



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.33-TDI

**A ANÁLISE DO ACOPLAMENTO DE PROCESSOS DE  
SUPERFÍCIE CONTINENTAL E ATMOSFERA E O  
IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO MODELO  
GLOBAL DO CPTEC/INPE**

João Gerd Zell de Mattos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9KS8B>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

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

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

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

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

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

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.33-TDI

**A ANÁLISE DO ACOPLAMENTO DE PROCESSOS DE  
SUPERFÍCIE CONTINENTAL E ATMOSFERA E O  
IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO MODELO  
GLOBAL DO CPTEC/INPE**

João Gerd Zell de Mattos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9KS8B>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Mattos, João Gerd Zell de.

M436a A análise do acoplamento de processos de superfície continental e atmosfera e o impacto da assimilação de dados no modelo global do CPTEC/INPE / João Gerd Zell de Mattos. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xxviii + 149 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.33-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves.

1. Assimilação de dados. 2. Acoplamento superfície-atmosfera.  
3. Superfície. I. Título.

CDU 551.509.3:551.510

---



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

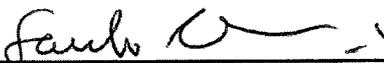
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **João Gerd Zell de Mattos**

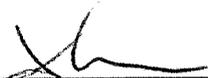
Título: "A ANÁLISE DO ACOPLAMENTO DE PROCESSOS DE SUPERFÍCIE CONTINENTAL E ATMOSFERA E O IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO MODELO GLOBAL DO CPTEC/INPE". "

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

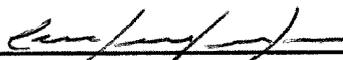
Dr. Saulo Ribeiro de Freitas

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

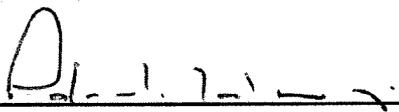
Dr. Luis Gustavo Gonçalves de  
Gonçalves

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

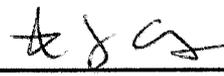
Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Dr. Pablo Javier Grunmann

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UNIFAL / Alfenas - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade



*“Todo mundo é um gênio. Mas, se você julgar um peixe por sua capacidade de subir em uma árvore, ele gastará toda sua vida acreditando que é um estúpido”.*

ALBERT EINSTEIN



*A minha esposa **Ariane** pela paciência e amor dedicados; a meus filhos **Lara** e **João Pedro** pela constrante alegria.*

*A meus Pais **Manoel** e **Marlene** e a minha **Betina** pela compreensão em todos os momentos desta e de outras caminhadas.*



## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pela oportunidade de continuar os estudos e também pela utilização de suas instalações e equipamentos.

As chefias do CPTEC–INPE pela oportunidade de desenvolver este trabalho juntamente com minhas obrigações profissionais, possibilitando alterações de horário, uso do espaço físico e suporte.

Aos membros da banca examinadora, Dr. Saulo Ribeiro de Freitas, Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira, Dr. Pedro Leite da Silva Dias e Dr. Pablo Javier Grunmann, pelas críticas e sugestões.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelos conhecimentos compartilhados. Em especial aos meus orientadores Dr. Dirceu Herdies e Dr. Luis Gustavo Gonçalves, não somente pela orientação durante a realização deste trabalho, mas também pela amizade e confiança.

A secretaria da PGMet, pelo profissionalismo e dedicação na realização das tarefas burocráticas referentes ao curso. Ao Serviço de Supercomputação e Suporte do CPTEC pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda. Aos secretários da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento (DMD), Gilson de Paula e Glaucieli Lino, pela colaboração e palavras de apoio.

A todos colegas da PGMet e do Grupo de Assimilação de Dados que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, em especial para os grandes amigos Carlos Bastarz, Bruna Silveira, Luiz Fernando Sapucci, Fábio Diniz, Enver Ramirez, Rosio Camayo e Lucas Amarante, pela ajuda e coleguismo.

A meus filhos Lara e João Pedro, pelas doces palavras de carinho e pelos sorrisos e abraços inesquecíveis que me animaram em vários momentos desta etapa. A meus pais Manoel e Marlene e minha sogra Dione, pelo carinho, motivação e exemplo de perseverança. A minha irmã Betina e meu cunhado Igor, pelo apoio e incentivo.

Um agradecimento especial a colega, amiga e companheira, minha esposa Ariane, pela ajuda, paciência e amor dedicados em todo o decorrer do curso. Sem tua ajuda e abnegação em vários momentos desta etapa, este trabalho não teria sido desenvolvido.



## RESUMO

Na última década, um conjunto crescente de estudos numéricos de sensibilidade sugere que a variabilidade atmosférica é fortemente influenciada pelo acoplamento superfície-atmosfera, em especial à anomalias na umidade do solo. Neste sentido, esta tese tem por propósito mostrar que por meio da melhor representação da umidade do solo nas condições iniciais do MCGA-CPTEC são produzidas melhores simulações de precipitação. Para isto, foi efetuada inicialmente uma série de experimentos numéricos para estimar a sensibilidade do MCGA-CPTEC às anomalias de umidade do solo e verificar a habilidade deste modelo em simular as principais características atmosféricas, como por exemplo a variabilidade da precipitação. Estes passos foram necessários pois a literatura indica que existem diferentes áreas no globo que são sensíveis às anomalias de umidade do solo e que, no entanto a grande maioria dos modelos numéricos mostra uma intensidade do acoplamento superfície-atmosfera bastante variável. Enquanto alguns apresentam um forte acoplamento, outros parecem insensíveis às anomalias de umidade do solo. Além disso, não existem trabalhos até o momento que indiquem a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera no MCGA-CPTEC. Assim, por meio de uma série de simulações, verificou-se que o MCGA-CPTEC apresenta um acoplamento superfície-atmosfera considerado entre fraco à moderado e dependente da escolha do esquema de superfície e da parametrização convectiva. Por outro lado, as áreas de forte acoplamento são compatíveis com as reportadas pela maioria dos modelos já analisados. O acoplamento superfície-atmosfera não é uma medida da destreza do modelo, principalmente porque não existem dados observacionais a respeito deste acoplamento. Ainda assim, foi essencial verificar a habilidade do MCGA-CPTEC em simular as principais características atmosféricas. Uma simulação de 17 anos mostrou que o modelo é capaz de reproduzir os principais padrões atmosféricos sazonais, no entanto a simulação com uso do esquema de superfície IBIS caracterizou-se por grandes discrepâncias na variação latitudinal da temperatura do ar e da pressão ao nível médio do mar sobre a região polar. O perfil vertical da temperatura do ar também foi caracterizado por erros significativos que foram refletidos no perfil vertical de vento. Estas diferenças, que sugerem algum problema na implementação do esquema de superfície IBIS, levaram à escolha da configuração do modelo que dispõe do esquema de superfície SSiB e da parametrização convectiva Kuo para realizar o processo de assimilação de dados de umidade do solo no MCGA-CPTEC. A análise das diferenças entre as simulações com e sem assimilação de dados mostrou que em geral houve uma adição constante de água no solo, sugerindo a existência de erros sistemáticos no modelo. Estes erros podem estar relacionados à simplificações e deficiências do esquema superfície, ao invés de erros aleatórios provenientes das forçantes atmosféricas. Contudo, as mudanças consecutivas no conteúdo de água no solo impactaram na sua distribuição horizontal e, por consequência, nos fluxos de calor latente e sensível, levando à melhorias nas previsões das variáveis atmosféricas em baixos níveis, principalmente nos campos de umidade relativa. Tais modificações contribuíram para a melhor representação do ciclo anual médio da precipitação em

diferentes regiões do globo, refletindo-se nos totais trimestrais. Em vista disso, é possível afirmar que a melhor representação da umidade do solo no MCGA-CPTEC resultou em uma melhoria da simulação da precipitação. Além disto, a partir da análise das simulações é possível afirmar que os resultados são dependentes tanto da escolha do esquema de superfície quanto da parametrização convectiva.

# THE USE OF SCREEN-LEVEL DATA ASSIMILATION TO IMPROVE THE SIMULATION OF THE AGCM-CPTEC PRECIPITATION

## ABSTRACT

During the last decade, an ever growing number of numerical sensibility studies suggested that the atmospheric variability is strongly influenced by the land-atmosphere coupling, in particular due to soil moisture anomalies. Consequently, this thesis aim to demonstrate that through a better representation of the soil moisture states in the AGCM-CPTEC initial conditions, improved precipitation simulations can be achieved. To that end, a number of numerical experiments were conducted in order to estimate the AGCM-CPTEC to soil moisture anomalies and then to verify the model capability to simulate the main atmospheric features, like precipitation variability. It was necessary to go through these steps since previous works in the literature have shown that there are different regions in the globe sensitive to such anomalies where some present a strong coupling whereas other regions seem insensitive to soil moisture anomalies. Moreover, there is not, up to the moment of this thesis, study that investigates the land-atmosphere coupling strength in the AGCM-CPTEC. Hence, through a series of simulations it was verified that that model shows a weak to moderate coupling that is dependent upon the choice of surface scheme and convective parameterization. In other hand, all the coupling areas confirm the ones previously found in past studies using other global models. The land-atmosphere coupling strength is not a measure of the model skill, specially because there is no observational data with respect to the coupling itself. Nevertheless, it was critical to verify the model capability to simulate the major atmospheric characteristics. A 17-years simulation using the AGCM-CPTEC showed that this model is capable of producing the major atmospheric seasonal patterns, however, when using the IBIS surface scheme, there were large discrepancies in the air temperature and sea level pressure over the polar region. The vertical temperature profile also showed significant errors that in turn reflected into the wind vertical profile. These errors that seem to be related to some problems in the IBIS land surface scheme implementation led to the choice of the SSiB land surface scheme and the Kuo convective parameterization the carry further on the land surface data assimilation experiments in the AGCM-CPTEC. The analyses of the differences between the simulations with and without data assimilation showed that in general, there was a constant addition of water in the soil, suggesting the presence of systematic errors in the AGCM-CPTEC. These errors in turn could be associated to simplifications and deficiencies in the land surface parameterization instead of random errors from the atmospheric forcing. Nevertheless, consecutive changes in the soil water content impacted the horizontal distribution of soil moisture and consequently the latent and sensible heat fluxes leading to an improvement in the forecast of the variables in the lower atmospheric levels, mainly the relative humidity. These modifications contributed to a better representation of the annual mean precipitation cycle over different regions of the world, as seem in the total trimester precipitation. In view of this, one can say that the better representation of soil moisture in the AGCM-CPTEC has resulted in an improvement to the simulation of rainfall. In addition,

from the analysis of the simulations one can say that the results are dependent on both the choice of surface scheme as parameterization.

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>	
1.1	Visão esquemática das componentes do sistema climático global (em <b>negrito</b> ), seus processos e interações (setas finas) e algumas características que podem sofrer modificações (setas em <b>negrito</b> ). . . . .	2
2.1	Diagrama esquemático do balanço global de energia médio. Estes valores indicam as melhores estimativas para as magnitudes das componentes do balanço de energia médio global, juntamente com seus intervalos de incertezas, representando as condições atuais do clima no início do século XXI. Os números representam magnitudes individuais de fluxo de energia em $W/m^2$ . . . . .	8
2.2	O ciclo da água. Estimativas dos principais reservatórios de água, dadas em $10^3 km^3$ (fonte regular), e dos fluxos de umidade através do sistema, dadas em $10^3 km^3/ano$ (fonte <i>itálica</i> ). . . . .	10
2.3	Diagrama esquemático do balanço de água na superfície (esquerda) e do balanço de energia à superfície (direita) para uma dada camada da superfície. $dS/dt$ refere-se à mudança no conteúdo de água dentro da camada (umidade do solo, água superficial, neve; dependendo, a profundidade da camada pode incluir mudanças na água subterrânea), enquanto que $dH/dt$ refere-se às mudanças de energia na mesma camada. $SW_{net}$ refere-se ao saldo de radiação de onda curta ( $SW_{in} - SW_{out}$ ), enquanto que $LW_{net}$ , ao saldo de radiação de onda longa ( $LW_{in} - LW_{out}$ ). O $H_2O$ e o $CO_2$ referem-se ao vapor d'água e ao dióxido de carbono atmosféricos e seus papéis como gases do efeito estufa. Por simplicidade, outros gases do efeito estufa não são indicados. . . . .	11
2.4	Processos dentro do balanço de água na superfície. Comparado com a Figura 2.3 (à direita) a distinção entre os componentes de evaporação da superfície (evaporação da superfície, transpiração das plantas, evaporação da interceptação, sublimação da neve) é feito explicitamente. . . . .	14
2.5	Diagrama esquemático representando as zonas de solo saturado e não saturado. A e B expressam dois volumes distintos de umidade do solo. . .	16

2.6	Diagrama esquemático representando os regimes de umidade do solo com o correspondente regime de FE (linha vermelha). O termo $FE_{max}$ representa a evaporação efetiva máxima; $\theta_{PMP}$ representa o valor da umidade do solo no PMP e $\theta_{CC}$ representa o valor da umidade do solo na CC. Os valores de FE são obtidos pela Equação 2.6. . . . .	19
2.7	Diagrama esquemático do círculo de retroalimentação e acoplamento entre a umidade do solo e a precipitação. A seta azul (positiva) indica o processo levando a uma retroalimentação positiva entre a umidade do solo e a precipitação (umedecimento para uma anomalia positiva e ressecamento para uma anomalia negativa de umidade do solo), a seta vermelha (negativa) indica uma retroalimentação potencialmente negativa de esgotamento da anomalia original de umidade solo. A seta azul-vermelha indica a existência de ambos sinais de retroalimentação (positivo e negativo) entre a FE e as anomalias de precipitação. As letras <b>(A)</b> , <b>(B)</b> e <b>(C)</b> referem-se aos diferentes processos de retroalimentação. . . . .	22
2.8	Diagrama conceitual do fluxo de umidade sobre uma região continental. Os termos $P_m$ e $P_a$ são, respectivamente, a precipitação a partir da evaporação local e a precipitação a partir da advecção. . . . .	25
2.9	Diagrama representando as interações importantes entre a superfície e a CLP para as condições de aquecimento da superfície durante o dia. As setas sólidas indicam o sentido da retroalimentação que é normalmente positivo (levando a um aumento da variável receptora). As setas tracejadas indicam retroalimentação negativa. Dois processos de retroalimentação negativos consecutivos geram um positivo. Note os muitos circuitos de retroalimentação positiva e negativa que podem levar a um aumento ou a uma diminuição da umidade relativa e da cobertura de nuvens. . . . .	29
3.1	Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto <b>W</b> . . . . .	49
3.2	Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto <b>R</b> . . . . .	50
3.3	Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto <b>S</b> . . . . .	51
3.4	Ilustração das formas pelas quais a prescrição das variáveis em superfície podem afetar a variabilidade de precipitação em um determinado ponto. As séries temporais mostradas são idealizadas, não representando dados reais dos conjuntos. . . . .	52
4.1	Distribuição global de $\Omega_P(\mathbf{W})$ para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se ao trimestre JJA. . . . .	67

4.2	Idem à Figura 4.1, porém para o trimestre DJF. . . . .	68
4.3	Distribuição global de $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$ para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se aos resultados para o trimestre JJA. . . . .	69
4.4	Idem à Figura 4.3, porém para o trimestre DJF. . . . .	70
4.5	Distribuição global de $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$ para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se aos resultados para o trimestre JJA. . . . .	71
4.6	Idem à Figura 4.5, porém para o trimestre DJF. . . . .	72
4.7	Distribuição global de a) e c) $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$ e de b) e d) $[\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W})]_{\sigma_E}$ médio entre as 4 configurações do MCGA-CPTEC utilizadas neste estudo (Kuo-IBIS, Kuo-SSiB, Grell-IBIS e Grell-SSiB). Os gráficos superiores são médias para o trimestre DJF, enquanto que os inferiores são médias para o trimestre JJA. . . . .	74
4.8	Idem à Figura 4.5, porém para o experimento $\mathbf{S}$ . . . . .	74
4.9	Média zonal para os trimestres de DJF (coluna da esquerda) e JJA (coluna da direita) para (a) e (b) precipitação (mm/dia), (c) e (d) PNMM (hPa), (e) e (f) temperatura do ar (K) e (g) e (h) vento zonal (m/s). . . . .	84
4.10	Estrutura vertical média do vento zonal (m/s) simulada pelo MCGA-CPTEC com a configuração Kuo-SSiB para os meses de (a) DJF e (b) JJA, simulada pela reanálise Era-Interim para os meses de (c) DJF e (d) JJA e a diferença entre o MCGA-CPTEC e a reanálise Era-Interim para os meses de (e) DJF e (f) JJA. . . . .	86
4.11	Idem à Figura 4.10, exceto para a configuração Grell-IBIS. . . . .	87
4.12	Estrutura vertical média da temperatura do ar (k) simulada pelo MCGA-CPTEC com a configuração Kuo-SSiB para os meses de (a) DJF e (b) JJA, simulada pela reanálise Era-Interim para os meses de (c) DJF e (d) JJA e a diferença entre o MCGA-CPTEC e a reanálise Era-Interim para os meses de (e) DJF e (f) JJA. . . . .	88
4.13	Idem à Figura 4.12, exceto para a configuração Grell-IBIS. . . . .	89
4.14	Média sazonal da precipitação para os meses de DJF (coluna da esquerda) e MAM (coluna da direita). Os gráficos (a) e (d) representam os campos do MCGA-CPTEC com a configuração KUO-SSiB, os gráficos (b) e (e) são os dados observados do CMAP e os gráficos (c) e (f) são a diferença entre o modelo e a observação. . . . .	91

4.15	Idem à Figura 4.14, porém para os meses JJA (coluna da esquerda) e SON (coluna da direita). . . . .	92
4.16	Média sazonal da precipitação para os meses de DJF (coluna da esquerda) e MAM (coluna da direita). Os gráficos (a) e (d) representam os campos do MCGA-CPTEC com a configuração Grell-IBIS, os gráficos (b) e (e) são os dados observados do CMAP e os gráficos (c) e (f) são a diferença entre o modelo e a observação. . . . .	93
4.17	Idem à Figura 4.16, porém para os meses JJA (coluna da esquerda) e SON (coluna da direita). . . . .	94
4.18	Correlação temporal entre as anomalias sazonais da precipitação do MCGA-CPTEC com a configuração Kuo-SSIB e a série de precipitação do CMAP para os meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	96
4.19	Idem à Figura 4.18, exceto para a configuração Grell-IBIS. . . . .	96
4.20	Incremento de análise acumulado sazonal da umidade do solo (mm) na zona das raízes (1m de solo) médio para o período de 1998-2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	102
4.21	Variância do incremento de análise médio sazonal da umidade do solo ( $\text{mm}^2$ ) na zona das raízes (1m de solo) médio para o período de 1998-2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	103
4.22	Calor latente médio sazonal ( $\text{W/m}^2$ ), média para o período de 1998-2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON, calculado a partir do experimento LDAS. . . . .	104
4.23	Idem à Figura 4.22, exceto para o calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ). . . . .	105
4.24	Diferença média (LDAS - OL) do calor latente ( $\text{W/m}^2$ ) no período de 1998-2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	107
4.25	Diferença média (LDAS - OL) do calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ) no período de 1998-2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	107
4.26	Incremento de análise médio sazonal da umidade relativa (%) calculado para o período de 1998-2014, válido para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	108
4.27	Diferença média (LDAS menos OL) da umidade relativa a 2 metros (%) no período de 1998-2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON. . . . .	109

4.28	Média sazonal do conteúdo de água no solo (mm) contido no primeiro metro de profundidade, para os trimestres de DJF (coluna da esquerda) e JJA (coluna da direita). Os gráficos (a) e (b) representam os campos simulados a partir do experimento OL, os gráficos (c) e (d) são os campos simulados a partir do experimento LDAS e os gráficos (e) e (f) são as estimativas a partir das simulações do GLDAS. . . . .	111
4.29	Média anual da diferença entre os totais mensais de precipitação produzidos pelos experimentos LDAS e OL. Em adição são apresentadas 11 áreas sob as quais são obtidos os ciclos anuais de precipitação. . . . .	112
4.30	Ciclo anual da precipitação (mm/dia) médio sobre cada uma das áreas apresentadas na Figura 4.29. . . . .	114



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Principais características do modelo MCGA–CPTEC. . . . .	47
4.1 Média global (sobre as regiões sem a presença de gelo) de $\Omega_P(\mathbf{W})$ , calculado para as 4 configurações do MCGA–CPTEC, para o verões austral e boreal. . . . .	68
4.2 Média global sobre as regiões continentais sem a presença de gelo do acoplamento superfície–atmosfera entre os conjuntos $\mathbf{R}$ e $\mathbf{W}$ , calculado para cada uma das 4 configurações do MCGA–CPTEC e válido para os trimestre JJA e DJF. São apresentados o acoplamento superfície–atmosfera (SW→P), o segmento Superfície–Evaporação (SW→E) e o segmento Evaporação–Precipitação (E→P). . . . .	75
4.3 Idem à Tabela 4.2, porém para o experimento $\mathbf{S}$ . . . . .	78
4.4 Valor médio global (mm/dia) da diferença entre as estimativas de precipitação do MCGA–CPTEC e os dados do CMAP, calculados entre a faixa 60°S e 60°N de latitude. . . . .	95
4.5 Valor médio global da diferença nos fluxos de calor latente e sensível ( $W/m^2$ ) entre os experimentos LDAS e OL para as regiões sem a presença de gelo durante as quatro estações do ano. . . . .	106
4.6 Valor médio global da diferença no fluxo de calor latente ( $W/m^2$ ) entre os experimentos LDAS e OL para as regiões sem a presença de gelo durante as quatro estações do ano. . . . .	110



