0721-6.
- Marengo Jose A. · Matilde Rusticucci · Olga Penalba · Madeleine Renom. 2010. An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends *Climatic Change* (2010) 98:509–529. DOI 10.1007/s10584-009-9743-7.
- Mendes, David ; Marengo, José A. . Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. *Theoretical and Applied Climatology* p. 121-134, 2009.
- Pesquero José Fernando & Sin Chan Chou & Carlos Afonso Nobre & José Antonio Marengo. 2009. Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. *Theor Appl Climatol* DOI 10.1007/s00704-009-0123-z.
- Pisnichenko IA, Tarasova TA.2009. The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. *Atmospheric and Oceanic Physics*.
- Valverde, M. C. ; Marengo, J. . Mudanças na Circulação Atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. *Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)*, v. 25, p. 125-145, 2010.

### Referências Chou e Wagner 9.3 c

- BONNER WD. Climatology of the Low-Level Jet. *Monthly Weather Review* v96: 833-850,1968.
- Gan, MA, Kousky, VE. e Ropelewski, CF. 2004. The South America Circulation and Its Relationship over Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66.
- Pesquero JF, Chou SC, Nobre CA e Marengo JA. 2009. Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. *Theor Appl Climatol* DOI 10.1007/s00704-009-0123-z.
- Pesquero JF., 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. São José dos Campos. INPE, 2009. 204 p. ; (INPE-16602-TDI/1588).
- SAULO C, NICOLINI M, CHOU SC. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. *Climate Dynamics*, v16: 867-881.
- SOARES WR ; MARENGO JA. 2008. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1800.

### Referencias Modelagem Acoplada Oceano-atmosfera

- Chaves, R. R. and P. Nobre (2004). "Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America." *Geophys. Res. Lett.* **31**(L03204): doi:10.1029/2003GL018647.
- De Almeida, R. A. F., P. Nobre, et al. (2007). "Negative ocean–atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone." *J. G. R.* **34**(L18809): doi:10.1029/2007GL030401.
- Gash, J. H. C., C. A. Nobre, et al., Eds. (1996). *Amazonian deforestation and climate*, John Wiley.
- Haarsma, R. J., E. J. D. Campos, et al. (2009). "Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean–atmosphere simulations." *Climate Dynamics*.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, et al. (1991). "Amazonian deforestation and regional climate change." *J. Climate* **4**: 957-988.
- Nobre, P., M. Malagutti, et al. (2009). "Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation." *J. Climate* **22**(21): 5686–5697.
- Nobre, P. and J. Shukla (1996). "Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America." *J. Climate* **9**(10): 2464-2479.
- Nobre, P., S. E. Zebiak, 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. Letters* **30**(5): 8008-8015.
- Repelli, C. A. and P. Nobre (2004). "Statistical prediction of sea surface temperature over the tropical Atlantic." *Internat. J. of Climatology* **24**(1): 45-55.
- Rodrigues, R. R., R. J. Haarsma, et al. (2011). "The impacts of inter-El Nino variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate." *J. Climate*: accepted.
- Shukla, J., C. A. Nobre, et al. (1990). "Amazon deforestation and climate change." *Science* **247**(4948): 1322-1325.

Zebiak, S. E. (1993). "Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region." *J. Climate* **6**(8): 1567-1586.

### Referências radiação-nuvens

Klein, S. A., and D. L. Hartmann, 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds, *J. Climate*, **6**, 1587–1606.

Slingo, J. M., 1987: The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899–927.

Tarasova, T.A., J.P.R. Fernandez, I.A. Pishchenko, J.A. Marengo, J.C. Ceballos, and M.J. Bottino, 2006: Impact of new solar radiation parameterization in the Eta Model on the simulation of summer climate over South America. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 318-333.

Tarasova, H. M. J. Barbosa, and S. N. Figueroa, 2006: Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. Tech. Rep. INPE-14052-NTE/371, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 53 pp. [Available online at <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2006/01.16.10.40>.]

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

Edwards, J. M. and Slingo, A. 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.

Davies, R., 1982: Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model. NASA Tech. Memo. 83961, 57 pp. [Available from National Technical Information Service, 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161.]

Ramaswamy, V., and S. M. Freidenreich, 1992: A study of broadband parameterizations of the solar radiative interactions with water vapor and water drops. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11487–11512.

Chagas, J. C. S., P. Nobre, and M. Malagutti, 2004: Modifications on the CPTEC global model radiation scheme. *Proc. XIII Brazilian Meteorology Conf.*, Fortaleza-Ceará, Brazil, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE), INPE Tech. Doc. INPE-12070-PRE/7416. [Available online at <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.11.05>.]

Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.

Lacis, A.A., and J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.

Fomin, B. A.; Correa, M. D. A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 110, n. D 2, p. Art. No. D02106, Jan. 2005. (INPE-12421-PRE/7725).

Tarasova, T., e B. Fomin, 2000. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1947-1951.

Barbosa, H. M. J. ; Tarasova, T. ; Cavalcanti, I.F.A., 2008. Impacts of a new Solar Radiation Parameterization on the CPTEC AGCM Climatological Features. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. **47**, p. 1377-1392.

Cavalcanti, I.F.A. ; J.A. Marengo, P. Satyamurty, C.A. Nobre, I. Trosnikov, J.P. Bonatti, A.O. Manzi, T. Tarasova, L.P. Pezzi, C. D'Almeida, G. Sampaio, C.C. Castro, M.B. Sanches, H. Camargo, 2002. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate*, **15**, 2965-2988.

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

IPCC, 2007: **Climate change 2007: The physical Science basis. Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Ceballos (19xx). Propriedades estocásticas de modelos de 2 fluxos.

Dantas et al. 2009. RBGf. Modelos estocaticos de 2 fluxos.

Fattori et al., 19xx

Tarasova ET al. (2007).

Tarasova et al. (19xx)