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMIP	–	<i>Atmospheric Model Intercomparison Project</i>
BRAMS	–	<i>Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CA	–	Corrente Ascendente
CCCma	–	<i>Canadian Centre for Climate Modelling e Analysis</i>
CCSR	–	<i>Center for Climate System Research</i>
CLA	–	Camada Limite Atmosférica
CLP	–	Camada Limite Planetária
CMAP	–	<i>CPC – Merged Analysis of Precipitation</i>
CMIP5	–	<i>Coupled Model Intercomparison Project 5</i>
COLA	–	<i>Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies</i>
CPC	–	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	–	Dezembro–Janeiro–Fevereiro
DWD	–	<i>Deutscher WetterDienst</i>
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	–	El Niño Oscilação Sul
FE	–	Fração Evaporativa
G3DVar	–	<i>Global Three-dimensional Variational</i>
GARP	–	<i>Global Atmospheric Research Program</i>
GD	–	Grell e Dévényi
GFDL	–	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>
GFS	–	<i>Global Forecast System</i>
GLACE	–	<i>Global Land–Atmosphere Coupling Experiment</i>
GMS	–	<i>Geostationary Meteorological Satellite</i>
GSI	–	<i>Grid-point Statistical Interpolation</i>
GTS	–	<i>Global Communication System</i>
HL	–	Hora Local
IA	–	Intensidade de Acoplamento
IBIS	–	<i>Integrated Biosphere Simulator</i>
IFS	–	<i>Integrated Forecast System</i>
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	–	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JJA	–	Junho–Julho–Agosto
LDAS	–	Experimento <i>Land Data Assimilation System</i>
MAM	–	março–Abril–Maio
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
<i>Met Office</i>	–	Centro de Meteorologia da Inglaterra
MRF	–	<i>Medium Range Forecasting Model</i>
NASA	–	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	–	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>

NEB	– Região Nordeste do Brasil
NIES	– <i>National Institute for Environmental Studies</i>
NLDAS	– <i>North American Land Data Assimilation System</i>
NMC	– <i>National Meteorological Center</i>
NOAA	– <i>National Oceanic and Atmospheric Organization</i>
OI	– <i>Optimal Interpolation</i>
OL	– Experimento <i>Open Loop</i>
PNT	– Previsão Numérica de Tempo
PNTC	– Previsão Numérica de Tempo e Clima
PNMM	– Pressão ao Nível Médio do Mar
PrePBUFR	– <i>“Prepared” data in Binary Universal Form</i> – <i>for the Representation of meteorological data format</i>
RCA3	– <i>Rosby Centre Regional Climate model</i>
SMAS	– Sistema de Monção da América do Sul
SON	– Setembro–Outubro–Novembro
SSiB	– <i>Simplified Simple Biosphere</i>
TOA	– Topo da atmosfera
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
UCLA	– <i>University of California, Los Angeles</i>
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	– Zona de Convergência do Pacífico Sul

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$	–	Coeficiente ótimo que minimiza a variância dos erros de análise
$\beta$	–	Coeficiente ótimo que minimiza a variância dos erros de análise
$\theta_{\text{PMP}}$	–	Valor da umidade do solo no ponto de murcha permanente
$\theta_{\text{CC}}$	–	Valor da umidade do solo na capacidade de campo
$\Theta$	–	Umidade volumétrica do solo
$\lambda E$	–	Fluxo de calor latente
$\lambda$	–	Calor latente da água
$\rho$	–	Taxa média local da quantidade de umidade reciclada na precipitação
$\rho_{x,y}$	–	Correlação dos erros de previsão entre os parâmetros x e y
$\rho_{\text{oc}}$	–	Correlação entre os ciclos anuais médios da precipitação do experimento OL e CMAP
$\rho_{\text{lc}}$	–	Correlação entre os ciclos anuais médios da precipitação do experimento LDAS e CMAP
$\hat{\sigma}_{\text{p}}^2$	–	Variância temporal da precipitação do conjunto
$\sigma_{\text{p}}^2$	–	Variância total entre os membros do conjunto
$\sigma_{\text{o}}$	–	Desvio padrão dos erros de <i>background</i>
$\sigma_{\text{b}}$	–	Desvio padrão dos erros de <i>background</i>
$\sigma_{\text{a}}$	–	Desvio padrão dos erros de análise
$\tau_{\text{r}}$	–	Transmitância atmosférica
$\Omega_{\text{p}}$	–	Similaridade dos campos de precipitação
$\Omega_{\text{p}}(\mathbf{R})$	–	Similaridade dos campos de precipitação do conjunto $\mathbf{R}$
$\Omega_{\text{p}}(\mathbf{W})$	–	Similaridade dos campos de precipitação do conjunto $\mathbf{W}$
$\sigma_{\text{E}}$	–	Variabilidade da evaporação
$\Omega E$	–	NAO ESPECIFICADO NO TEXTO
$A$	–	Função trabalho da nuvem
$b$	–	Constante prescrita
$B_{\text{w}}$	–	Razão de Bowen
$d$	–	Raio de influência das observações
$dS/dt$	–	Mudança no conteúdo de água dentro da camada
$dH/dt$	–	Mudança de energia na mesma camada
$E$	–	Evaporação
$E_{\text{l}}$	–	Evaporação da água interceptada
$E_{\text{solo}}$	–	Evaporação da água infiltrada
$E_{\text{trans}}$	–	Transpiração das plantas
$E_{\text{neve}}$	–	Sublimação da neve
$E_{\text{pot}}$	–	Evaporação potencial
$FE_{\text{max}}$	–	Evaporação efetiva máxima
$FE$	–	Fração evaporativa
$F^+$	–	Fluxo advectivo de vapor d'água entrando
$F^-$	–	Fluxo advectivo de vapor d'água saindo
$g$	–	A aceleração da gravidade

$G$	– Fluxo de calor no solo
$h_{\text{solo}}$	– Altura do volume de solo
$H$	– Fluxo de calor sensível
$LW_{\text{net}}$	– Saldo de radiação de onda longa
$m$	– Número de membros do conjunto
$m_b$	– Fluxo de massa na base da nuvem
$m'_b$	– Fluxo de massa arbitrário
$M_t$	– Convergência de umidade integrada verticalmente
$n$	– Número de tempos
$\bar{p}$	– Média temporal de $p_{ij}$
$p_j$	– Precipitação média entre os membros do conjunto
$p_{ij}$	– Precipitação
$p_s$	– Pressão na superfície
$P_m$	– Precipitação a partir da evaporação local
$P_a$	– Precipitação a partir da advecção
$P$	– Saldo de precipitação na superfície continental adjacente
$\bar{q}$	– Umidade de grande escala
$r_{ij}$	– Distância horizontal entre $i$ e $j$
$R_c$	– Taxa de reciclagem continental
<b>R</b>	– Experimento <i>Read</i>
$R_s$	– Escoamento superficial
$R_g$	– Drenagem ou escoamento subsuperficial
$R_{\text{net}}$	– Saldo de radiação
$R_g$	– Radiação solar média
$S_o$	– Constante solar
$S$	– Armazenamento de água
<b>S</b>	– Experimento <i>Subsurface</i>
$SW_{\text{net}}$	– Saldo de radiação de onda curta
$T_a$	– Análise de temperatura
$T_b$	– <i>background</i> de temperatura
$T_d$	– Temperatura do ponto de orvalho
$\tilde{V}$	– Velocidade do vento de grande escala
$V_{\text{solo}}$	– Volume de solo
<b>W</b>	– Experimento <i>Write</i>
$W$	– Conteúdo de vapor d'água contido no ar
$W_i$	– Pesos ótimos

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>7</b>
2.1 Balanço global de energia . . . . .	7
2.2 O ciclo da água . . . . .	9
2.3 Os balanços de água e energia na superfície continental . . . . .	10
2.4 Interações superfície-atmosfera . . . . .	13
2.4.1 Definições de umidade do solo . . . . .	15
2.4.2 A umidade do solo e o sistema climático . . . . .	16
2.5 Retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação . . . . .	20
2.5.1 Mecanismos físicos . . . . .	21
2.5.1.1 Reciclagem de precipitação . . . . .	24
2.5.1.2 Efeito indireto: acoplamento local e circulações de mesoescala . . . . .	27
2.6 Métodos de inicialização da umidade do solo . . . . .	32
2.6.1 Assimilação de dados próximos à superfície . . . . .	33
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>37</b>
3.1 O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC-INPE (MCGA-CPTEC) . . . . .	37
3.1.1 Parametrizações de convecção profunda do MCGA-CPTEC . . . . .	38
3.1.2 Modelos de superfície do MCGA-CPTEC . . . . .	42
3.2 Configuração adotada e dados utilizados nas simulações . . . . .	46
3.3 Estudo do acoplamento superfície-atmosfera no MCGA/CPTEC . . . . .	48
3.3.1 Experimento numérico . . . . .	48
3.3.2 Quantificação da IA superfície-atmosfera . . . . .	52
3.3.2.1 Cálculos preliminares . . . . .	53
3.3.2.2 Índice $\Delta\Omega$ . . . . .	54
3.4 Assimilação de dados próximo à superfície . . . . .	54
3.4.1 Inicialização de umidade do solo . . . . .	55
3.4.2 Análise da umidade do solo . . . . .	56
3.4.3 Controle de qualidade das observações . . . . .	58
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> . . . . .	<b>61</b>

4.1	ACOPLAMENTO SUPERFÍCIE–ATMOSFERA . . . . .	62
4.1.1	Introdução . . . . .	62
4.1.2	Resultados e discussões . . . . .	66
4.1.3	Considerações finais da seção . . . . .	78
4.2	DESCRIÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DAS SIMULA- ÇÕES REALIZADAS COM O MCGA–CPTEC . . . . .	81
4.2.1	Médias zonais da precipitação, Pressão ao Nível Médio do Mar e do vento zonal em altos níveis . . . . .	83
4.2.2	Estrutura vertical média do vento zonal e da temperatura . . . . .	85
4.2.3	Variação sazonal da precipitação . . . . .	89
4.2.4	Considerações finais da seção . . . . .	97
4.3	<i>SCREEN–LEVEL</i> : ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE UMIDADE DO SOLO USANDO VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS . . . . .	99
4.3.1	Introdução . . . . .	99
4.3.2	Resultados . . . . .	100
4.3.3	Considerações finais da Seção . . . . .	113
<b>5</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS . . . . .</b>	<b>117</b>
5.1	Sugestões para trabalhos futuros . . . . .	124
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>127</b>

# 1 INTRODUÇÃO

O sistema climático global se comporta interativamente e consiste de cinco componentes principais (BAEDE et al., 2001): atmosfera, hidrosfera, criosfera, biosfera e superfície continental, forçadas ou influenciadas por vários mecanismos externos, sendo o sol o mais importante. Uma visão esquemática das componentes do sistema climático global está representada na Figura 1.1. As setas finas representam seus processos e interações e algumas características que podem sofrer modificações são indicadas pelas setas em negrito. As componentes do sistema climático estão conectadas umas às outras por meio de fluxos de massa, calor, energia e momento. Desse modo, as interações físicas, químicas e biológicas ocorrem em uma ampla gama de escalas espaciais e temporais, tornando o sistema climático terrestre extremamente complexo (BRIDGMAN; OLIVER, 2006).

Perturbações em qualquer uma das componentes do sistema climático global geram padrões de retroalimentação resultantes que podem amplificar ou reduzir as alterações em resposta à perturbação inicial e, portanto, são aspectos importantes a se considerar (IPCC, 2001). Os modelos de Previsão Numérica de Tempo e Clima (PNTC) utilizam aproximações numéricas das leis de conservação de massa, *momentum* e energia para simular suas componentes. Para modelar a evolução do sistema terrestre de forma adequada, tais componentes devem ser conectadas de forma interativa e representadas realisticamente (IPCC, 2001).

A superfície continental é uma componente fundamental dos modelos de PNTC devido ao controle do particionamento da energia disponível em calor latente e sensível, bem como em água disponível para evaporação e escoamento superficial (PITMAN, 2003). Portanto, os modelos devem ser capazes de representar, além destas quantidades, outros processos e variações da superfície continental, como a heterogeneidade espacial, a variabilidade temporal de cada um de seus processos interdependentes, as interações superfície-atmosfera e as atividades naturais e antrópicas (PITMAN, 2003). As mudanças na superfície continental, sejam elas naturais ou devido às atividades humanas, perturbam o balanço de radiação terrestre, produzindo uma forçante radiativa que afeta o clima global (CUBASCH et al., 2013). A caracterização adequada da superfície continental nos modelos numéricos contribui para melhorias não somente nas previsões de tempo e clima, mas também em aplicações diretas à sociedade, como a mitigação de desastres naturais, tais como enchentes e secas, a produção agrícola e o gerenciamento de recursos hídricos (KUMAR et al., 2008).

Ao longo dos anos, foram desenvolvidas diversas parametrizações da superfície con-

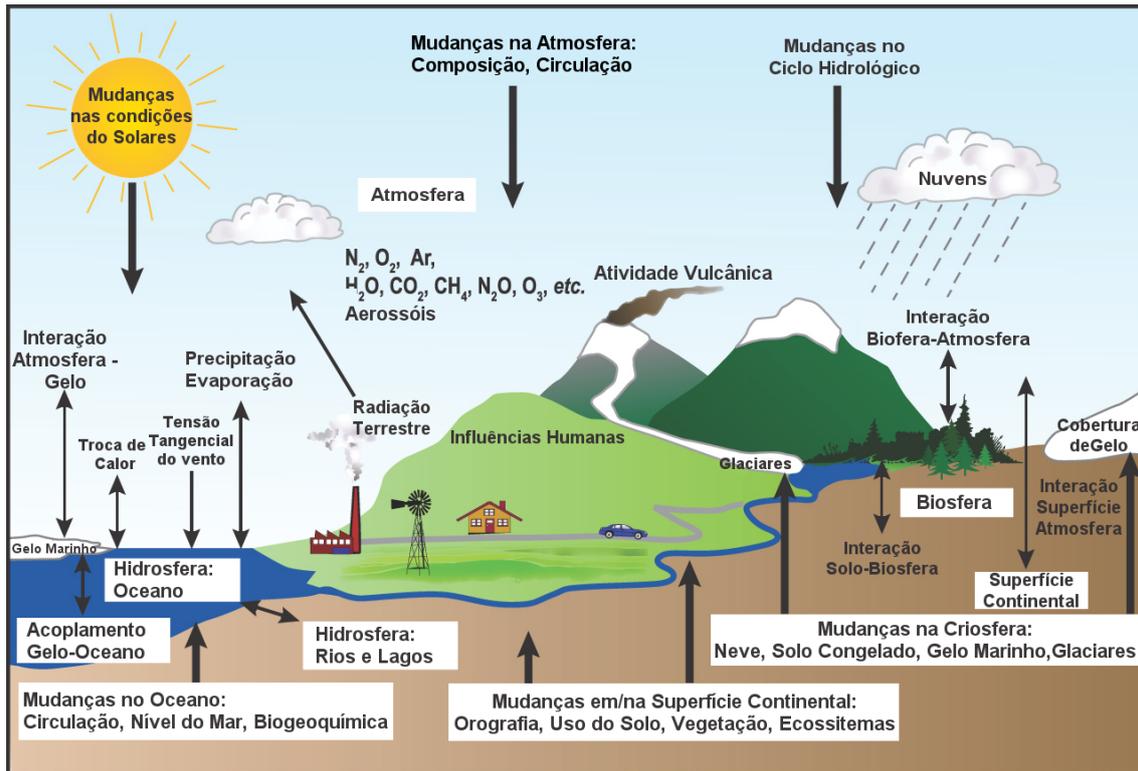


Figura 1.1 - Visão esquemática das componentes do sistema climático global (em negrito), seus processos e interações (setas finas) e algumas características que podem sofrer modificações (setas em negrito).

Fonte: Adaptado de Baede et al. (2001).

tinental para melhorar a representação de seus principais processos nos modelos numéricos (MANABE, 1969; DEARDORFF, 1978; Avissar; Pielke, 1989; CHEN et al., 1997). Tais métodos são, quando possível, validados por medições observacionais. Alguns parâmetros apresentam uma longa evolução temporal e alta variabilidade espacial. As anomalias de umidade do solo, por exemplo, podem persistir por vários meses (VINNIKOV et al., 1996) e são caracterizadas por apresentar diferentes distribuições espaciais. Apesar da escassez de observações impedir uma demonstração clara de seus impactos sobre outras variáveis atmosféricas, estes são frequentemente vistos em estudos com Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) (SHUKLA; MINTZ, 1982; DIRMEYER, 2000).

Koster et al. (2000) utilizou uma série de simulações a partir de diferentes MCGA com o objetivo de avaliar o impacto das condições de superfície e dos oceanos sobre a variabilidade sazonal e interanual, bem como a previsibilidade da precipitação global em um sistema de modelagem acoplada. Analisando a variância da precipitação, os

autores identificaram a contribuição do oceano, da superfície e da atmosfera na determinação do padrão desta variável. Este estudo sugeriu que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) tem maior contribuição para a variância da precipitação na região tropical, enquanto durante o verão em latitudes médias e sobre os continentes, os impactos dos oceanos sobre a precipitação são menores em relação aos impactos da umidade do solo. Além disso, a previsibilidade da precipitação nas escalas de tempo sazonal a interanual têm forte influência dos reservatórios de umidade do solo em várias regiões tropicais e subtropicais, essencialmente em regiões de transição.

Com o estudo de [Koster et al. \(2000\)](#), verificou-se que cada modelo de PNTC apresenta um grau distinto de interação entre os processos superfície-atmosfera. A influência dos oceanos sobre os padrões atmosféricos globais, por exemplo, é bem conhecida ([WALLACE et al., 1998](#); [GARREAUD](#); [BATTISTI, 1999](#); [GRIMM et al., 2000](#)) se comparada à influência exercida pela superfície continental. A atmosfera tem uma resposta relativamente forte e particular às anomalias de TSM em regiões específicas, nas quais o acoplamento oceano-atmosfera é mais intenso, e portanto, há uma maior previsibilidade dos padrões atmosféricos nessas regiões, principalmente nas escalas sazonal e interanual ([KOSTER et al., 2004a](#)). A umidade do solo também pode influenciar os padrões atmosféricos por meio do impacto da evaporação e dos fluxos de energia ([KOSTER et al., 2004a](#)), demonstrando que existe também um acoplamento superfície-atmosfera, assim como no caso da TSM. O estudo piloto realizado por [Koster et al. \(2002\)](#), que aprimorou aquele de [Koster et al. \(2000\)](#), levou em consideração quatro MCGA, provenientes de diferentes institutos de pesquisa. Nestes, foi analisada sua interação superfície-atmosfera, verificando que cada um apresentava um grau distinto de acoplamento. Mais tarde, este estudo foi expandido para o projeto *Global Land-Atmosphere Coupling Experiment* (GLACE) ([KOSTER et al., 2006](#)) – onde doze modelos foram analisados – que além de confirmar os resultados encontrados no estudo piloto, foi capaz de definir regiões em que o acoplamento superfície-atmosfera é mais forte. Estas regiões são denominadas *hotspots* e estão localizadas principalmente nas regiões de transição entre climas secos e úmidos durante o verão, corroborando com os estudos anteriores ([KOSTER et al., 2000](#); [KOSTER et al., 2002](#)).

Sobre a América do Sul, diversos estudos tanto observacionais quanto numéricos vêm sendo realizados para entender o papel da umidade do solo nos padrões de precipitação ([CANDIDO et al., 2006](#); [XUE et al., 2006](#); [GEVAERD et al., 2006b](#); [GRIMM et al., 2007](#); [XUE et al., 2010](#)). Regiões de transição entre trópicos e latitudes médias, como é o caso da porção central do continente, especialmente as Regiões Centro-

Oeste e Sudeste do Brasil, experimentam as influências dos padrões atmosféricos e de superfície dos trópicos (CANDIDO et al., 2006; XUE et al., 2006). Estudos têm demonstrado que a maior disponibilidade de água no solo na Bacia Amazônica contribui para intensificar o transporte de umidade em baixos níveis direcionado para a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CANDIDO et al., 2006). Também, as condições de superfície durante a primavera austral podem modular o padrão de precipitação durante o período de máxima atividade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), que ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro, por meio de processos de retroalimentação entre a superfície e a atmosfera (XUE et al., 2006; GRIMM et al., 2007). De fato, a evaporação e a liberação de calor latente para a atmosfera têm forte impacto no desenvolvimento do SMAS (ZHOU; LAU, 1998).

Tendo em vista que os processos de retroalimentação entre a superfície continental e a atmosfera são importantes para a definição dos padrões de precipitação, é de fundamental importância conhecer como os MCGA representam as interações entre estas componentes. Nesse sentido, a convecção úmida representa um dos principais vínculos entre a superfície e a atmosfera (GEVAERD et al., 2006b). Porém, a maioria dos modelos de PNTC ou qualidade do ar ainda fazem uso de parametrizações de convecção para simular a precipitação de escala sub-grade (SANTOS, 2014). Mesmo que muitos avanços tenham ocorrido no sentido de melhor representar os processos convectivos úmidos resolvendo-os explicitamente, como é o caso de *Cloud Resolving Models* (KHAIROUTDINOV; RANDALL, 2003) e parametrizações unificadas (ARAKAWA et al., 2011; GRELL; FREITAS, 2014), ainda serão necessários alguns anos para que a PNTC possa efetivamente se beneficiar destes métodos na escala global (STENSRUD, 2007) devido ao seu elevado custo computacional.

Além do conhecimento das interações entre os processos físicos da atmosfera e a superfície, é necessário levar em consideração que a inicialização incorreta da umidade do solo em modelos de PNTC pode causar uma estimativa deficiente dos fluxos de superfície durante várias semanas (ou mais) devido aos processos de retroalimentação superfície-atmosfera. Isto torna importante associar um esquema de assimilação de dados à implementação do esquema de superfície continental e às demais componentes dos modelos numéricos.

A dificuldade em torno da assimilação de dados da superfície continental, como por exemplo, a assimilação de dados da temperatura e umidade do solo, é a escassez de observações. Para minimizar esta deficiência, Mahfouf (1991) mostrou que, em certas condições meteorológicas, observações meteorológicas próximas à superfície,

tais como temperatura do ar e umidade relativa à 2 metros, obtidas rotineiramente pela rede de observações meteorológicas mundial, podem ser utilizadas para estimar a umidade do solo. Na verdade, estas quantidades são influenciadas pelos processos da superfície continental, e além disso são facilmente obtidas em um processo de assimilação de dados operacional. Foram propostos dois métodos: um sequencial e um variacional. O método variacional, incluindo as observações em um determinado período de tempo, é certamente a técnica mais eficiente pois as observações atmosféricas e a umidade do solo são relacionadas pelas equações prognósticas não lineares do esquema de superfície utilizado (MAHFOUF, 1991). Embora este método seja potencialmente superior, a desvantagem prática é custo computacional. Por outro lado, o método sequencial de Interpolação Ótima, além de possuir um custo computacional baixo, é amplamente utilizado em centros meteorológicos operacionais (GIARD; BAZILE, 2000; J.-F.MAHFOUF et al., 2000; RODRÍGUEZ et al., 2003). Este método utiliza os erros das previsões de curto prazo das variáveis de temperatura e umidade relativa em 2 metros para corrigir as variáveis prognósticas de temperatura e umidade do solo. No entanto, sua eficácia está relacionada à densidade da rede de observações sobre a superfície terrestre (dados da rede SYNOP).

Apesar dos estudos já realizados sobre o papel da umidade do solo nos padrões de precipitação em diversas regiões do globo, algumas questões ainda estão em aberto, tanto na escala global como local. Os modelos de PNTC são ferramentas poderosas para explorar as interações entre as diversas componentes do sistema terrestre, de forma a contribuir fortemente para o melhor entendimento dos processos físicos associados às complexas relações existentes entre elas. Nesse contexto, o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que trabalha com o estado da arte em PNTC e modelagem ambiental para o País e outras regiões da América do Sul, possui um papel importante para a sociedade, buscando produzir produtos de alta qualidade para serem disponibilizados para seus usuários. Seus modelos numéricos estão continuamente sendo aperfeiçoados e novas funcionalidades específicas para o Brasil e América do Sul vêm sendo implementadas. Uma vez que estudos sugerem que em latitudes médias continentais durante o verão, os impactos da umidade do solo sobre os padrões de precipitação são maiores se comparados àqueles exercidos pela TSM (KOSTER et al., 2000), e que esta variável tem fundamental importância na determinação do particionamento dos fluxos de superfície e evaporação, é fundamental analisar como o MCGA-CPTEC representa o acoplamento superfície-atmosfera por meio das variações dos esquemas de superfície e parametrizações de convecção profunda, e como o processo de assimilação de dados de umidade do solo pode influenciar as simulações

deste modelo.

Assim, seguindo uma das missões do CPTEC, que é a melhoria contínua das previsões numéricas, tanto na escala global quanto regional, esta tese tem como principal objetivo responder ao seguinte questionamento: **a melhoria na representação do conteúdo de água no solo resulta na melhoria das simulações de precipitação do MCGA–CPTEC?** Para responder a esta questão, são propostos alguns objetivos específicos:

- Verificar a Intensidade de Acoplamento (IA) superfície–atmosfera no MCGA–CPTEC com o intuito de identificar as regiões de forte acoplamento entre estas componentes do sistema terrestre, possibilitando o melhor entendimento da retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação;
- Identificar regiões de forte acoplamento superfície–atmosfera durante os períodos de inverno e verão no Hemisfério Sul;
- Analisar as conexões entre a umidade do solo, evapotranspiração e precipitação no MCGA–CPTEC por meio da IA;
- Melhorar a representação dos fluxos de calor latente e sensível no MCGA–CPTEC a partir da técnica de assimilação de dados de umidade do solo;
- Identificar os principais impactos da assimilação de dados nas variáveis próximo à superfície, entre elas, temperatura e umidade relativa a 2 metros.

A tese está estruturada da seguinte maneira: o Capítulo 2 é destinado a uma breve fundamentação teórica sobre os principais processos de interação superfície–atmosfera. Nesta, também apresenta-se uma visão geral sobre o uso da assimilação de variáveis próximas à superfície para a estimativa de umidade do solo e da interação superfície–atmosfera nos modelos de PNTC. No Capítulo 3 descreve-se a metodologia geral utilizada nesta tese. De forma a auxiliar o leitor no entendimento do presente trabalho, optou-se por descrever a metodologia específica a cada etapa do Capítulo 4 referente aos Resultados e Discussões na forma de Seções. Sendo assim, os resultados são discutidos na seguinte forma: uma introdução do assunto tratado, uma descrição da metodologia, resultados parciais e considerações sobre a seção. Por fim, no Capítulo 5 são apresentadas as considerações finais e sugestões para trabalhos futuros, as quais indicam uma análise perspectiva da continuidade do presente trabalho.

## 2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A superfície continental <sup>1</sup> desempenha um papel fundamental nas diferentes componentes do sistema terrestre. Os processos de superfície, que ocorrem na interface superfície terrestre–atmosfera, influenciam fortemente as PNTC e ambiental, uma vez que fornecem condições de contorno inferiores para o modelo da física e a dinâmica da atmosfera (IRANNEJAD; SHAO, 2002). A superfície continental é uma fonte/sumidouro de momento, energia, água e outros constituintes, tais como dióxido de carbono, nitrogênio, etc (DIRMEYER, 2003). Em vista do exposto, no presente Capítulo será abordada a fundamentação teórica sobre os principais processos de interação superfície–atmosfera e que servirão de base para a discussão dos resultados deste trabalho.

### 2.1 Balanço global de energia

O balanço global de energia é representado pelo equilíbrio entre a energia recebida do sol e aquela emitida pela Terra. O saldo global de energia regula o sistema climático, e modificações causadas neste devido a alterações naturais ou provocados pelo homem, podem contribuir para alterações climáticas (BUDYKO, 1968; SOLOMON et al., 2007). O balanço global de energia é apresentado na Figura 2.1, onde incluem-se as estimativas atuais das componentes do fluxo de energia no topo da atmosfera (TOA) utilizando, na medida do possível, observações diretas na superfície (WILD et al., 2013).

A radiação solar incidente no topo da atmosfera (em amarelo à esquerda na Figura. 2.1) é de aproximadamente  $340\text{W}/\text{m}^2$ , dos quais cerca de  $100\text{W}/\text{m}^2$  são refletidos de volta para o espaço. As nuvens, os aerossóis e os gases presentes na atmosfera refletem certa de  $76\text{W}/\text{m}^2$ , e a superfície,  $24\text{W}/\text{m}^2$ . Dos  $340\text{W}/\text{m}^2$  incidentes,  $240\text{W}/\text{m}^2$  são absorvidos pelo sistema superfície–atmosfera. Cerca de 67% desta energia é absorvida pela superfície e 33% pelas nuvens e constituintes atmosféricos. A primeira porção é convertida em fluxos de calor latente (para a atmosfera) e sensível (para a atmosfera e no solo). O equilíbrio radiativo é estabelecido a partir das emissões de radiação no espectro terrestre (em laranja à direita na Figura. 2.1). Uma parte substancial do fluxo de energia de onda longa é absorvido por gases de

---

<sup>1</sup>Diferente da definição utilizada na língua inglesa, em que o termo superfície continental (*continental surface*) remete à superfície em regiões continentais, como por exemplo o Continente Sul-Americano, e que o termo superfície terrestre (*land surface*) refere-se a todas as áreas terrestres do planeta, a partir daqui, o termo superfície continental será utilizado com o mesmo significado que *land surface*, e contempla tanto as áreas sobre os continentes como sobre áreas terrestres não continentais.

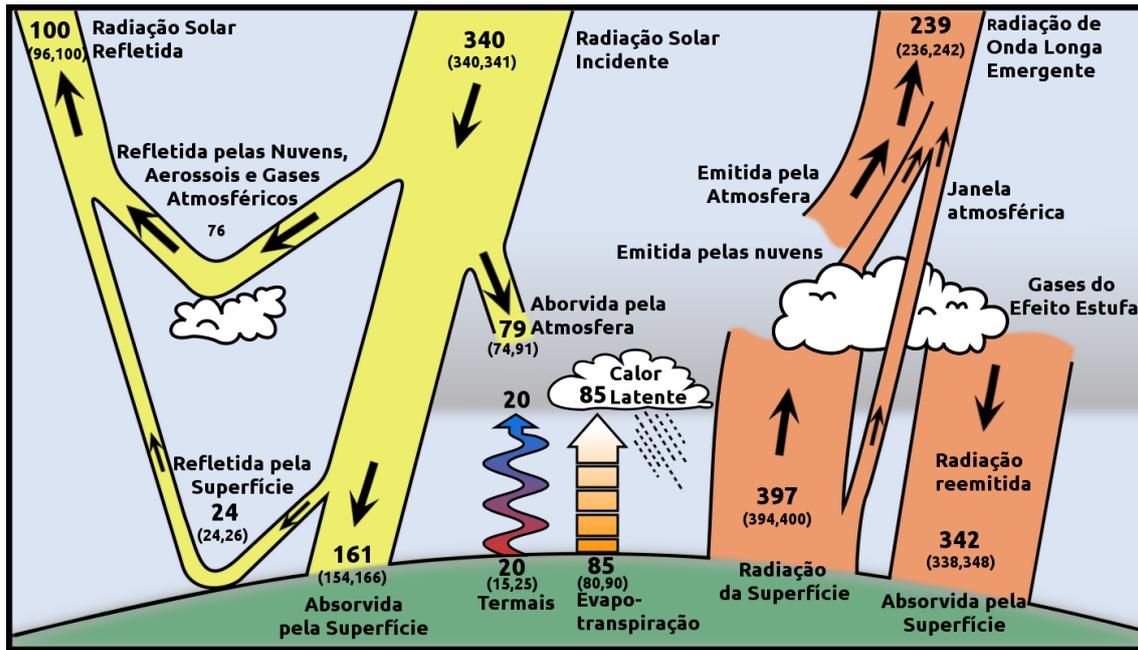


Figura 2.1 - Diagrama esquemático do balanço global de energia médio. Estes valores indicam as melhores estimativas para as magnitudes das componentes do balanço de energia médio global, juntamente com seus intervalos de incertezas, representando as condições atuais do clima no início do século XXI. Os números representam magnitudes individuais de fluxo de energia em  $W/m^2$ .

Fonte: Adaptado de Kiehl e Trenberth (1997) com valores de Wild et al. (2013)

efeito estufa (vapor de água,  $CO_2$ , metano, ozônio e outros gases), que, posteriormente, é reemitido em todas as direções, incluindo de volta à superfície. Como boa parte desta energia ( $240 \pm 3W/m^2$ ) é perdida para o espaço praticamente na mesma proporção àquela recebida (Figura 2.1), tem-se assim um balanço radiativo.

Em condições de equilíbrio, o saldo de radiação de onda longa emergente deve ser igual ao saldo de radiação de onda curta incidente. Como mostrado na Figura 2.1, isto não aplica-se aos dias atuais. Este desequilíbrio no topo do balanço de radiação da atmosfera (positivo para baixo) é uma consequência da influência antrópica, principalmente devido ao efeito estufa associado às emissões de gases (SOLOMON et al., 2007).

## 2.2 O ciclo da água

Ao contrário do que ocorre com a energia, a água não deixa o sistema terrestre<sup>2</sup>, sendo constantemente trocada entre os diversos reservatórios (tais como oceanos, atmosfera, superfície, rios, lagos, etc, Figura 2.2). Os oceanos contêm a maior parte da água da Terra e são uma das principais fontes para a atmosfera, que precipita de volta ou para a superfície continental. Nesta, a água escoar para os rios, lagos e oceanos, infiltra para os reservatórios subterrâneos ou evapora de volta para a atmosfera a partir do solo, superfícies de interceptação, tais como folhas, ou por meio da transpiração da vegetação. A água também está presente na forma sólida, como neve ou gelo que, eventualmente, derrete ou sublima. Uma representação esquemática do ciclo da água é apresentada na Figura 2.2.

Enquanto os oceanos exercem maior contribuição para a água presente na atmosfera em escala global, indicado pelos fluxos na Figura. 2.2, a evaporação da superfície continental constitui sua principal fonte de umidade para a precipitação. Isto mostra que a visão clássica dos oceanos como dominantes sobre a umidade disponível para a precipitação sobre os continentes não é totalmente comprovada. Baseando-se na Figura 2.2, nota-se que cerca de 65% da água que precipita sobre a superfície continental é re-evaporada, evidenciando o conceito da reciclagem da água sobre a superfície continental. Como alguma parte desta umidade é transportada para áreas oceânicas, a contribuição total de evapotranspiração continental à precipitação é aproximadamente 40% (Van Der Ent et al., 2010).

---

<sup>2</sup>A água pode existir sob três formas distintas, ou seja, sólida, líquida e gasosa. O processo de evaporação transforma a água líquida em vapor d'água que, sob esta forma, pode mover-se livremente na atmosfera. As moléculas atmosféricas, incluindo aquelas relativas ao vapor d'água, apresentam um movimento perpétuo em todas as direções. Sem a existência do campo gravitacional da Terra, aquelas que se deslocam para fora do planeta seriam perdidas. Mesmo com a existência do campo gravitacional, na parte superior da atmosfera, uma molécula que move-se em direção ao espaço exterior possui pouca probabilidade de colidir com outra molécula e, por conseguinte, deve ser capaz de deixar o sistema terrestre em direção ao espaço exterior se apresentar velocidade suficiente para isto. A velocidade média de um gás, por exemplo o vapor d'água, depende de sua temperatura. As condições de temperatura na altitude a partir da qual as moléculas de água podem escapar para o espaço indicam que a Terra pode reter vapor d'água em escalas de tempo geológicas, ou seja, na escala de milhões de anos. A retenção de vapor d'água no planeta também é favorecido pelo fato de que a água pode condensar e, a partir de nuvens em uma altitude bem abaixo daquela em que as moléculas de água podem escapar para o espaço, precipitar de volta para a superfície em forma líquida ou sólida. Adicionalmente a isto, deve-se levar em conta que a água pode ser também introduzida no ciclo hidrológico a partir do interior do planeta, por exemplo, todas as vezes que ocorrem erupções vulcânicas. Em resumo, mesmo que algumas moléculas de água continuamente deixem o sistema terrestre em direção ao espaço, o nível médio permanece relativamente constante ao longo das eras geológicas.

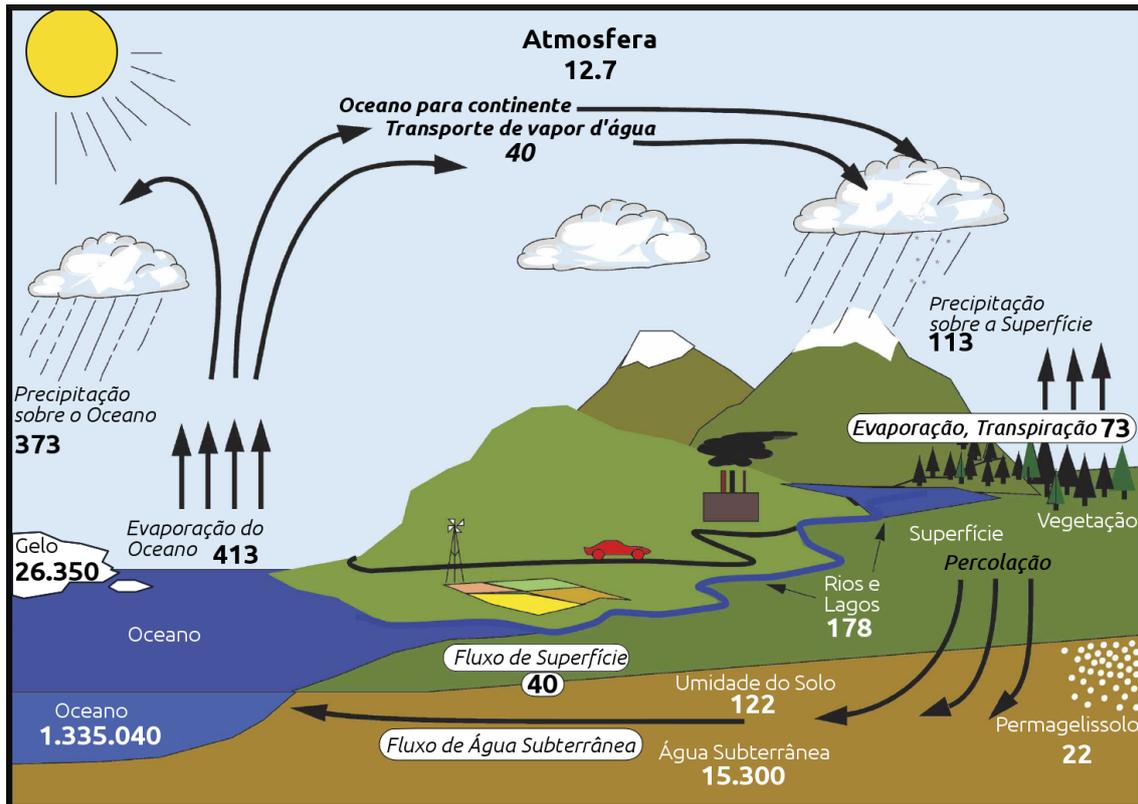


Figura 2.2 - O ciclo da água. Estimativas dos principais reservatórios de água, dadas em  $10^3\text{km}^3$  (fonte regular), e dos fluxos de umidade através do sistema, dadas em  $10^3\text{km}^3/\text{ano}$  (fonte itálica).

Fonte: Adaptado de Trenberth et al. (2007)

### 2.3 Os balanços de água e energia na superfície continental

A água é armazenada na superfície continental em múltiplos reservatórios, a saber: umidade do solo, água superficial, água no dossel, lençóis freáticos, neve e cobertura de gelo. A precipitação fornece água para a superfície continental (Figura 2.3), que é dividida em evaporação ( $E$ ), escoamento superficial ( $R_s$ ), drenagem ou escoamento subsuperficial ( $R_g$ ), e na reposição do armazenamento de água ( $S$ ). Assim, o balanço hídrico da superfície continental pode ser escrito como:

$$P = E + R_s + R_g + \frac{dS}{dt}, \quad (2.1)$$

em que  $\frac{dS}{dt}$  é a taxa de variação do armazenamento de água.

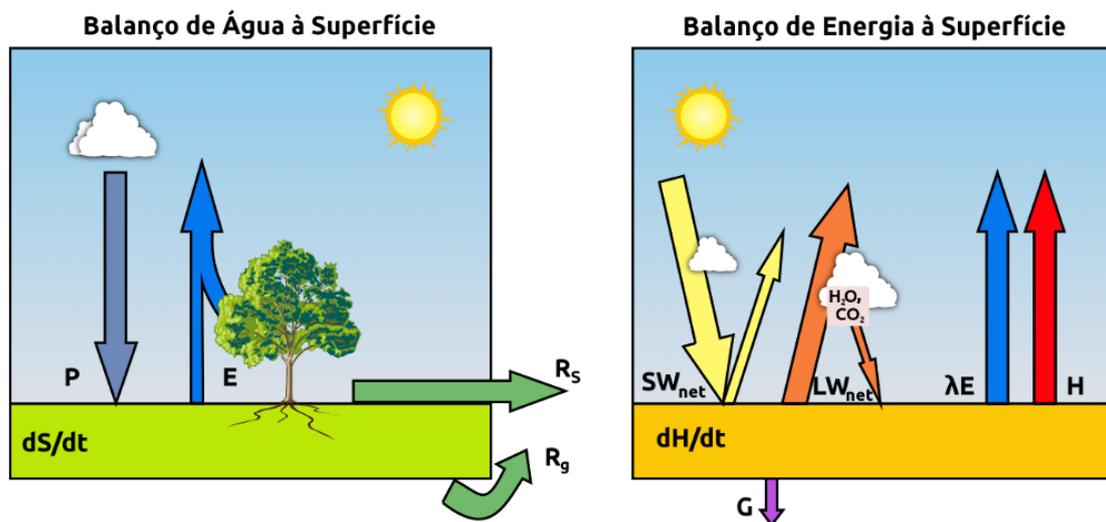


Figura 2.3 - Diagrama esquemático do balanço de água na superfície (esquerda) e do balanço de energia à superfície (direita) para uma dada camada da superfície.  $dS/dt$  refere-se à mudança no conteúdo de água dentro da camada (umidade do solo, água superficial, neve; dependendo, a profundidade da camada pode incluir mudanças na água subterrânea), enquanto que  $dH/dt$  refere-se às mudanças de energia na mesma camada.  $SW_{net}$  refere-se ao saldo de radiação de onda curta ( $SW_{in} - SW_{out}$ ), enquanto que  $LW_{net}$ , ao saldo de radiação de onda longa ( $LW_{in} - LW_{out}$ ). O  $H_2O$  e o  $CO_2$  referem-se ao vapor d'água e ao dióxido de carbono atmosféricos e seus papéis como gases do efeito estufa. Por simplicidade, outros gases do efeito estufa não são indicados.

Fonte: Adaptado de Seneviratne et al. (2010)

Ainda, do diagrama mostrado na Figura 2.3 pode-se inferir que o saldo de radiação  $R_{net}$ , formado pelas componentes relacionadas à diferença entre a entrada ( $SW_{in}$ ) e a saída ( $SW_{out}$ ) de onda curta ( $SW_{net}$ ) e pela diferença entre a entrada ( $LW_{in}$ ) e a saída ( $LW_{out}$ ) de onda longa ( $LW_{net}$ ), fornece energia à superfície continental. O  $SW_{net}$  é determinado pela radiação solar incidente que atinge o solo e pelo albedo (a fração de energia que é refletida pela superfície), ao passo que  $LW_{net}$  depende da emissividade, da temperatura e da umidade da superfície e da quantidade de radiação refletida para baixo pela atmosfera. O  $R_{net}$  pode ser escrito como:

$$R_{net} = \underbrace{SW_{in} - SW_{out}}_{SW_{net}} + \underbrace{LW_{in} - LW_{out}}_{LW_{net}}. \quad (2.2)$$

Esta energia ( $R_{net}$ ) é então distribuída em três fluxos: enquanto uma parte geralmente pequena penetra no solo (fluxo de calor no solo,  $G$  – seta roxa da Figura 2.3),

a maior parte da energia é convertida em fluxos turbulentos de calor sensível ( $H$ ) e calor latente para a atmosfera ( $\lambda E$ ) (setas vermelha e azul do diagrama direito da Figura 2.3, respectivamente).  $\lambda$  é o calor latente da água e apresenta um valor igual a  $2,26 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$ . Considerando-se uma camada infinitesimal de solo, o armazenamento de calor ( $H_s$ ) e a mudança associada ( $\frac{dH_s}{dt}$ ) podem ser desprezados, resultando em um balanço de energia na superfície continental definido por:

$$R_{net} = \lambda E + H + G + S + P, \quad (2.3)$$

em que  $\lambda E$  é a energia latente da água evaporada ( $E$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível,  $G$  é o fluxo de calor para o solo,  $S$  representa a energia armazenada na biomassa no ar na altura do dossel e  $P$  representa a energia absorvida pela fotossíntese.  $S$  e  $P$  são certamente, ao longo de um dia, muito pequenos quando comparados com os outros termos,  $G$  é também pequeno (uma pequena porcentagem de  $R_{net}$ ) em regiões com vegetação densa, porém pode ser grande em uma escala de tempo horária sobre regiões de solo nu, mas com valor líquido insignificante durante um intervalo de 24 horas. Em geral em superfícies vegetadas a maior parte da energia absorvida ( $R_{net}$ ) é convertida em fluxos de calor sensível e latente. Por esta equação é possível perceber, também, que os balanços de água e de energia (Equações 2.1 e 2.3, respectivamente) são acoplados por meio da evaporação. Quando o balanço de água leva ao baixo armazenamento de umidade (por exemplo, devido a défices de precipitação)  $E$  pode se tornar altamente limitada. Neste caso, se  $R_{net}$  é grande, e não há água para ser evaporada,  $H$  irá aumentar fortemente, aquecendo a troposfera inferior (resultando em elevação da temperatura). Desse acoplamento entre os dois saldos na superfície continental, emerge a relevância da disponibilidade de umidade para a temperatura do ar.

O balanço de água apresentado pela Equação 2.1, no entanto, não faz distinção entre as componentes individuais da evaporação na superfície continental (evaporação da superfície, transpiração das plantas, evaporação da água interceptada e sublimação da neve), apresentadas com mais detalhes na Figura 2.4. Antes de atingir o solo, a precipitação pode ser interceptada pela vegetação ou superfícies impermeáveis (por exemplo, áreas asfaltadas nas cidades). A água interceptada evapora e volta para a atmosfera ( $E_I$ ) em um tempo relativamente curto (normalmente dentro de algumas horas, dependendo da saturação de vapor d'água da atmosfera), enquanto a água que não é interceptada atinge o solo e pode infiltrar ou escoar pela superfície ( $R_s$ , Equação 2.1). A água infiltrada pode evaporar antes de penetrar profundamente no

solo ( $E_{solo}$ ), escoar através do solo para eventualmente se transformar em escoamento subsuperficial, ou ser absorvida pelas raízes para ser transpirada de volta para a atmosfera ( $E_{trans}$ ). Finalmente, os processos podem diferir no caso de neve. Aqui é somente considerada a parte da neve que pode sublimar ( $E_{neve}$ ). Assim, a evaporação da superfície ( $E$  na Equação 2.1) pode ser decomposta em suas componentes, tal que:

$$E = E_I + E_{solo} + E_{trans} + E_{neve}. \quad (2.4)$$

A distinção entre elas é uma característica importante, uma vez que reagem a diferentes escalas de tempo. A  $E_I$  normalmente ocorre dentro de algumas horas após um evento de precipitação. A  $E_{solo}$  é um pouco mais lenta, com dependência do conteúdo de umidade do solo e escala de tempo típica de um a poucos dias. A  $E_{trans}$  muitas vezes age em escalas de tempo muito mais longas. Isso porque a transpiração das plantas depende do déficit na pressão de vapor d'água atmosférico, da temperatura das folhas e da condutância estomatal do vapor d'água. A condutância estomatal é regulada pelo potencial de água na folha, pelo déficit na pressão vapor d'água atmosférico e pela temperatura. Adicionalmente, a transpiração do dossel depende da velocidade do vento. Além disso, há dependência da umidade contida em maiores profundidades do solo, apresentando escalas de tempo típicas da ordem de algumas semanas a meses. A  $E_{neve}$  consiste em três componentes distintas (a) sublimação do dossel, (b) sublimação da cobertura de neve no solo e (c) sublimação devido ao vento. Cada uma destas categorias apresentam processos e escalas temporais diferentes. Os processos de sublimação dependem da região do globo (ária ou com cobertura vegetal) e de fatores locais como o déficit na pressão de vapor d'água atmosférico. Assim, a escala de tempo típica da  $E_{neve}$  é bastante variável abrangendo escalas de tempo típicas da ordem de alguns dias a meses.

Ao longo desta tese, o termo “evaporação da superfície” será utilizado para se referir a  $E$  (soma de todas as componentes individuais), como mostrado na Equação 2.4. Da mesma forma, o “fluxo de calor latente” será referido como  $\lambda E$ .

## 2.4 Interações superfície–atmosfera

Os processos atmosféricos e da superfície continental interagem por meio de complexos mecanismos. Por meio da fotossíntese, da respiração das plantas e de processos que envolvem os organismos vivos, pode-se notar variações nos gases do efeito estufa, em particular o  $CO_2$ . Este gás tem papel importante em escalas de tempo mais

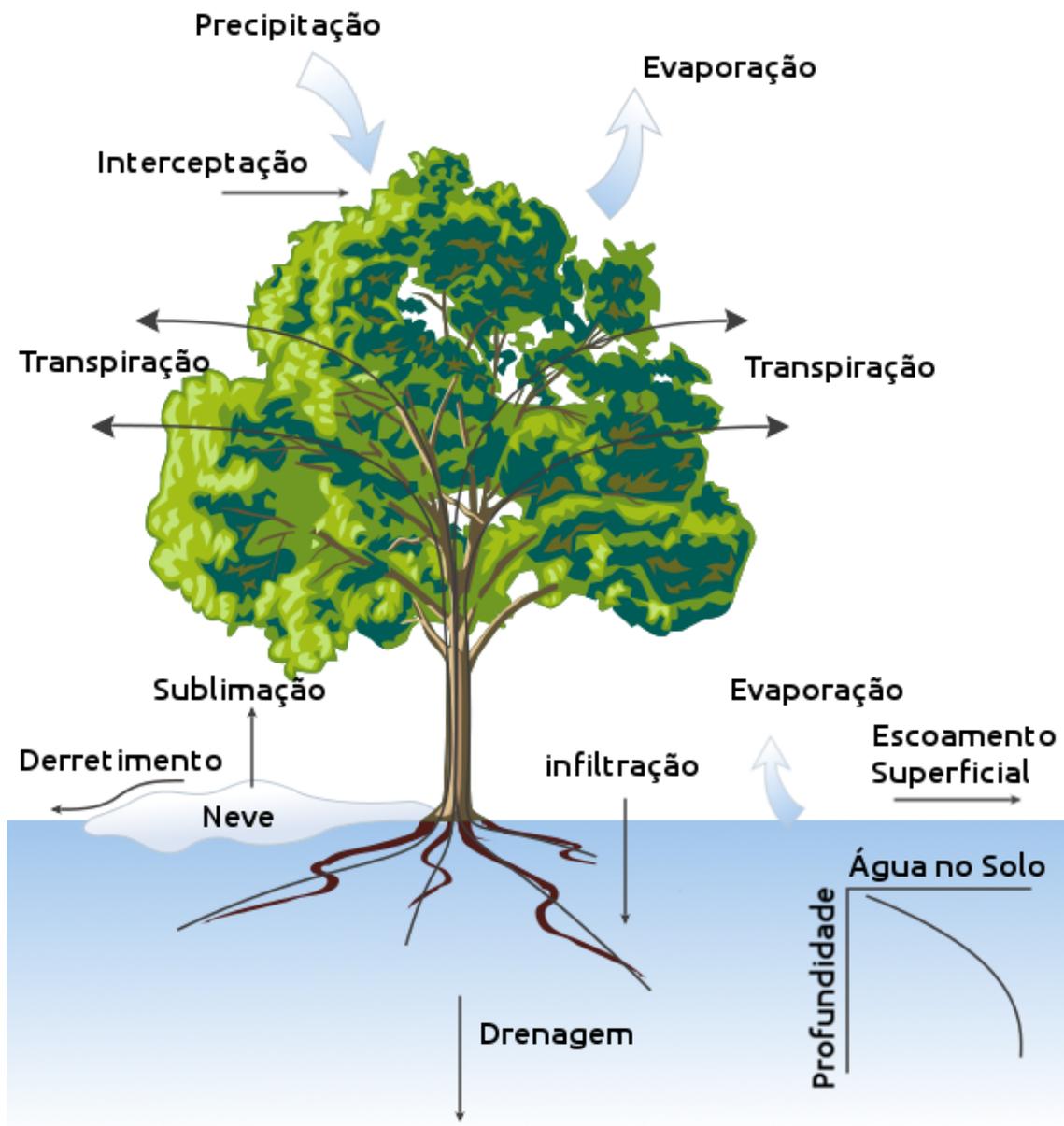


Figura 2.4 - Processos dentro do balanço de água na superfície. Comparado com a Figura 2.3 (à direita) a distinção entre os componentes de evaporação da superfície (evaporação da superfície, transpiração das plantas, evaporação da interceptação, sublimação da neve) é feito explicitamente.

Fonte: Adaptado de Bonan (2008).

longas, impactando fortemente o clima (SOLOMON et al., 2007). Em curtas escalas de tempo, as mudanças na água e na energia, relacionadas principalmente pela umidade do solo a partir da evaporação, podem ser mais relevantes (SENEVIRATNE et al., 2010). Nesta Seção, será apresentada uma breve revisão sobre a umidade do solo e as suas propriedades, seguido de uma visão geral das interações entre os processos da superfície continental e atmosfera, mediadas pela umidade do solo.

#### 2.4.1 Definições de umidade do solo

Geralmente define-se como umidade do solo a água que está contida na zona não saturada do solo (HILLEL, 1998), também conhecida como zona de aeração ou zona vadosa. Na prática, somente uma fração do conteúdo de água no solo é relevante ou mensurável. Assim, é necessário que a umidade do solo seja considerada em relação a um determinado volume. A Figura 2.5 apresenta um diagrama esquemático representando as zonas de solo saturado e não saturado, em que A e B expressam dois volumes distintos de umidade do solo. Note que no cálculo da umidade, leva-se em consideração também a zona das raízes.

A umidade volumétrica do solo ( $\theta$ , dada em  $m^3_{H_2O}/m^3_{solo}$ ), que representa o volume de água contido em um determinado volume de solo  $V_{solo}$  (veja volumes A ou B na Figura 2.5) é definida como:

$$\Theta = \left( \frac{\text{Volume de Água no } V_{solo}}{V_{solo}} \right). \quad (2.5)$$

A princípio, a Equação 2.5 pode ser utilizada para múltiplas escalas. Dependendo do método de medida ou aplicação, ela pode ser utilizada desde poucos centímetros cúbicos até vários quilômetros cúbicos. Nos modelos hidrológicos e da superfície continental, nos quais o solo é dividido em camadas discretas,  $\Theta$  é expressa em  $mm_{H_2O}/mm_{solo}$ . Para uma dada área subsuperficial paralela à superfície, a Equação 2.5 pode ser reescrita utilizando-se a relação entre a altura da água dentro daquele volume ( $h_{H_2O}$ ) e a altura do volume de solo ( $h_{solo}$ ), ou seja,  $\Theta = \frac{h_{H_2O}}{h_{solo}}$ .

A escolha de  $h_{solo}$  depende do tipo de aplicação. Geralmente, a umidade do solo é definida como a água contida na zona não saturada do solo (HILLEL, 1998), enquanto que a água contida na zona saturada é denominada “água subterrânea”. Neste caso,  $h_{solo}$  deve ter a profundidade em que o solo torna-se saturado de água. No entanto, esta profundidade pode mudar e não é conveniente para muitas aplicações. Por exemplo, quando se analisa a evaporação do solo, a umidade contida em seus

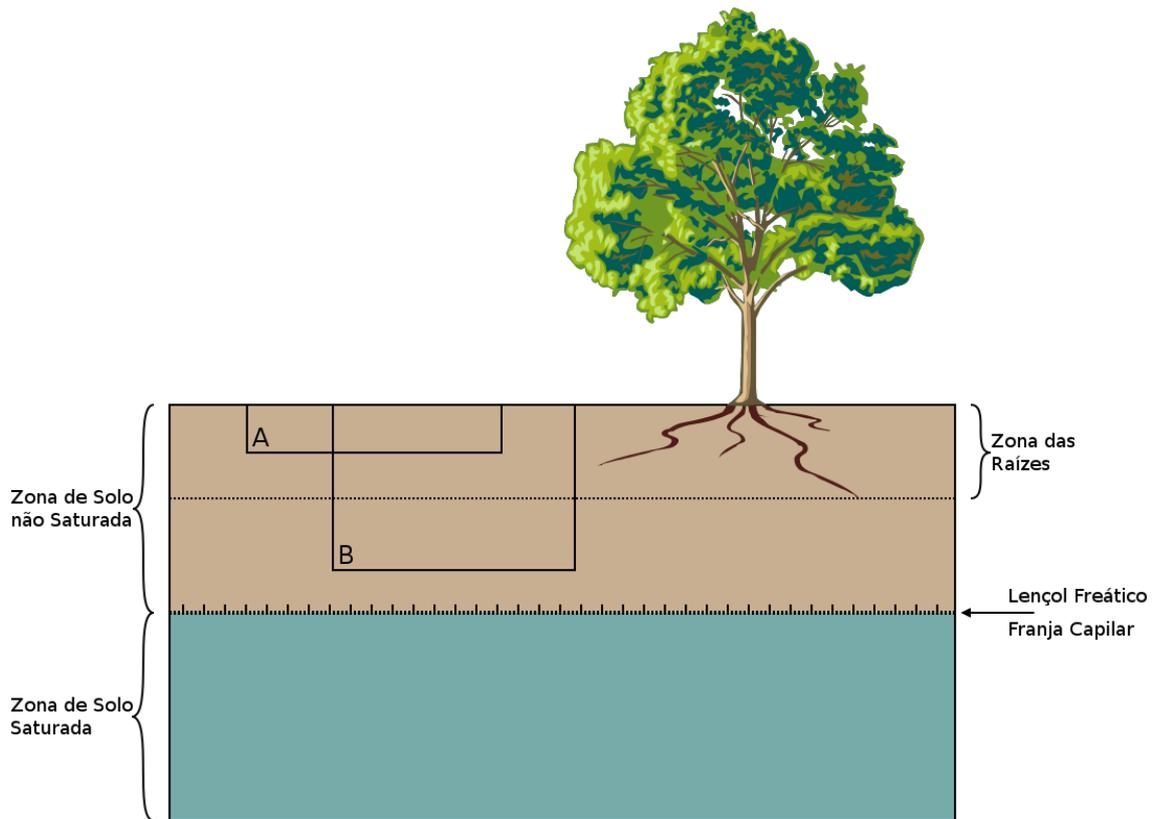


Figura 2.5 - Diagrama esquemático representando as zonas de solo saturado e não saturado. A e B expressam dois volumes distintos de umidade do solo.

Fonte: Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

primeiros centímetros é mais relevante. Nas regiões com presença de vegetação, a  $h_{solo}$  deve ser escolhida de forma a incluir a zona das raízes e assim representar melhor a presença de água disponível para a transpiração das plantas. Nesta tese, serão consideradas ambas as umidades do solo, superficial e na zona das raízes. O termo “umidade do solo” será utilizado como referência para o conteúdo de água disponível em toda a zona não saturada do solo. Quando existir a necessidade de referenciar a umidade do solo em uma determinada camada ou profundidade, será utilizado, por exemplo, “umidade do solo na superfície”, “umidade do solo na zona das raízes” ou ainda, “umidade do solo em X cm de profundidade”, em que X é a profundidade.

#### 2.4.2 A umidade do solo e o sistema climático

Como mencionado na Seção 2.3, a umidade do solo impacta a atmosfera controlando a componente de evaporação ( $E$ ) dos balanços de água e energia da superfície

continental. Serão apresentadas a seguir as interações entre a umidade do solo e a atmosfera com ênfase em seu acoplamento com a evaporação e a precipitação.

### Acoplamento Umidade do Solo – Evaporação

A umidade do solo disponibiliza água para a evaporação (mais especificamente, a evaporação do solo e a transpiração da vegetação), impactando diretamente nas componentes  $E$  e  $\lambda E$  das Equações 2.1 e 2.3. Por meio da modulação de  $\lambda E$ , a umidade do solo também afeta  $H$  na Equação 2.3 e, portanto, ambas temperatura e a umidade na atmosfera (SENEVIRATNE et al., 2010). A umidade do solo pode impactar o particionamento da energia disponível na superfície ( $R_{net} - G$ ),  $H$  e  $\lambda E$ , que pode ser quantificado utilizando-se a Fração Evaporativa (FE), tal que:

$$FE = \frac{\lambda E}{R_{net} - G} = \frac{\lambda E}{H + \lambda E}. \quad (2.6)$$

Outra forma de verificar o particionamento da energia disponível em fluxos de calor e umidade é por meio da razão de Bowen ( $B_w = \frac{H}{\lambda E}$ ). Entretanto, devido à melhor definição dos casos limítrofes, é preferível utilizar FE (CRAGOA; BRUTSAERT, 1996). Na ausência de evaporação, toda a energia disponível é utilizada para  $H$ , e portanto,  $FE = 0$  e  $B_w = \infty$ . Por outro lado, quando toda a energia disponível é utilizada para  $\lambda E$ ,  $H$  é reduzido a 0 e  $FE = 1$ , enquanto que  $B_w = 0$ . No decorrer do dia, a FE é relativamente constante (CRAGOA; BRUTSAERT, 1996; CRAGO, 1996; GENTINE et al., 2007; GENTINE et al., 2011). Para  $\lambda E = H$ ,  $FE = 0,5$ , enquanto  $B_w = 1$ . Assim, verifica-se que  $B_w$  não é muito conveniente, pois varia entre 0 e 1 para  $H < \lambda E$  e entre 1 e  $\infty$  para  $H > \lambda E$ .

Tanto o conteúdo de umidade do solo quanto as condições atmosféricas são capazes de controlar a evaporação (TEULING et al., 2009a; SENEVIRATNE et al., 2010), que é frequentemente expressa como:

$$E = SE_{pot}, \quad (2.7)$$

em que  $E_{pot}$  representa a evaporação potencial (quando o abastecimento de água não é um limitante), e  $S$  é o fator que representa o estresse hídrico, variando de 0 a 1. Geralmente,  $S$  é denominado fator  $\beta$  (SELLERS, 1997), tipicamente definido como: (a) 1 quando a umidade do solo está acima de um limiar crítico específico – a capacidade de campo (CC); (b) 0 quando está abaixo de um valor limite, conhecido

como ponto de murcha permanente (PMP) e, (c) uma função monotônica para valores de umidade do solo intermediários (por exemplo, uma interpolação linear entre os valores de CC e PMP). A disponibilidade de energia ( $R_{net} - G$ ) é um dos fatores mais importantes na determinação de  $E_{pot}$ .

A definição dos regimes de evaporação como função da umidade do solo é um modelo conceitual clássico baseado nos trabalhos de Budyko (1956) e Budyko (1974), que recentemente recebeu destaque nos trabalhos de Koster et al. (2004a), Koster et al. (2009a), Seneviratne et al. (2006a) e Teuling et al. (2009a). Este modelo caracteriza a relação entre a umidade do solo e a FE sob três regimes climáticos distintos, apresentados esquematicamente na Figura 2.6: (i) um regime úmido, caracterizado por altos valores de umidade do solo ( $\theta > \theta_{CC}$ ) e  $FE = FE_{max}$ ; (ii) um regime seco, caracterizado por baixos valores de umidade do solo ( $\theta < \theta_{PMP}$ ), com  $FE = 0$  e (iii) um regime de transição, caracterizado por uma forte relação entre a umidade do solo e a FE.

Em analogia, são definidos dois regimes de evaporação, ambos caracterizados pela FE: um limitado pela disponibilidade de energia e outro limitado pela disponibilidade de água. Nas regiões com climas secos ou de transição (geralmente, as regiões que apresentam um clima de transição estão localizadas na fronteira entre as regiões secas e úmidas), a evaporação é limitada pela disponibilidade do conteúdo de umidade do solo. Por outro lado, nas regiões de clima úmido, a FE é controlada pela disponibilidade de energia. Ressalta-se que outros processos, por exemplo, controlados pela vegetação, podem modular a  $FE_{max}$ , porém não serão discutidos em detalhes neste trabalho.

Além dos processos mencionados anteriormente, a umidade do solo também é responsável pelo particionamento da precipitação em escoamento superficial e infiltração. Quando o solo está saturado, a água não é mais infiltrada e passa a escoar. Para valores de umidade do solo abaixo daqueles de saturação, parte da água passa a infiltrar no solo, repondo o armazenamento de água. Em escalas de tempo mais longas, o conteúdo infiltrado repõe o armazenamento subterrâneo.

### **Retroalimentação entre a umidade do solo e a temperatura**

De acordo com a Equação 2.6, pode-se inferir outro importante impacto da umidade do solo sobre o clima, relacionado às variações na temperatura do ar próximo à superfície. Ao limitar o montante de energia para  $\lambda E$ , a maior parte estará disponível para  $H$ , contribuindo para o aumento da temperatura. Diversos trabalhos vêm dando

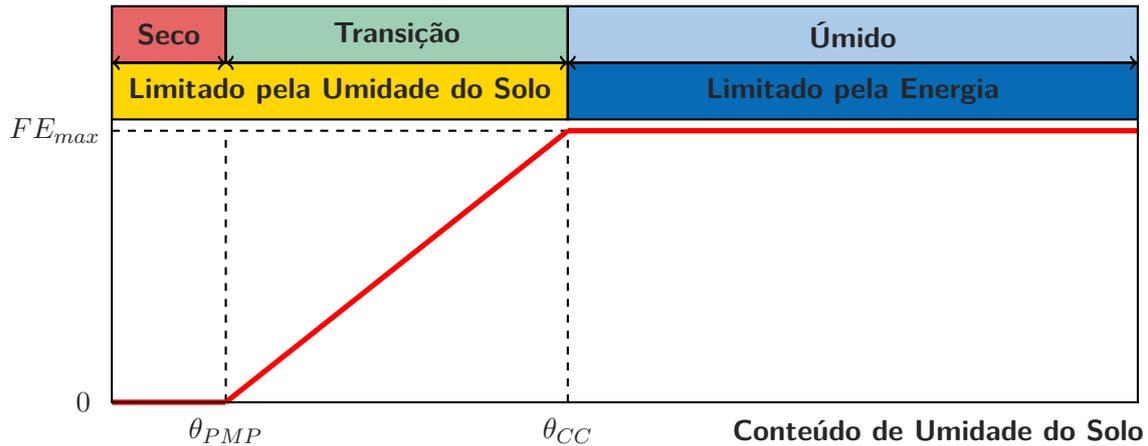


Figura 2.6 - Diagrama esquemático representando os regimes de umidade do solo com o correspondente regime de FE (linha vermelha). O termo  $FE_{max}$  representa a evaporação efetiva máxima;  $\theta_{PMP}$  representa o valor da umidade do solo no PMP e  $\theta_{CC}$  representa o valor da umidade do solo na CC. Os valores de FE são obtidos pela Equação 2.6.

Fonte: Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

ênfase a esta interação, e em particular, mostram que a variabilidade da temperatura durante o verão é afetada pelo conteúdo de água presente no solo (SENEVIRATNE et al., 2006b; SENEVIRATNE et al., 2010; MUELLER; SENEVIRATNE, 2012). Este processo ocorre devido à memória da umidade do solo, ou seja, como suas condições antecedentes podem influenciar na temperatura. Quesada et al. (2012) demonstraram que défices de umidade do solo em conjunto com condições meteorológicas propícias tornam-se ingredientes preponderantes para a ocorrência de ondas de calor sobre a Europa. Por outro lado, solos úmidos contribuem para reduzir este tipo de fenômeno (VAUTARD et al., 2007; DIFFENBAUGH et al., 2007; HIRSCHI et al., 2011; MUELLER; SENEVIRATNE, 2012; LINGYUN; JINGYONG, 2015).

### Retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação

Pela modulação da FE, a umidade do solo pode também impactar na precipitação (SENEVIRATNE et al., 2010). De um lado, há o controle do montante de evaporação  $E$  e conseqüentemente, água disponível na atmosfera para a precipitação. Por outro lado, a umidade do solo também impacta a Camada Limite Planetária (CLP) por meio de  $H$  e  $\lambda E$ , alterando a temperatura e umidade e afetando seu desenvolvimento vertical. Este fator é crucial para o disparo convectivo (GENTINE et al., 2013), especialmente sobre a Bacia Amazônica, onde a precipitação tem um ciclo

diurno marcado pela ocorrência dos picos de precipitação horas depois do máximo de radiação solar. [Bechtold et al. \(2004\)](#) e [Santos e Silva et al. \(2012\)](#) demonstraram por meio de estudos numéricos que a melhoria na representação do ciclo diurno da precipitação sobre a região tropical da América do Sul está associada à melhor representação do disparo convectivo quando o esquema de parametrização convectiva é acoplado a  $H$  e  $\lambda E$ . Além da influência na CLP, gradientes espaciais de FE podem provocar uma circulação de mesoescala ([TAYLOR; ELLIS, 2006](#)) que podem levar à geração de convecção local ([TAYLOR et al., 2011](#)).

A retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação é amplamente discutida na literatura ([GEVAERD et al., 2006b](#); [CANDIDO et al., 2006](#); [SENEVIRATNE et al., 2010](#)). Assim, uma visão mais abrangente sobre as discussões atuais será apresentada na Seção 2.5.

## 2.5 Retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação

A retroalimentação e o acoplamento entre a umidade do solo e a precipitação podem ser representados como um circuito fechado entre a umidade do solo, a FE e a precipitação. Como apresentado na Figura 2.7, este circuito é composto por três passos, a saber ([SENEVIRATNE et al., 2010](#)):

- (A) Acoplamento umidade do solo–evaporação: como discutido na Seção 2.4.2, esta relação é mais relevante nas regiões de transição entre climas secos e úmidos. Esta etapa do circuito apresenta uma retroalimentação potencialmente negativa, uma vez que altos valores de umidade do solo levam a altos valores de FE (e portanto de  $\lambda E$ ). Conseqüentemente, tem-se o esgotamento mais rápido da umidade do solo ([SENEVIRATNE et al., 2010](#)), o que tende a diminuir sua anomalia inicial. Para que ocorra uma retroalimentação positiva com a precipitação, a reposição da umidade do solo por meio do aumento da precipitação (via **A**, **B**, **C**) deve exceder o decréscimo adicional resultante do aumento da evaporação ([BOÉ, 2013](#)).
- (B) Acoplamento evaporação–precipitação: a entrada de calor e umidade na atmosfera correspondente às mudanças na FE impactam na precipitação subsequente. Mais complexo, este mecanismo envolve um grande número de processos. Até mesmo o sinal do acoplamento não apresenta um consenso na literatura. Alguns trabalhos mostram um acoplamento positivo ([SCHÄR et al., 1999](#); [PAL; ELTAHIR, 2001](#); [FINDELL et al., 2011](#)), enquanto outros apresentam um acoplamento negativo ([COOK et al., 2006](#); [WEI et](#)

al., 2008; TAYLOR et al., 2012) e até mesmo ambos sinais de acoplamento, dependendo das condições atmosféricas, (FINDELL; ELTAHIR, 2003a; EK; HOLTSLAG, 2004) da região considerada (FINDELL; ELTAHIR, 2003b) ou das parametrizações utilizadas no modelo (HOHENEGGER et al., 2009). Há uma série de retroalimentações positivas e negativas na relação **B**, as quais não estão representadas na Figura 2.7. Por exemplo, a FE pode afetar a cobertura de nuvens, modificando  $R_{net}$  e, portanto, ambos  $H$  e  $\lambda E$ , fornecendo potenciais ramos de retroalimentação.

- (C) Impacto da precipitação na umidade do solo pela reposição de água no solo: esta relação pode ser considerada como relativamente direta e bem compreendida (SENEVIRATNE et al., 2010). Como discutido na Seção 2.3, ela depende do particionamento de precipitação em interceptação, escoamento e infiltração no solo. O acoplamento umidade do solo–precipitação (**A–B**), e em particular o acoplamento FE–precipitação (**B**) ainda implica grandes incertezas. Estes dois acoplamentos são o foco das seções seguintes.

No decorrer deste texto, o termo “retroalimentação” refere-se ao circuito fechado de interação, enquanto o termo “acoplamento”, ao impacto em apenas um sentido (impacto de uma variável na outra). Em particular, a “retroalimentação umidade do solo–precipitação” refere-se ao circuito completo apresentado na Figura 2.7 (**A–C**), enquanto que o “acoplamento FE–precipitação”, à relação **B** (impactos da FE na precipitação).

### 2.5.1 Mecanismos físicos

A umidade do solo (ou a FE) pode impactar a precipitação por meio de processos diretos e indiretos. Estes podem ser encontrados na literatura em quatro categorias, a saber:

- (I) Efeito Direto: reciclagem de precipitação;
- (II) Efeito Indireto: acoplamento local;
- (III) Efeito Indireto: indução de circulação de mesoescala;
- (IV) Efeito Indireto: impactos na circulação de grande escala.

O processo (I) é relativamente simples: a entrada de umidade absoluta na atmosfera a partir de  $\lambda E$  fornece água adicional que cai novamente sobre a superfície como

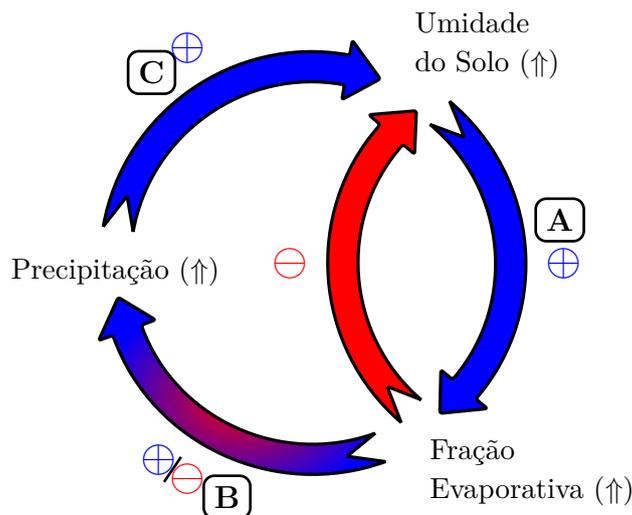


Figura 2.7 - Diagrama esquemático do círculo de retroalimentação e acoplamento entre a umidade do solo e a precipitação. A seta azul (positiva) indica o processo levando a uma retroalimentação positiva entre a umidade do solo e a precipitação (umedecimento para uma anomalia positiva e ressecamento para uma anomalia negativa de umidade do solo), a seta vermelha (negativa) indica uma retroalimentação potencialmente negativa de esgotamento da anomalia original de umidade solo. A seta azul-vermelha indica a existência de ambos sinais de retroalimentação (positivo e negativo) entre a FE e as anomalias de precipitação. As letras (A), (B) e (C) referem-se aos diferentes processos de retroalimentação.

Fonte: Adaptado de Seneviratne et al. (2010).

precipitação. Sua “reciclagem” é a quantificação deste processo, dada pela fração da precipitação que vem a partir de  $\lambda E$  local, para uma determinada escala espacial.

As outras três categorias relacionam-se a efeitos indiretos da umidade do solo na precipitação. Estes processos sugerem que a precipitação convectiva está em grande parte associada aos fluxos turbulentos de superfície. Diferentemente, a precipitação estratiforme ou de grande escala (por exemplo, proveniente de sistemas frontais) deve ser resultado de fatores associados à circulação de grande escala.

O acoplamento local (processo II) tem atraído grande atenção nas últimas duas décadas (SCHÄR et al., 1999; PAL; ELTAHIR, 2001; FINDELL; ELTAHIR, 2003a; EK; HOLTSLAG, 2004; SANTANELLO et al., 2009; HURK; MEIJGAARD, 2010; FINDELL et al., 2011; SENEVIRATNE et al., 2010). Este processo implica em impactos indiretos na estabilidade e crescimento da CLP, e portanto, na ocorrência da precipitação. Os efeitos não estariam associados à entrada de umidade por meio de

$\lambda E$ , mas o seu papel (bem como o papel de  $H$ ) em modular a CLP e consequentemente os processos convectivos locais. A água utilizada para a precipitação pode ser advectada de locais remotos (por exemplo, pode ser originário da evaporação das águas oceânicas), mas as condições locais seriam determinantes para o disparo da convecção e resultante ocorrência de precipitação.

A geração de circulações de mesoescala (processo III) tem sido sugerida como uma parte importante do acoplamento umidade do solo–precipitação (GEVAERD et al., 2006b; TAYLOR et al., 2011). A circulação de mesoescala induzida pela umidade do solo foi diagnosticada pela primeira vez a partir de dados de satélite sobre a região do Sahel (TAYLOR; ELLIS, 2006). Sugeriu-se a existência de um acoplamento espacial negativo: a convecção profunda estava associada à formação preferencialmente sobre as áreas mais secas próximas de solos úmidos como resultado do vento induzido por gradientes de pressão devido às diferenças no  $H$ . Outras análises, com base em medições realizadas durante campanhas experimentais, apoiam esta hipótese (TAYLOR et al., 2007).

Por fim, os impactos por meio da circulação em grande escala (processo IV) poderiam acontecer quando fortes gradientes na umidade do solo (ou FE) impactam a pressão atmosférica. Fischer et al. (2007) sugeriu que as condições secas no verão de 2003 sobre a Europa podem ter reforçado um sistema de alta pressão. Isto contribuiu para a manutenção de uma região de subsidência, reforçando a ocorrência de uma onda de calor e inibindo a ocorrência de precipitação. Estudos numéricos de sensibilidade, que utilizam cenários extremos, com a remoção da evaporação da superfície, também têm demonstrado o impacto da umidade do solo sobre a circulação de grande escala (SHUKLA; MINTZ, 1982; CANDIDO et al., 2006; GOESSLING; REICK, 2011).

Na prática, diferentes processos podem agir simultaneamente, sendo difícil distingui-los. Por outro lado, a reciclagem de precipitação e os impactos sobre a circulação de grande escala podem ser menos relevantes do que os processos locais (WEI et al., 2012). Em particular, Guo et al. (2006) demonstraram que o acoplamento umidade do solo–precipitação age principalmente sobre a convecção profunda, relacionada principalmente a efeitos locais. Lee et al. (2012) sugerem que os efeitos indiretos, combinando o acoplamento local e a convergência de grande escala, afetam a transpiração sobre a Amazônia. Esta por sua vez não só contribui para a precipitação, mas também reduz a sua variabilidade. Nas próximas seções, alguns destes processos são abordados com maiores detalhes. Particularmente os processos II e III estão de certa forma relacionados, e por isso, serão abordados em conjunto.

### 2.5.1.1 Reciclagem de precipitação

Historicamente, as primeiras investigações sobre o acoplamento umidade do solo–precipitação concentraram-se no conceito de reciclagem. Também denominada de reciclagem de umidade, desde os primeiros estudos (BENTON et al., 1950) foram introduzidas diferentes formulações para suas estimativas.

Em geral, a reciclagem de precipitação é quantificada pela taxa local ( $\rho$ ), que mede a contribuição da evaporação para a precipitação na mesma região (BUDYKO, 1974; BRUBAKER et al., 1993; ELTAHIR; BRAS, 1994). Baseados em modelos de reciclagem do tipo *bulk* (BRUBAKER et al., 1993; SAVENIJE, 1995a; SAVENIJE, 1995b; ELTAHIR; BRAS, 1996), tais estudos fazem uma relação entre o fluxo horizontal de umidade e a evaporação da superfície continental adjacente. Uma descrição esquemática desse processo é apresentada na Figura 2.8. As setas horizontais indicam o fluxo advectivo de vapor d’água entrando ( $F^+$ ) e saindo ( $F^-$ ) de um volume atmosférico de controle,  $W$  é o conteúdo de vapor d’água contido no ar (movendo-se através do volume de controle),  $E$  é o saldo de evapotranspiração a partir da superfície continental adjacente e  $P$  é o saldo de precipitação na superfície continental adjacente. São indicados, ainda, dois pequenos ramos de precipitação que juntam-se para formar a seta maior indicada por  $P$ :  $P_m$ , de origem local (evaporativa) e  $P_a$ , de origem advectiva. A seta indicando  $E$  também divide-se em dois ramos, representando que uma certa quantidade da água evaporada e/ou transpirada localmente não retorna para a superfície em forma de precipitação. Por outro lado, ela junta-se ao reservatório atmosférico de vapor d’água, sendo advectada para fora do volume de controle. O processo descrito na Figura 2.8 pode ainda ser representado matematicamente pela Equação 2.8, aplicada por Brubaker et al. (1993):

$$\rho = \frac{E}{E + 2F^+}, \quad (2.8)$$

em que  $\rho$  é a taxa média local da quantidade de umidade reciclada na precipitação,  $F^+$  é o fluxo horizontal de umidade entrando na região e  $E$  é a evaporação e/ou transpiração da superfície continental adjacente. A reciclagem de precipitação é, portanto, a contribuição da evaporação e/ou transpiração dentro de uma região para a precipitação na mesma região. Esta equação é equivalente à razão entre a precipitação de origem local ( $P_m$ ) e a precipitação total ( $P$ ), também denominada de taxa de reciclagem.

Este tipo de formulação é facilmente aplicado a diferentes tipos de dados, como

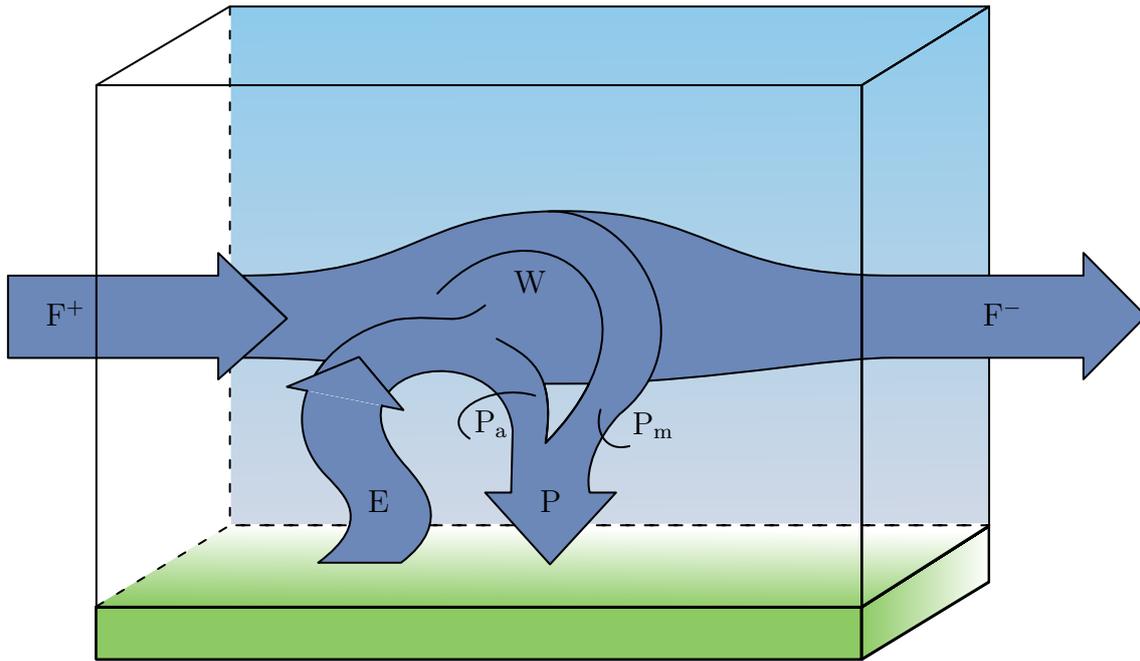


Figura 2.8 - Diagrama conceitual do fluxo de umidade sobre uma região continental. Os termos  $P_m$  e  $P_a$  são, respectivamente, a precipitação a partir da evaporação local e a precipitação a partir da advecção.

Fonte: Adaptado de Brubaker et al. (1993).

saídas de modelo e dados observacionais. Assim, as primeiras quantificações da reciclagem de precipitação indicaram estimativas de aproximadamente 10% a 50%. No entanto, estes resultados dependem do tamanho e da forma da região considerada, bem como da estação do ano. Isto ocorre porque  $E$  depende do tamanho da região estudada. Se a área é reduzida a um ponto, a contribuição da evaporação tende a zero e toda a umidade é transportada pela precipitação. Por outro lado, se considera-se o domínio global, a evaporação substitui totalmente a precipitação. Assim, a reciclagem varia de 0 a 1 dependendo do tamanho da área. Ainda, o  $F^+$  depende do seu próprio diâmetro perpendicular à direção predominante do vento. Estas duas dependências fazem com que a intercomparação de estimativas de  $\rho$  entre diferentes regiões seja limitada (Van Der Ent; SAVENIJE, 2011).

Trenberth (1999) introduziu uma medida local, denominada de taxa de reciclagem local, com o objetivo de evitar as dependências mencionadas. Para isto, a formulação de Brubaker et al. (1993) foi modificada, substituindo-se as integrais espaciais de  $E$  e  $F^+$  por valores locais amplificados por uma determinada escala de comprimento, o que leva a valores que podem ser comparados globalmente. Já Dirmeyer e

Brubaker (2007) utilizam um método mais sofisticado. No lugar de aplicar uma formulação do tipo *bulk*, que implica na utilização de médias temporais, calcularam um grande número de trajetórias reversas (*back-trajectories*) para determinar a fonte da precipitação, representando assim o efeito dos fluxos transientes.

Uma medida alternativa não-local, que não apresenta problemas relacionados à escala, é a taxa de reciclagem continental ( $R_c$ ), em que a região considerada é a superfície continental global. Neste caso, a “umidade reciclada” equivale à “umidade de origem continental” ou à “umidade terrestre” e  $R_c$  equivale à fração da umidade continental contida na umidade total. Em princípio, os modelos de reciclagem do tipo *bulk* podem ser aplicados à superfície continental global, mas as hipóteses seguidas na formulação deste tipo de modelo não estão adaptadas ao tamanho, forma e heterogeneidade dos continentes. Além disso, com o aumento da complexidade da região considerada, o interesse maior é obter a razão de reciclagem espacialmente resolvida, ao invés de um único valor médio. Ao invés disso, as razões de reciclagem continental podem ser calculadas numericamente rastreando a água que é marcada de acordo com sua origem. A partir desta metodologia, e utilizando dados de reanálise, Van Der Ent et al. (2010) estimaram que aproximadamente 40% da precipitação média global sobre o continente é proveniente da evaporação continental. Van Der Ent e Savenije (2011) mencionam que as escalas de comprimento para a reciclagem de precipitação variam entre 500–2.000km nos trópicos, 3.000–5.000km em zonas de clima temperado, e mais de 7.000km sobre os desertos, com escalas de tempo de aproximadamente 3–20 dias.

O papel das florestas também foi investigado no contexto da reciclagem de precipitação. Nobre et al. (1991) e Sampaio et al. (2007), por exemplo, demonstraram, por meio de simulações numéricas utilizando MCGA's e cenários de mudança de uso do solo sobre a Amazônia, que quando as florestas são substituídas por outro tipo de vegetação, há um aumento substancial na temperatura média de superfície e uma diminuição da evapotranspiração anual, assim como da precipitação e do escoamento superficial. Sampaio et al. (2007) ainda demonstrou, por meio de experimentos numéricos considerando diferentes níveis de degradação, que quando a floresta é gradualmente substituída por pastagem ou por plantação de soja, pode-se analisar os estados transitórios de cobertura do solo e o reflexo do potencial de expansão agrícola na região. Mais recentemente, Spracklen et al. (2012) verificaram que em 60% das áreas tropicais, o ar que passa sobre densas florestas produz pelo menos duas vezes mais chuva do que o ar que passa sobre áreas desmatadas. Isto sugere que o desmatamento pode reduzir a precipitação nestas regiões por meio

da redução da reciclagem de precipitação. Foi também demonstrado que o impacto negativo do desmatamento no clima não é somente local, mas pode afetar regiões tanto próximas quanto remotas. [Lejeune et al. \(2015\)](#) demonstrou por meio de uma série de experimentos numéricos relativos a cenários climáticos de desflorestamento da floresta amazônica levam a um aumento na temperatura desta região e a uma consequente diminuição nos totais de precipitação.

### 2.5.1.2 Efeito indireto: acoplamento local e circulações de mesoescala

A interação entre a umidade do solo e a precipitação pode ocorrer também de forma indireta por meio do desenvolvimento da CLP, da geração de circulações locais e no disparo da convecção. Regiões de solo seco têm baixa disponibilidade de água para evaporar, e portanto, altos valores de  $H$  e baixos valores de  $\lambda E$ . Por outro lado, regiões de solos úmidos têm altos valores de  $\lambda E$ , e o ar sobre estas áreas é mais frio e mais úmido. Neste caso, o gradiente horizontal de umidade do solo (ou FE) pode induzir uma circulação local na ausência de forçantes de grande escala. Esta, por sua vez, impactaria o gradiente horizontal de pressão, influenciando a ocorrência de precipitação. [Gevaerd et al. \(2006b\)](#) analisou o impacto de diferentes parametrizações convectivas e do uso de campos de umidade do solo espacialmente heterogêneos na formação e desenvolvimento de uma linha seca sobre o Estado de Goiás no dia 16 de outubro de 2002 utilizando o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS). Os autores utilizaram estimativas de umidade do solo obtidas a partir de dados de precipitação estimada por satélite e combinados com um modelo hidrológico. Os resultados indicaram que a utilização de dados mais realísticos de umidade do solo, combinado a um esquema de convecção que melhor representa os processos físicos associados à convecção foi essencial para representar a ocorrência do sistema.

A Figura 2.9 apresenta um diagrama esquemático mostrando a complexidade das interações entre a FE e a CLP. Mudanças na umidade do solo impactam  $\lambda E$  e consequentemente a umidade e a temperatura do ar. Consequentemente, há uma alteração na estabilidade, no crescimento e no entranhamento de ar ambiente dentro da CLP ([EK; HOLTSLAG, 2004](#)). Utilizando imagens de satélite e dados de superfície, [Rabin et al. \(1990\)](#) estudaram os efeitos da variabilidade espacial da superfície na formação de nuvens convectivas sobre regiões relativamente planas e identificaram que em situações em que a baixa atmosfera está úmida, nuvens convectivas se desenvolvem preferencialmente em regiões com solo úmido. Por outro lado, quando a baixa atmosfera é relativamente seca, o desenvolvimento convectivo pode ser ob-

servado sobre regiões de solos quentes e secos. Isto porque uma pequena fração da energia total ( $H + \lambda E$ ) é necessária para a formação de nuvens em condições de umidade elevada quando  $B_w$  é pequeno ( $FE \rightarrow 1$ ), já que neste caso a camada de mistura se forma em níveis mais baixos e o nível de condensação por levantamento (NCL) é mais reduzido. Por outro lado, quando a atmosfera está seca, tem-se o maior desenvolvimento da camada de mistura, que pode se desenvolver até encontrar o NCL uma vez que há maior  $H$ , esperando-se a formação de convecção em regiões com maiores valores de  $B_w$  ( $FE \rightarrow 0$ ).

Os primeiros estudos que abordaram o conjunto de processos apresentados na Figura 2.9 propuseram teorias que sugerem duas formas pelas quais a umidade do solo impacta a precipitação (ELTAHIR, 1998; ZHENG; ELTAHIR, 1998; PAL; ELTAHIR, 2001). A primeira considera que há um impacto radiativo na superfície via modificações no albedo devido à heterogeneidade da superfície continental. Solos anormalmente úmidos são frequentemente associados a um menor albedo na superfície, resultado da presença de uma vegetação mais verde e densa e também de solos mais escuros. Neste caso, ocorre uma maior absorção da radiação solar incidente pela superfície. Desprezando qualquer impacto gerado na nebulosidade <sup>3</sup>, durante um período anormalmente úmido, a superfície continental é capaz de absorver uma maior quantidade de radiação solar incidente (média) do que durante períodos anormalmente secos, levando a um aumento da  $R_{net}$ .

A segunda teoria supõe que solos anormalmente úmidos geram maiores valores de FE por meio do aumento do  $\lambda E$  e da diminuição do  $H$ . Este processo umidifica a baixa atmosfera e, assim, aumenta a radiação de onda longa descendente devido ao efeito estufa do vapor d'água atmosférico. Ainda, ocorre o esfriamento da superfície, reduzindo a radiação de onda longa que emerge desta (Lei de *Stefan Boltzmann*). Em geral, o aumento da FE resultante da maior disponibilidade de umidade no solo contribui para uma maior quantidade de  $R_{net}$  em superfície.

Os dois processos levariam a um acoplamento positivo entre a umidade do solo e a precipitação por meio do aumento da energia na CLP. Algumas destas considerações foram complementadas por experimentos numéricos com o uso de modelos acoplados superfície continental–CLP idealizados, e os estudos mais atuais focam no impacto

---

<sup>3</sup>Um impacto na nebulosidade pode ter um papel importante na resposta do saldo de radiação em superfície às mudanças na umidade do solo. Se as mudanças na umidade do solo resultarem no aumento da nebulosidade, haverá conseqüentemente um aumento na re-emissão de radiação de onda longa emergente em direção à superfície. Este processo levará a um aumento no  $R_{net}$  em superfície, tendendo a equilibrar uma porção significativa.

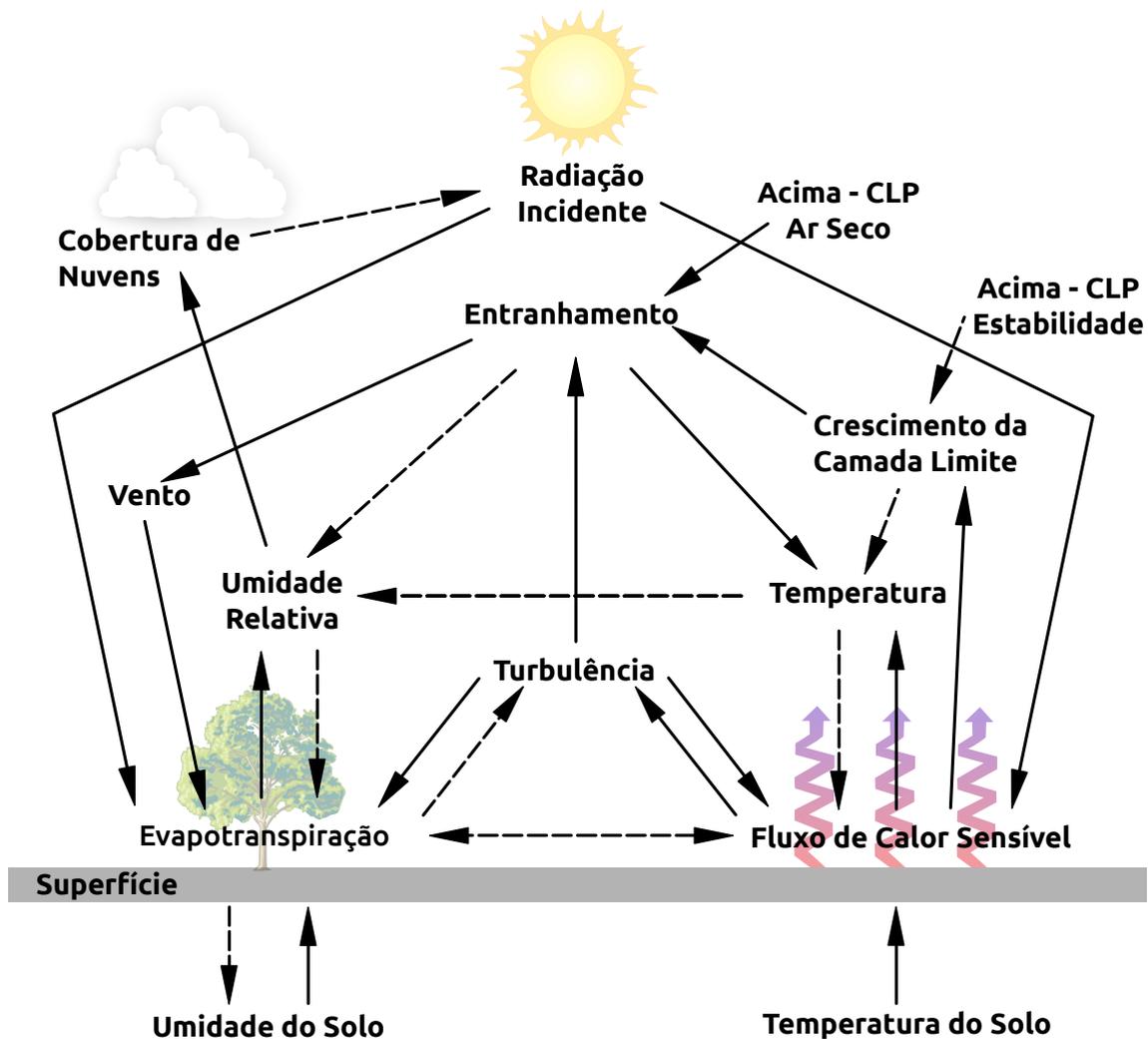


Figura 2.9 - Diagrama representando as interações importantes entre a superfície e a CLP para as condições de aquecimento da superfície durante o dia. As setas sólidas indicam o sentido da retroalimentação que é normalmente positivo (levando a um aumento da variável receptora). As setas tracejadas indicam retroalimentação negativa. Dois processos de retroalimentação negativos consecutivos geram um positivo. Note os muitos circuitos de retroalimentação positiva e negativa que podem levar a um aumento ou a uma diminuição da umidade relativa e da cobertura de nuvens.

Fonte: Adaptado de Ek e Holtslag (2004).

pela FE, uma vez que há limitações pelo impacto do albedo (SENEVIRATNE et al., 2010).

Alguns experimentos numéricos identificaram mecanismos de acoplamento negativo, geralmente relacionados a uma flutuabilidade insuficiente sobre solos secos na pre-

sença de uma camada estável (*capping inversion*) (GIORGI et al., 1996; BELJARS et al., 1996). Utilizando dados de radiossondas e um modelo da CLP, Findell e Eltahir (2003a) demonstraram que o sinal do acoplamento pode depender das condições atmosféricas no início da manhã. A variação temporal e espacial destas pode produzir tanto um acoplamento positivo, quanto um acoplamento negativo dependendo da região (FINDELL; ELTAHIR, 2003b). Este aspecto foi confirmado por Ek e Holtslag (2004), os quais indicaram que o sinal do acoplamento pode depender da estabilidade atmosférica acima da CLP. Simultaneamente, o *Global Land–Atmosphere Coupling Experiment* (GLACE) (KOSTER et al., 2006) mostrou regiões de forte acoplamento, destacando a importância dos mecanismos discutidos. Além disso, segundo Schlemmer et al. (2012), uma retroalimentação radiativa adicional, por meio da cobertura de nuvens, tem um impacto mais fraco do que os impactos da umidade no solo pela FE.

Muitas vezes os estudos observacionais não são capazes de confirmar os resultados dos experimentos numéricos pois há uma quantidade limitada de dados observacionais de umidade do solo e, principalmente, para a obtenção da FE. Além disso, vários fatores fazem com que as análises estatísticas sejam incapazes de estabelecer relações causais. Em primeiro lugar, há uma certa dificuldade em separar os impactos da umidade do solo (ou FE) sobre a precipitação dos impactos da precipitação sobre a umidade do solo. A persistência da precipitação é relatada como um dos principais fatores que levam a esta dificuldade (FINDELL; ELTAHIR, 1997; SALVUCCI et al., 2002; D’ODORICO; PORPORATO, 2004; KOCHENDORFER; RAMÍREZ, 2005; TEULING et al., 2005; D’ANDREA et al., 2006; DALY et al., 2009; WEI et al., 2008). No entanto, a retroalimentação positiva é por si só capaz de induzir a persistência de precipitação – esta característica é o que faz com que seja importante tanto do ponto de vista da previsão de tempo quanto da previsão de clima sazonal (KOSTER et al., 2011). Portanto, é muito difícil estabelecer uma relação que explicitamente responda pela persistência da precipitação e seja capaz de distinguir entre a influência das condições atmosféricas ou da superfície continental (ALFIERI et al., 2008). Em segundo lugar, a covariabilidade detectada entre a umidade do solo (ou FE) e a precipitação pode ser devido ao controle de uma terceira variável (por exemplo, a temperatura da superfície do mar) (NOTARO, 2008; ORLOWSKY; SENEVIRATNE, 2010; SUN; WANG, 2012). Assim, a correlação da umidade do solo com a precipitação subsequente é uma condição necessária, mas não suficiente para estabelecer a existência de um acoplamento.

A tentativa de isolar o efeito da umidade do solo (ou FE) sobre a precipitação

pode gerar uma série de deficiências. Alguns modelos, por exemplo, apresentam uma retroalimentação exagerada entre a umidade do solo e a precipitação (KOSTER et al., 2003; FERGUSON et al., 2012). O projeto GLACE (KOSTER et al., 2006) demonstrou que a umidade do solo impacta substancialmente a precipitação em modelos climáticos globais sobre diversas regiões de transição, mas também revelou uma grande diferença entre os resultados dos diversos modelos analisados (KOSTER et al., 2006). Esta discrepância está relacionada tanto ao acoplamento entre a umidade do solo e a evaporação (processo **A** da Figura 2.7) (GUO et al., 2006; COMER; BEST, 2012) quanto ao acoplamento evaporação–precipitação (processo **B** da Figura 2.7) (WEI; DIRMEYER, 2010). Dirmeyer et al. (2006) destacaram grandes vieses nas simulações do GLACE, não só em variáveis da superfície continental, mas também na sua covariabilidade local e da atmosfera. A segunda fase do GLACE, que se concentrou sobre os impactos da inicialização da umidade do solo no desempenho da previsão subsazonal, e se baseou em modelos mais avançados, mostra um acoplamento superfície–atmosfera muito fraco (KOSTER et al., 2010; KOSTER et al., 2011). Portanto, embora os estudos de modelagem, e em particular na primeira fase do GLACE, apresentem um forte argumento para o acoplamento entre a umidade do solo e a precipitação, a ampla gama de resultados exibida pelos diferentes modelos, e muitas vezes o desempenho em relação aos processos mais relevantes, não corroboram para conclusões claras sobre a existência e o sinal do acoplamento (SENEVIRATNE et al., 2010).

Diversos estudos em que se utiliza modelagem numérica identificam sinais de acoplamento distintos, dependendo das condições atmosféricas ou ano analisado, tais como: Schär et al. (1999), Betts (2004), Betts (2009), Betts e Silva Dias (2010), Meng e Quiring (2010a), Hauck et al. (2011), Mei et al. (2013), Berg et al. (2013) (positivo), Giorgi et al. (1996), Beljaars et al. (1996), Cook et al. (2006), Williams et al. (2012) (negativo) ou Hurk e Meijgaard (2010), Asharaf et al. (2012) (ambos os sinais). A discordância entre os resultados é possivelmente devido às incertezas na representação de diversos processos físicos. Em particular, a parametrização convectiva é complexa e muitas vezes leva a grandes incertezas (CHABOUREAU et al., 2004; GUICHARD et al., 2004). A escolha do esquema pode ainda determinar o sinal de acoplamento (HOHENEGGER et al., 2009). Parametrizações da CLP e modelos da superfície continental também afetam a estimativa do acoplamento (SANTANELLO et al., 2009; SANTANELLO et al., 2011; SANTANELLO et al., 2013). Dirmeyer (2011) sugere que as regiões chave (*hotspots*) do acoplamento de umidade do solo–evaporação estão comprometidas nas reanálises devido à não estacionariedade do sistema de observação, enquanto que conjuntos de modelos da

superfície continental e MCGAs mostram resultados mais consistentes.

A primeira evidência observacional da existência de um acoplamento positivo foi estabelecida por [Koster et al. \(2003\)](#) que verificou este tipo de acoplamento sobre o *Great Plains* nos Estados Unidos da América (EUA). Alguns trabalhos mais recentes, no entanto, confirmaram ([MEI; WANG, 2012](#)), contradisseram ([RUIZ-BARRADAS; NIGAM, 2013](#)) ou ponderaram estes resultados ([MENG; QUIRING, 2010b](#)). Outros estudos sugerem um acoplamento negativo ([MYOUNG; NIELSEN-GAMMON, 2010a](#)), um forte controle atmosférico ([MYOUNG; NIELSEN-GAMMON, 2010b](#); [ZHANG; KLEIN, 2010](#)), e o controle atmosférico sob o sinal ([ROUNDY et al., 2013](#)) ou a força ([AIRES et al., 2014](#)) do acoplamento.

Em escala global, uma análise integrada da reanálise ERA-40, que leva em consideração o ciclo sazonal e a persistência da precipitação, destaca o acoplamento positivo generalizado ([LAM et al., 2007](#)). Outros estudos também sugerem o acoplamento em muitas regiões ([ZENG et al., 2010](#)). Alguns destacam que a predominância da estabilidade atmosférica pode explicar diferentes sinais de acoplamento em regiões distintas ([FERGUSON; WOOD, 2011](#); [WESTRA et al., 2012](#)). Da mesma forma, [Boé \(2013\)](#) distingue entre a situação de acoplamento positivo e negativo utilizando uma abordagem de regime de tempo meteorológico.

Finalmente, [Dirmeyer et al. \(2012\)](#) estudaram o acoplamento entre a umidade do solo e a precipitação sob a perspectiva de climas presentes e futuros, utilizando o modelo operacional do ECMWF ([DIRMEYER et al., 2012](#)) e os modelos do *Coupled Model Intercomparison Project 5* (CMIP5) ([DIRMEYER et al., 2013](#)). Foi observado maior intensidade de acoplamento em escala global, sugerindo um aumento na relevância da retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação para o clima futuro e, portanto, o potencial para melhorias nas projeções climáticas ligadas a uma melhor compreensão desta retroalimentação. Nota-se, no entanto, que esta abordagem sofre das mesmas limitações relacionadas à causalidade, como análises baseadas na observação.

## 2.6 Métodos de inicialização da umidade do solo

Nas seções anteriores foram abordados uma série de mecanismos pelos quais a superfície continental, mais especificamente a umidade do solo, pode afetar a formação da precipitação. Assim, devido ao controle do particionamento da energia disponível em calor latente e sensível, bem como no particionamento da precipitação em escoamento superficial e infiltração, a superfície continental é uma componente

fundamental dos modelos de Previsão Numérica de Tempo e Clima (PNTC) e a inicialização incorreta da umidade do solo nestes modelos pode causar uma estimativa deficiente dos fluxos de superfície degradando a qualidade das simulações numéricas de tempo e clima.

Os estados da superfície continental nos modelos de PNTC podem ser controlados por atualizações regulares de campos de modelos de superfície forçados por observações. Estes são conhecidos como modelos *stand-alone*. O Centro de Meteorologia da Inglaterra, *Met Office*, faz uso dessa aproximação em seu modelo regional, sobre um domínio centrado sobre a Inglaterra (SMITH et al., 2006). O *National Centers for Environmental Protection* (NCEP) opera um sistema similar, chamado *North American Land Data Assimilation System* (MITCHELL et al., 2004, NLDAS), que se destina a fornecer condições iniciais para o seu modelo de PNTC. Nestes exemplos, o modelo de superfície é forçado com uma combinação de observações de superfície (incluindo precipitação), observações de satélite (incluindo radiação), e saída do modelo numérico (incluindo variáveis próximas à superfície, como temperatura, umidade atmosférica e vento).

Este tipo de abordagem evita que erros nas previsões numéricas acumulem-se nas variáveis de estado da superfície, removendo uma das principais fontes de erros nas previsões destes campos. Ao mesmo tempo, estes são produzidos de forma consistente com os vieses dos modelos atmosféricos. No entanto, para aplicações de PNT, a prioridade é a previsão atmosférica precisa e esta abordagem não corrige os erros nos fluxos de superfície no modelo atmosférico, uma vez que não há retroalimentação entre a superfície e a atmosfera neste processo. Além disso, a eficácia desta abordagem é limitada pela disponibilidade de observações de alta qualidade.

### **2.6.1 Assimilação de dados próximos à superfície**

A umidade do solo é uma variável dissipadora, em que erros introduzidos por meio de forçantes atmosféricas (por exemplo a precipitação) se acumulam, fazendo-a afastar-se do estado atmosférico verdadeiro (DRUSCH; VITERBO, 2007). As duas principais abordagens que são utilizadas atualmente para minimizar este problema são: a) inicializar as variáveis de superfície (geralmente a temperatura e umidade do solo) a partir de um modelo de superfície *stand-alone* forçado por observações, ou b) limitar os estados da superfície de acordo com os erros nas previsões de variáveis atmosféricas próximo à superfície.

A segunda abordagem é a mais comumente utilizada, em que no início de cada ci-

clo de análise atmosférica, os estados da superfície são relacionados aos erros nas previsões de curto prazo da temperatura e umidade relativa próximos à superfície continental, tipicamente a 2 metros. Diferentes métodos de assimilação são utilizados para alcançar este objetivo. Um deles é o esquema de OI, desenvolvido no *European Centre for Medium Range Weather Forecasting* (ECMWF) e *Météo-France* (MAH-FOUF, 1991; DOUVILLE et al., 2000; GIARD; BAZILE, 2000) e utilizado por diversos centros operacionais. Em ambos os sistemas, o OI atualiza a umidade do solo a cada 6 horas baseando-se nos erros das previsões de temperatura e umidade relativa próximo à superfície. Os coeficientes do OI que relacionam os erros das variáveis próximo à superfície aos erros da umidade do solo são derivados de um conjunto de 100 simulações de um modelo de uma coluna que foi inicializado com perturbações aleatórias de umidade do solo (DOUVILLE et al., 2000). Os coeficientes foram produzidos pra condições de céu claro com máxima insolação, e foram baseados na hipótese de que os erros das várias próximo à superfície são devido somente aos erros na umidade do solo. Funções empíricas redutoras são aplicadas aos coeficientes para levar em conta períodos em que a interação superfície-atmosfera é reduzida, tais como, forte advecção, precipitação, solo congelado ou coberto por neve, cobertura de nuvens e período noturno. No *Météo-France* e no ECMWF, a temperatura do solo também é analisada, baseado nos erros da temperatura a 2 metros.

Outros centros meteorológicos utilizam variações deste esquema. Por exemplo, o *Met Office* inicializa a superfície continental em seu modelo regional utilizando um modelo *stand-alone* forçado por observações. No entanto, dados de alta qualidade que são utilizados como forçantes para este tipo de abordagem não estão disponíveis globalmente e as variáveis de superfície no modelo global do *Met Office* são inicializadas de acordo com os erros nas previsões das variáveis próximo à superfície. No lugar dos coeficientes empíricos do OI, foi desenvolvido um esquema de *nudging* baseado na umidade do solo, estimando a relação linear entre os erros das variáveis próximas à superfície e as correções na umidade do solo em um modelo físico.

O Serviço de meteorologia da Alemanha (*Deutscher WetterDienst* – DWD) utiliza um método mais sofisticado para relacionar os erros das previsões das variáveis próximas à superfície com as atualizações da umidade do solo. Esta é atualizada uma vez por dia a partir das observações de temperatura realizadas no período diurno, utilizando uma análise variacional simplificada com uma matriz de erro de *background* semelhante a do Filtro de Kalman (HESS, 2001; HESS et al., 2008). Para ser eficiente computacionalmente, a assimilação variacional requer um modelo adjunto, o qual não foi desenvolvido para a maioria dos modelos de superfície. Outros cen-

tros já testaram a assimilação variacional para a superfície a partir de observações utilizando uma minimização interativa da função custo, mas esta opção é computacionalmente cara para uma aplicação com um modelo atmosférico tridimensional completo (BOUYSSSEL et al., 1999). Para evitar o custo computacional de uma minimização interativa, Hess (2001) usou a linearização do modelo de previsão sobre uma janela de assimilação, utilizando a aproximação de Taylor de primeira ordem. Isso permitiu uma solução direta para a minimização da função custo. Este método requer uma previsão adicional (perturbada) para cada elemento do vetor de estado, a qual é obtida por meio de uma única rodada “perturbada” para cada variável de estado da superfície, desprezando as interações horizontais das variáveis próximas à superfície e realizando uma análise independente para cada ponto de grade do modelo.

O CPTEC–INPE utiliza no modelo regional BRAMS um campo de umidade do solo baseado no trabalho de (GEVAERD et al., 2006b). O esquema desenvolvido para estimativa da umidade do solo utiliza como dados de entrada a estimativa de precipitação antecedente por sensoriamento remoto, com domínio global limitado em latitude entre 50°S e 50°N, com resolução espacial de aproximadamente 30 km e temporal de 3 horas. Os mapas de umidade do solo são gerados diariamente a cada 12 horas (00UTC e 12UTC) para o domínio entre 40°N - 50°S e 120°W - 60°E. Trata-se de um campo tridimensional, composto por 8 camadas verticais de solo (0-0.025m, 0.025-0.09m, 0.09-0.19m, 0.19-375cm, 0.375-0.75m, 0.75-1.375m, 1.375-2.125m e 2.125-3.25m), onde a precipitação é distribuída respeitando as propriedades edáficas e o perfil de raízes dos biomas considerados. Um modelo multicamadas realiza o prognóstico de umidade no solo.



### 3 DADOS E METODOLOGIA

Neste Capítulo serão apresentados os dados e a metodologia geral utilizados para o desenvolvimento do presente trabalho. Como descrito nos objetivos, propõe-se estudar o grau de acoplamento superfície-atmosfera do MCGA-CPTEC, aplicar uma metodologia de assimilação de dados para melhorar os estados do conteúdo de água no solo e, assim, melhorar as simulações do MCGA-CPTEC. Para que sejam alcançados os objetivos propostos, este trabalho foi dividido em duas partes fundamentais. A primeira, descrita na Seção 3.3, é destinada à avaliação do acoplamento entre a superfície continental e a atmosfera no MCGA-CPTEC baseado nos trabalhos de Koster et al. (2006) e Guo et al. (2006). Com base nos resultados obtidos na primeira etapa, foi implementado e validado um sistema de assimilação de dados com o objetivo de estimar o conteúdo de água no solo por meio das variáveis temperatura do ar e umidade relativa em 2 metros. Buscou-se com isto atingir o objetivo principal que foi a melhoria da inicialização da umidade do solo no modelo. No Capítulo 2, verificou-se que o conteúdo de água no solo pode impactar a produção de precipitação de diferentes formas, assim é importante que o conteúdo de água presente no solo seja bem representado no MCGA-CPTEC. Nas últimas décadas, uma série de técnicas para a assimilação de umidade do solo foram desenvolvidas, tanto utilizando dados convencionais quanto estimativas por sensores a bordo de satélites. Propõem-se utilizar um método clássico, que é utilizado pelos principais centros operacionais e de pesquisa em PNTC. Ele relaciona os estados da superfície continental aos erros nas previsões de curto prazo da temperatura e umidade relativa próximos à superfície continental. A forma como são relacionados esses erros é descrita na Seção 3.4.

#### 3.1 O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC-INPE (MCGA-CPTEC)

Segundo Bonatti (1996), O MCGA-CPTEC tem sua origem naquele utilizado para previsão de tempo de médio prazo do NCEP (então *National Meteorological Center* – NMC) em 1985. Denominado *Medium Range Forecasting Model* (MRF), o modelo era uma combinação do código espectral global desenvolvido pelo NCEP e as parametrizações físicas de escala de sub-grade desenvolvidas no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) na Universidade de Princeton nos Estados Unidos da América (EUA). Ele foi transferido ao *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA), onde foram adicionados, a princípio, cálculos diagnósticos para um melhor entendimento

dos processos físicos simulados e de sua importância relativa (BONATTI, 1996). O CPTEC adotou a versão 1.7 do COLA e, desde então, o MCGA–CPTEC passou por mudanças substanciais, desde modificações no tipo de truncamento (de romboidal para triangular), passando por diversas reformulações no código computacional até modificações nos algoritmos de pré e pós processamento. Mais recentemente, em janeiro de 2016, o MCGA–CPTEC foi atualizado para uma versão com resolução espacial de 20 km e diversas modificações nos processos físicos, passando a ser denominado de *Brazilian Global Atmospheric Model* (BAM). Entretanto, nesta tese o termo MCGA–CPTEC ainda será adotado como referência ao modelo.

O MCGA–CPTEC é utilizado operacionalmente em PNTC e pesquisas têm sido realizadas para representar processos de transporte de traçadores (YOSHIDA, 2015). A resolução padrão utilizada em previsão climática sazonal é a T62L28, em que T62 representa o truncamento triangular na onda zonal de número 62, equivalente a um espaçamento horizontal de aproximadamente 200 km sobre o equador e L28 os 28 níveis verticais utilizando a coordenada sigma (BONATTI, 1996; CAVALCANTI et al., 2002). Para as PNT, o CPTEC/INPE vinha utilizando a resolução T299L64, e mais recentemente passou a utilizar a versão BAM com um espaçamento horizontal de 20 km e 96 camadas na vertical, representado pela versão T666L96.

Os processos de escala sub-grade são parametrizados no MCGA–CPTEC como a interação solo–vegetação–atmosfera, CLP, transferência radiativa na atmosfera, condensação de grande escala e convecção cúmulos profunda e rasa, além da difusão horizontal e vertical.

Segundo Koster et al. (2006), Guo et al. (2006), Wei e Dirmeyer (2010) entre outros participantes do projeto GLACE, a ampla variabilidade da IA encontrada nos MCGA’s estudados por este projeto reside nas diferentes configurações adotadas por cada modelo. Além disso, esta diferença pode estar relacionada tanto à escolha da parametrização convectiva quanto do modelo de superfície continental, ou ainda pela combinação de ambos. Para compreender o papel de ambas as configurações na IA do MCGA–CPTEC, foram realizadas simulações com a combinação entre diferentes parametrizações convectivas e esquema da superfície continental disponíveis que são brevemente descritos na seção seguinte.

### 3.1.1 Parametrizações de convecção profunda do MCGA–CPTEC

Devido à importância da atividade convectiva para a evolução de sistemas de grande escala (ANTHES, 1977), diversos esforços têm sido empenhados para desenvolver e

aperfeiçoar os esquemas de parametrização convectiva ao longo das últimas décadas (KUO, 1965; ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; KUO, 1974; GRELL, 1993; GRELL; DÉVÉNYI, 2002; GRELL; FREITAS, 2014). O objetivo principal de um esquema de parametrização convectiva é representar o efeito líquido exercido por conjuntos de nuvens sobre o ambiente de grande escala (ANTHES, 1977), uma vez a convecção modifica a temperatura e a umidade do ambiente devido ao desentranhamento de massa e à subsidência induzida (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). Também, a convecção age como um mecanismo de transporte de constituintes químicos e aerossóis dos níveis mais baixos para níveis mais altos da atmosfera, gerando impactos em escalas muito maiores do que a da própria nuvem (SANTOS, 2014).

Em geral, as parametrizações convectivas diferem umas das outras de acordo com o tipo de interação que representam. Estas tentam estimar da melhor forma possível o processo de retroalimentação e os controles estático e dinâmico (BETTS, 1974). O primeiro descreve como os termos de transporte e de fonte na escala da convecção modificam os campos de temperatura e a umidade de grande escala (BETTS, 1974; GRELL, 1993), além da distribuição das taxas de aquecimento e secamento ou resfriamento e umedecimento, impostas pela convecção cúmulos. O controle dinâmico determina como o ambiente de grande escala modula a intensidade e a localização da convecção, e é denominado de fechamento em um esquema de parametrização convectiva (BETTS, 1974; GRELL, 1993). O controle estático determina as propriedades termodinâmicas, sendo utilizado tanto na retroalimentação quanto no controle dinâmico (BETTS, 1974; GRELL, 1993).

O MCGA-CPTEC conta com os esquemas de parametrização convectiva do tipo Kuo (KUO, 1965; KUO, 1974) e Grell e Dévényi (2002) (a partir de agora definido como GD). O primeiro é baseado no conceito de balanço de umidade (KUO, 1965; KUO, 1974; ANTHES, 1977; KRISHNAMURTI et al., 1983), enquanto o segundo, no conceito de fluxo de massa (OOYAMA, 1971; YANAI et al., 1973; ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). Enquanto que os esquemas do tipo Kuo consideram que a convecção é mantida pelo fornecimento de umidade a partir da convergência de grande escala, o conceito de fluxo de massa considera que a geração de energia cinética nas nuvens está em estado de equilíbrio com o escoamento de grande escala (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; EMANUEL, 1994). Nesta teoria, assume-se que a convecção modifica os campos de temperatura e umidade de grande escala por meio do desentranhamento e da subsidência compensatória. O primeiro causa resfriamento e umedecimento no ambiente, enquanto a segunda surge para compensar o movimento vertical como consequência da continuidade de massa, causando aquecimento

e secamento (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974).

A parametrização convectiva de GD é baseada naquela desenvolvida por Grell (1993), que considera que a mudança observada na energia disponível para a convecção é conhecida e que pode ser separada em mudanças devido à grande escala (LS) e devido à convecção cumulus (CU), seguindo o conceito de Arakawa e Schubert (1974), tal que:

$$\frac{dAB_{tot}}{dt} = \frac{dAB_{LS}}{dt} + \frac{dAB_{CU}}{dt}, \quad (3.1)$$

em que AB é a energia disponível para a convecção.

GD desenvolveram um esquema de parametrização convectiva para criar um conjunto de física dentro do mesmo modelo, utilizando as mesmas condições iniciais (SANTOS, 2014) para incluir várias hipóteses de fechamento de clássicos esquemas de parametrização convectiva comumente utilizados (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). O esquema de parametrização GD proporciona mais liberdade aos usuários para escolher uma ou mais hipóteses e fechamentos dentro da gama de opções existentes (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). O conjunto consiste em distúrbios em torno dos fechamentos clássicos de Grell (1993), uma versão simplificada de Arakawa e Schubert (1974), Kain e Fritsch (1993), de *low-level omega* (BROWN, 1979; FRANK; COHEN, 1987) e do tipo Kuo (KRISHNAMURTI et al., 1983). Para o controle estático, GD definiram algumas hipóteses que afetam diretamente as redistribuições de calor e umidade, bem como a taxa de precipitação. É utilizada a taxa de entranhamento lateral, que considera que a convergência de massa na corrente ascendente é igual à diferença entre a parte de ar que entranha,  $\mu_{ue}(z, \lambda)$ , e a parte de ar que desentranha na nuvem,  $\mu_{ud}(z, \lambda)$  (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). Neste trabalho, utilizou-se como controle dinâmico da parametrização convectiva o fechamento de Grell (1993). Esta hipótese é baseada na função trabalho da nuvem ( $A$ ), que é uma medida integral da força de flutuabilidade e mede a eficiência da geração de energia cinética (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). Esta escolha evita que seja utilizado o fechamento do tipo Kuo se fosse optado pela média do conjunto. Nesta abordagem, é assumido equilíbrio entre os termos forçantes e a resposta na escala da nuvem, tal que (GRELL; DÉVÉNYI, 2002):

$$-\frac{A' - A}{dt} = \frac{A'' - A}{m'_b dt} m_b, \quad (3.2)$$

em que  $A'$  é a função trabalho da nuvem calculada utilizando os campos modificados pelos termos forçantes e  $A''$  é a função trabalho da nuvem calculada utilizando campos termodinâmicos modificados por uma nuvem com fluxo de massa arbitrário  $m'_b dt$  (GRELL; DÉVÉNYI, 2002).

A função disparo da convecção disponível neste esquema, definida como uma sequência de decisões que determina a ocorrência da atividade convectiva em um ponto de grade do modelo (KAIN; FRITSCH, 1992), é baseada na energia cinética turbulenta (do acrônimo em inglês *Turbulent Kinetic Energy*, TKE) do esquema de parametrização turbulenta da CLP. A função define a distância máxima que a parcela de ar pode ascender partindo do seu nível inicial e dispara a convecção na coluna se ela atingir o NCL, e posteriormente o Nível de Convecção Livre (do acrônimo em inglês *Level of Free Convection*, LFC). O topo das nuvens é obtido a partir do nível de equilíbrio da parcela com o ambiente.

O esquema de parametrização do tipo Kuo determina que existe uma forte correlação entre a ocorrência de convecção cúmulos e a convergência de umidade em grande escala (KUO, 1965; KUO, 1974; ANTHES, 1977). Em vista disso, o autor sugeriu que este parâmetro é uma variável de grande utilidade para parametrizar os efeitos da convecção em modelos de grande escala. Como controle Estático, Kuo (1965) define que a base da nuvem fica no NCL, e a temperatura da nuvem ( $T_c$ ) e sua razão de mistura ( $r_c$ ) são dadas pela adiabática saturada, a partir deste nível. Já o controle dinâmico considera o suprimento de umidade integrado verticalmente, dado por (KUO, 1974):

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot \vec{V} \bar{q} dp \quad (3.3)$$

em que  $M_t$  é a convergência de umidade integrada verticalmente,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\vec{V}$  é a velocidade do vento de grande escala,  $\bar{q}$  é a umidade de grande escala e  $p_s$  representa a pressão na superfície. A intensidade e continuação da precipitação convectiva e as mudanças no perfil vertical da parcela de ar dependem da convergência de umidade em baixos níveis porque o esquema assume que a convecção consome umidade na taxa fornecida pelos campos de vento e umidade de grande escala. O esquema do tipo Kuo assume que parte de  $M_t$  é condensada e precipita  $[(1 - b)M_t]$ , enquanto que uma fração  $b$  é consumida para aumentar a umidade do ar da coluna. Portanto,  $bM_t$  é a fração de umidade,  $(1 - b)M_t$  é a fração precipitante e  $b$  é uma constante prescrita. Espera-se que  $b$  seja menor do que 1 em regiões de

convergência em baixos níveis nos trópicos.

No esquema de Kuo disponível no MCGA–CPTEC, a convecção é disparada quando um valor limiar de convergência de umidade é ultrapassado em uma coluna do modelo que apresenta uma atmosfera condicionalmente instável (KUO, 1974).

### 3.1.2 Modelos de superfície do MCGA–CPTEC

Em geral, os modelos de superfície representam diversos aspectos da superfície terrestre, incluindo sua heterogeneidade. Basicamente, tais modelos contemplam componentes importantes de submodelos relacionados aos processos biogeofísicos da superfície terrestre, ciclos biogeoquímicos, dimensões humanas e dinâmica de ecossistemas. Dentre os diversos processos associados à superfície, tais modelos incluem (HILLEL, 1998):

- composição da vegetação, estrutura e fenomenologia;
- absorção, reflexão e transmitância da radiação solar;
- absorção e emissão de radiação de onda longa;
- fluxos de  $H$  (solo e dossel),  $\lambda E$  (evaporação do solo, do dossel e transpiração) e momento;
- transferência de calor no solo e neve, incluindo mudança de fase;
- hidrologia do dossel (interceptação, Precipitação interna e gotejamento)
- hidrologia da neve (acúmulo e derretimento, compactação, transferência de água entre camadas);
- hidrologia do solo (escoamento superficial, infiltração, redistribuição de água dentro da coluna, drenagem subsuperficial, água subterrânea, extração de água pelas raízes);
- fisiologia estomatal e fotossíntese;
- temperaturas e fluxos de lagos;
- deposição de poeira e fluxos;
- escoamento de rios para os oceanos;
- emissões de compostos orgânicos voláteis;

- Balanço de energia urbano e clima;
- Ciclo de carbono e nitrogênio;
- Dinâmica da mudança do uso do solo;
- Vegetação dinâmica.

O objetivo dos modelos de superfície é simular realisticamente todos estes processos citados, ou pelo menos os principais, e fornecer os fluxos de radiação, momento, calor sensível e calor latente para os modelos atmosféricos (KUBOTA, 2012). Para representar a superfície continental no MCGA–CPTEC, são utilizados os modelos de superfície *Simplified Simple Biosphere Model* (SELLERS et al., 1986), desenvolvido por Xue et al. (1991), denominado SSiB e o *Integrated Biosphere Simulator* (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), denominado IBIS.

O SSiB é baseado na versão simplificada de Xue et al. (1991) do *Simple Biosphere Scheme* (SiB) proposto por (SELLERS et al., 1986). O modelo SiB foi desenhado para fornecer uma descrição precisa das variações diurnas da partição de energia da superfície em  $H$  e  $\lambda E$  (XUE et al., 1991). Os processos associados à vegetação no dossel incluem as resistências à evapotranspiração e aos fluxos de calor, bem como o efeito na interceptação (XUE et al., 1991). As relações entre o SiB com o modelo atmosférico são complexas, e incluem o albedo e a energia na superfície, e a umidade do solo, impondo a necessidade de muitos parâmetros associados (XUE et al., 1991). Isto torna a calibração do modelo uma tarefa complexa, uma vez que a grade de um modelo global tem centenas de pontos, cujas características são particularmente associadas à sua localização, ao bioma presente no ponto de grade, com uma fisiologia própria que pode variar consideravelmente (XUE et al., 1991). Em vista disto foram propostas modificações no modelo SiB para que o mesmo pudesse ter melhor aproveitamento em modelos globais. A simplificação proposta está relacionada à redução de duas camadas de vegetação para uma, com a cobertura da vegetação do solo sendo removida, simplificações na resistência estomatal na zona das raízes e a parametrização dos fluxos de calor e água entre o dossel e atmosfera adjacente utilizando a versão linearizada da teoria de Monin-Obukhov. O SSiB possui oito variáveis prognósticas, a saber: umidade do solo, a fração do conteúdo de água relativo à saturação para três camadas, temperatura do dossel, temperatura próximo à camada de solo, e da camada de solo mais profunda, profundidade de neve sobre o solo e água interceptada sobre a copa. Ele recebe da componente atmosférica os campos de temperatura, pressão de vapor e velocidade do vento do primeiro nível

sigma, taxa de precipitação, ângulo solar zenital, controle de recebimento de chuva ou neve baseado na temperatura em 850 hPa, fluxos de radiação de onda curta e radiação de onda longa na superfície.

O SSiB se comunica com o modelo atmosférico por meio dos fluxos de momento,  $H$  e  $\lambda E$ , bem como a rugosidade e o coeficiente de arrasto para os fluxos de momento. Os fluxos no SSiB são determinados como uma razão entre a diferença de potencial para a resistência. Há três resistências aerodinâmicas correspondentes à resistência entre a superfície do solo e o espaço aéreo do dossel, a resistência entre as folhas do dossel e o espaço aéreo do dossel, e a resistência entre o espaço aéreo do dossel e o nível de referência.

Estas são obtidas como uma função da morfologia da vegetação, do tipo de solo, da velocidade do vento e da diferença de potencial na temperatura correspondente. Além disso, duas resistências adicionais, chamadas de resistência estomatal do tipo *bulk* e resistência da superfície do solo nu são impostas ao fluxo de vapor de água a partir da camada superior do solo e de dentro do dossel para o ar adjacente.  $H$  e  $\lambda E$  se comunicam com o modelo atmosférico por meio da razão entre a diferença de potencial da pressão de vapor (temperatura) entre o altura fonte do dossel e o nível de referência para a correspondente resistência. A interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação pelo dossel e pelo solo são tratados pelo *two stream*, o qual incorpora a radiação incidente em 5 componentes, a saber: visível (difusa e direta), infravermelho próximo (difusa e direta) e infravermelho termal (apenas difusa). O método também permite a múltipla reflexão de luz pelas folhas (XUE et al., 1991).

O modelo de superfície *Integrated Biosphere Simulator* (IBIS) (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000) é baseado no *Land-Surface Transfer Model* (LSX), o qual é responsável pelos processos físicos relacionada à superfície continental (KUBOTA, 2012). O LSX foi desenhado a partir de outros modelos de superfície, tal como o SiB (SELLERS et al., 1986), do qual manteve a maior parte das componentes. Ele representa os balanços de água, de carbono e estrutura da vegetação em ambas as escalas global e regional com base em uma abordagem de modelagem integrada que representa explicitamente a concorrência entre os tipos funcionais de plantas (competição por luz e água) e transfere suas respostas ao modelo atmosférico. Por exemplo, alguns tipos funcionais de plantas (TFP) <sup>1</sup> na camada de vegetação mais superior capturam a luz solar e fazem sombra para a vegetação mais abaixo no dos-

---

<sup>1</sup>Segundo Foley et al. (1996), um tipo funcional de planta é definido por diferenciar várias características ecológicas básicas, tais como: fisionomia básica (árvores e grama), se são perenes e caducifólias, forma das folhas e fotossíntese.

sel. Por outro lado, esta é capaz de absorver primeiro a umidade do solo. Assim, o modelo pode simular mecanicamente a competição entre árvores e gramíneas (FOLEY et al., 1996). O IBIS foi projetado em torno uma hierarquia conceitual que inclui vários módulos, organizados em relação à sua escala temporal característica: processos de superfície da terra (balanços de energia, água e carbono); biogeoquímica do solo (ciclos de carbono e de nitrogênio da planta através do solo); dinâmica da vegetação (competição das plantas por luz, água e, eventualmente, nutrientes); fenomenologia da vegetação (baseado na de grau de crescimento) e acoplamento atmosférico (FOLEY et al., 1996). Diversos processos dos ecossistemas e da superfície terrestre são representados de forma consistente do ponto de vista físico, simulando de forma mais realista a dinâmica da superfície terrestre e processos associados, e conseqüentemente, a composição e estrutura da vegetação.

O modelo IBIS considera duas camadas de vegetação (árvores ou arbustos e gramíneas) (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). Conta-se com a parametrização dos fluxos radiativos e turbulentos através das duas camadas de copa até o solo ou superfície de neve. A precipitação pode ser interceptada pela vegetação e posteriormente escorrer até o solo. Atributos da vegetação, tais como índice de área foliar, fração de cobertura, albedo da folha, entre outros, são obtidos do conjunto global de dados de Dorman e Sellers (1989). A taxa de transpiração das folhas verdes no dossel é considerada em cada passo de tempo, onde a resistência estomatal é parametrizada em função das espécies das classes de plantas, temperatura da folha, radiação solar visível incidente nas folhas e o déficit de pressão de vapor (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). Há uma limitação em função da taxa de absorção máxima de água no solo, que depende da umidade nas camadas. A resistência estomatal é parametrizada em função de variáveis ambientais e considera-se um modelo de solo com oito camadas para simular a temperatura, conteúdo de água e gelo, com espessuras de 0,10; 0,15; 0,25; 0,50; 1,0; 2,0 e 4,0 metros,. A espessura total do solo é de 12 metros para que seja possível simular a profundidade do sistema de raiz de plantas tropicais. O calor sofre difusão de forma linear e a umidade do solo, por processo não linear (CLAPP; HORNBERGER, 1978). O escoamento superficial ocorre quando a diferença entre a evaporação e a taxa de precipitação exceder a taxa de infiltração máxima. A taxa de transpiração é fornecida a partir da remoção da umidade do solo de cada camada que contém as raízes das plantas. O solo congelado é previsto para cada camada de solo e o calor latente de fusão, bem como as quantidades de gelo e líquido são representadas explicitamente. O IBIS também possui um modelo de neve de três camadas utilizado para representar a cobertura de neve no solo e gelo marinho. Considera-se difusão linear do calor na neve e sua

variação de espessura total ocorre devido ao derretimento e precipitação sobre as camadas superiores. A fração coberta por neve é controlada a uma espessura mínima de 15 cm, com ajuste da fração de área com o objetivo de conservar massa (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). Kubota (2012) realizou o acoplamento do IBIS no MCGA–CPTEC a partir de um esquema de camada limite baseado no modelo de (HOLTSLAG; BOVILLE, 1993), de forma que as simulações de curto e longo prazo demonstraram melhor desempenho sobre a América do Sul.

### 3.2 Configuração adotada e dados utilizados nas simulações

Para inicializar o MCGA/CPTEC, utilizou-se como condições iniciais na superfície continental a temperatura superficial sobre continentes e oceanos, cobertura de gelo no mar, umidade do solo, albedo superficial e profundidade de neve. Estas condições de contorno foram inseridas como valores climatológicos nas condições iniciais, com exceção da TSM, que são dados mensais observados (REYNOLDS et al., 2002). Os dados de temperatura superficial e umidade do solo são tomados de Willmott et al. (1985). Os dados de profundidade de neve são baseados no albedo superficial interpolado sobre dados iniciais na rodada do modelo (KINTER et al., 1997). A concentração de ozônio é interpolada de uma tabela climatológica com valores para cada estação e o dióxido de carbono é considerado constante em 345 ppm. Na fronteira superior, a condição de contorno considerada é do tipo cinemático, exigindo que a velocidade vertical no topo da atmosfera seja nula a fim de conservar a massa (KINTER et al., 1997). A convecção rasa utilizada é a de Tiedtke (1983), a radiação de onda curta vem da parametrização CliRAD (CHOU; SUAREZ, 1999), modificado por Tarasova et al. (2006), e a radiação de onda longa é aquela desenvolvida por Harshvardhan e Corsetti (1984) e Harshvardhan et al. (1987).

Nesta tese, são realizadas simulações com o MCGA/CPTEC na resolução T62L28. As condições iniciais atmosféricas são provenientes da reanálise ERA–Interim produzidos com a versão do Cy31r2 do Sistema Integrado de Previsão (IFS – acrônimo em inglês para *Integrated Forecast System*) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), introduzido operacionalmente em setembro de 2006 (BERRISFORD et al., 2011). Maiores detalhes da simulação será apresentado nas seções a seguir. Das reanálises também vem o mapa de topografia.

As principais características do MCGA–CPTEC utilizadas no presente trabalho são resumidas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Principais características do modelo MCGA-CPTEC.

Versão	4.0
Condição inicial	ERA-Interim
Resolução	T062L28
Modelo de Superfície	SSiB (XUE et al., 1991) e IBIS (FOLEY et al., 1996)
Níveis do solo	3 para o modelo SSiB e 8 para o modelo IBIS
Parametrização de cumulus profundos	GD com fechamento Grell (1993) e Kuo (KUO, 1965; KUO, 1974)
Parametrização de convecção rasa	Esquema de Tiedtke (1983)
Radiação de Onda Curta	Esquema CliRAD (CHOU; SUAREZ, 1999), modificado por Tarasova et al. (2006)
Radiação de Onda Longa	Esquema de Harshvardhan e Corsetti (1984) e Harshvardhan et al. (1987)
Coordenada vertical	Sigma
Dinâmica	Euleriana
CLP	Esquema implícito modificado de Holtslag e Boville (1993), implementado por Kubota (2012)
Mapa de topografia	Era-Interim
TSM	NOAA (REYNOLDS et al., 2002), 1° lat/lon
Umidade do solo	Willmott et al. (1985) e assimilação de dados

### 3.3 Estudo do acoplamento superfície–atmosfera no MCGA/CPTEC

Nesta seção serão apresentados os métodos utilizados para o estudo da IA entre a superfície e a atmosfera no MCGA–CPTEC. Fundamentalmente, a metodologia utilizada será baseada nos estudos de Koster et al. (2002) e Koster et al. (2006).

#### 3.3.1 Experimento numérico

O experimento proposto para o estudo da IA superfície–atmosfera consiste de três simulações por conjunto (conjuntos **W**, **R** e **S**, veja Seção 3.3) com 16 membros cada, para os períodos do verão austral e boreal. As simulações para o verão austral foram realizadas para o período de 1º de dezembro de 1993 a 28 de fevereiro 1994, e de 1º de junho a 31 de agosto de 1994 para as rodadas referentes ao período do verão boreal. Estes períodos foram escolhidos para que fosse possível comparar os resultados do MCGA–CPTEC com aqueles obtidos durante o experimento GLACE realizados por Koster et al. (2002) e Koster et al. (2006). O ano de 1994 foi escolhido por Koster et al. (2006) por apresentar condições de TSM próximas à normalidade na região do Niño 3.4, conforme pode ser visto em *Climate Prediction Center da National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA, <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>>). Este mesmo critério foi adotado para escolher o verão que compreende o intervalo de tempo entre dezembro de 1993 e fevereiro de 1994. Em termos de uso de máquina, foram realizados o equivalente a 24 anos de simulação abrangendo os períodos de verão e inverno.

Os membros das simulações por conjunto diferem apenas em suas condições iniciais da superfície continental e atmosférica. Koster et al. (2006) especifica diversas formas para escolher a condição inicial que deverá ser atribuída a cada membro, ficando a critério de cada pesquisa utilizar aquela que mais se adapta à situação proposta. Independente da forma como o modelo foi inicializado, Koster et al. (2006) atribui como requisito fundamental que as condições iniciais sejam totalmente compatíveis com o MCGA utilizado, não sendo permitido que sejam importadas a partir de outro modelo. Para que as especificações sugeridas por Koster et al. (2006) sejam seguidas, foram realizadas inicialmente 16 simulações de longo prazo como o MCGA–CPTEC. Cada um dos 16 membros deste conjunto de simulações foi inicializado com 16 condições iniciais derivadas a partir de campos de 16 dias consecutivos (de 1 à 16 de Janeiro de 1979) da reanálise ERA–Interim. Os campos de temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento e umidade relativa da reanálise ERA–Interim são transformados em coeficientes espectrais de temperatura virtual, divergência, vorticidade, umidade específica e logaritmo da pressão, para serem utilizados como

condição inicial do MCGA–CPTEC. A pressão à superfície foi calculada a partir da altura geopotencial, temperatura do ar e topografia. Para estas simulações, o MCGA–CPTEC foi forçado pela TSM mensal observada. Cada um dos membros deste conjunto foi executado até o mês de agosto de 1994.

A partir desta simulação, foram realizados os experimentos para medir a IA superfície–atmosfera no MCGA–CPTEC. Nesta etapa, os períodos correspondentes a 1 dezembro de 1993 até 28 de fevereiro de 1994 (verão austral) e de 1 de junho até 31 de agosto de 1994 (verão boreal) da simulação AMIP foram utilizados como controle, recebendo o nome de conjunto **W**. Para completar esta primeira etapa do processo para medir a IA superfície–atmosfera, em cada um dos dois períodos (verão austral e boreal), um dos 16 membros do conjunto foi escolhido aleatoriamente, e referenciado como **W1**. A partir deste membro, todas as variáveis prognósticas da superfície continental foram escritas, a cada passo de tempo de integração do MCGA–CPTEC, em um arquivo separado. Este arquivo foi referenciado como **FW1**. Na Figura 3.1 é apresentado um modelo esquemático de como foi realizada esta primeira simulação.

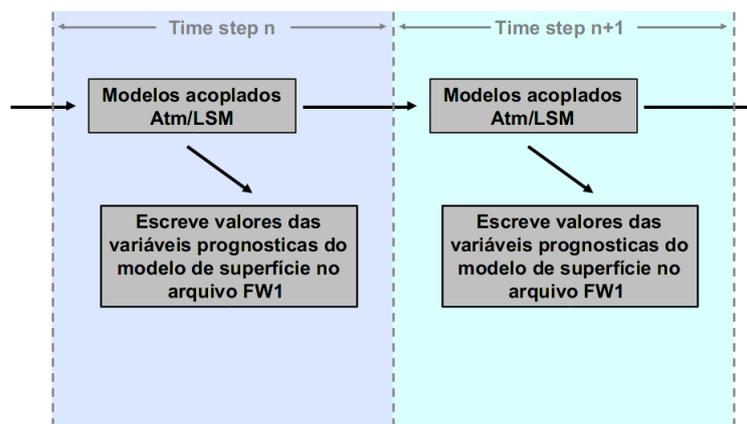


Figura 3.1 - Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto **W**.

Fonte: Adaptado de [Koster et al. \(2006\)](#)

A segunda parte do experimento consistiu em outra simulação com 16 conjuntos, utilizando a mesma TSM observada e cada um dos 16 membros foram inicializados a partir dos *restarts* de 1 de dezembro de 1993 (verão austral) e 1 junho de 1994 (verão boreal) de cada um dos membros da simulação **W**. Neste novo conjunto (referenciado como **R**), todos os membros foram forçados a manter a mesma série

temporal dos estados da superfície continental escritos no arquivo **FW1**, os quais foram produzidos pela simulação **W1**. Obtém-se este efeito descartando-se a cada passo de tempo de cada simulação **R** os valores atualizados de todas as variáveis prognósticas da superfície continental e, em seguida, substituindo-os pelos valores correspondentes para o intervalo de tempo de **FW1**. Na Figura 3.2 é apresentado um modelo esquemático de como será realizada esta simulação.

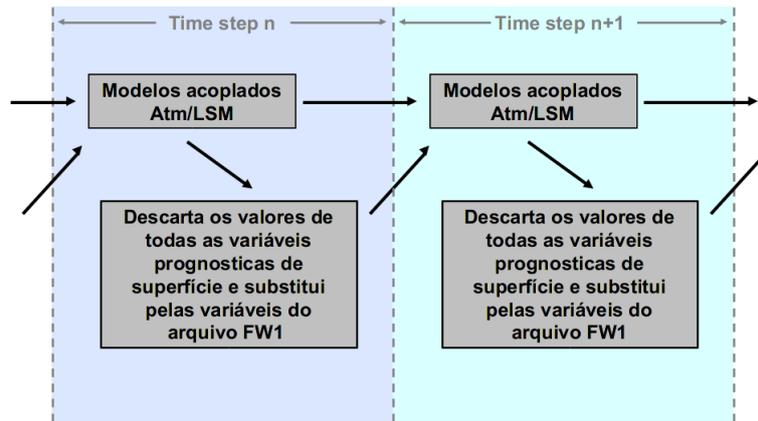


Figura 3.2 - Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto **R**.

Fonte: Adaptado de Koster et al. (2006)

A parte final do experimento (referida como **S**) é equivalente ao conjunto **R**, exceto que somente um pequeno número de variáveis prognósticas da superfície continental serão reinicializadas a cada passo de tempo. Em particular, somente o conteúdo de água no solo associado à zona das raízes, e abaixo desta região, foi reinicializado com os valores provenientes de **FW1**. As variáveis de umidade do solo correspondentes a uma profundidade de 5 cm ou menos a partir da superfície devem evoluir livremente com o modelo, assim como as outras variáveis (temperatura, conteúdo de água interceptada pelo dossel e a umidade do solo mais próxima da superfície), da mesma forma como foi realizado pelo conjunto **W**. Na Figura 3.3 é apresentado um modelo esquemático de como esta simulação será realizada.

Foram realizadas duas análises principais com os conjuntos **W**, **R** e **S**, a saber:

- a) Análise do grau com que as séries temporais de precipitação no conjunto **R** são semelhantes. Se elas forem semelhantes, mesmo depois de subtrair os “efeitos da TSM” e outros sinais intra-mensais, por meio da análise das si-

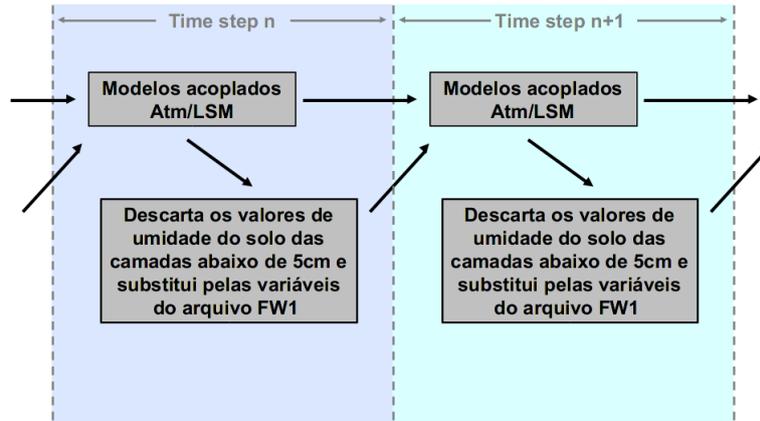


Figura 3.3 - Modelo esquemático da simulação realizada com o conjunto **S**.

Fonte: Adaptado de Koster et al. (2006)

mulações **W**, então pode-se dizer que a evolução da atmosfera é, em parte, regida pelas condições da superfície continental. O grau em que a similaridade nos conjuntos difere entre os modelos fornece uma medida de como as interações superfície-atmosfera variam. O passo de tempo utilizado nas simulações possibilita capturar as variações diurnas na temperatura da superfície e no conteúdo de água interceptado pelo dossel. Então, esta primeira análise focou no acoplamento superfície-atmosfera para as escalas de tempo horária a semanal.

- b) Análise do grau com que as séries temporais da precipitação no conjunto **S** são semelhantes. Este conjunto isola e quantifica o impacto do estado atmosférico relativamente previsível sobre a evolução atmosférica em escala de tempo sazonal. A umidade do solo, em áreas mais profundas, apresenta uma memória muito grande. O solo pode “lembrar” de anomalias secas ou úmidas muito tempo depois que as condições responsáveis pela anomalia foram “esquecidas” pela atmosfera, e este é um aspecto importante da interação superfície-atmosfera, tendo grandes implicações para a previsão sazonal (KOSTER; SUAREZ, 2001). Então, da mesma forma que no item anterior, se a precipitação dos membros no conjunto **S** forem semelhantes, pode-se afirmar que a evolução atmosférica, na escala de tempo sazonal, é, em parte, regida pelas condições da superfície continental.

A forma como a atmosfera é restringida a seguir um determinado aspecto das condições de superfície nos experimentos **R** e **S** podem afetar dois aspectos da variabilidade

da precipitação em um determinado ponto: a amplitude média e a variação temporal (coerência) das anomalias de precipitação. Estes aspectos são distintos, e, como ilustrado na Figura 3.4, uma mudança em uma não implica necessariamente uma mudança na outra.

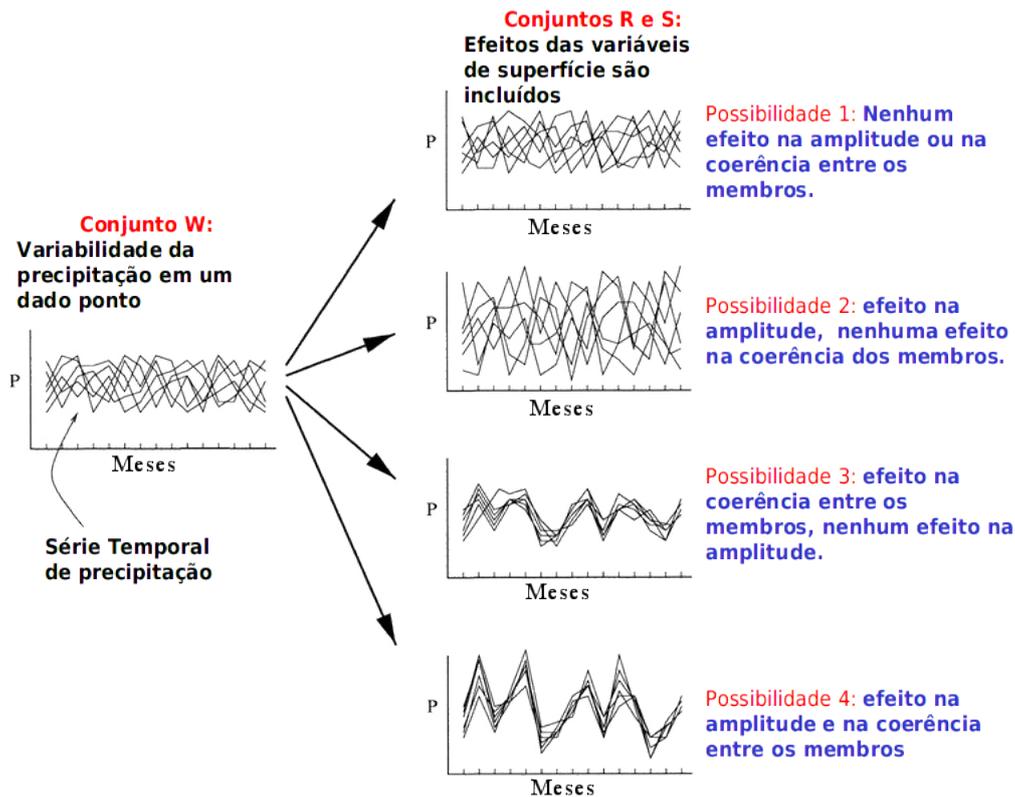


Figura 3.4 - Ilustração das formas pelas quais a prescrição das variáveis em superfície podem afetar a variabilidade de precipitação em um determinado ponto. As séries temporais mostradas são idealizadas, não representando dados reais dos conjuntos.

Fonte: Adaptado de Koster et al. (2000)

### 3.3.2 Quantificação da IA superfície-atmosfera

No experimento numérico, o acoplamento superfície-atmosfera funciona normalmente no conjunto **W** mas é “desligado” nos conjuntos **R** e **S**. As diferenças entre os conjuntos **W**, **R** e **S**, tanto entre seus membros quanto na similaridade entre os conjuntos, é devido ao impacto do acoplamento superfície-atmosfera. A magnitude de tais diferenças fornece uma medida da IA. Para quantificar essa medida será utilizado o índice proposto por Koster et al. (2006) e descrito em Yamada et al. (2007).

O procedimento para o cálculo deste índice é apresentado a seguir.

### 3.3.2.1 Cálculos preliminares

Para cada conjunto de simulações ( $\mathbf{W}$ ,  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{S}$ ), os resultados dos primeiros 8 dias foram descartados devido ao período de *spin-up* do modelo. As previsões de precipitação posteriores a estes 8 dias foram utilizadas para produzir uma série temporal, com totais em intervalos de tempo de 6 dias. Segundo Koster et al. (2006), a escolha deste tempo é arbitrária, sendo que outros intervalos de tempo podem ter resultados semelhantes. Cada simulação de 3 meses produz uma série temporal de pelo menos 13 totais de precipitação de 6 dias para cada ponto de grade (13 séries temporais para o verão e 14 para o inverno).

Para um dado conjunto, que consiste de 16 simulações, foi calculada a precipitação média entre os membros do conjunto (Equação 3.4) e a variância temporal da precipitação do conjunto (Equação 3.5), tal que:

$$p_j = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m p_{ij}, \quad (3.4)$$

$$\hat{\sigma}_p^2 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (p_j - \bar{p})^2, \quad (3.5)$$

em que  $p_{ij}$  é a precipitação,  $m$  é o número de membros do conjunto,  $n$  é o número de tempos e  $\bar{p}$  é a média temporal de  $p_j$ , calculada como:

$$\bar{p} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n p_j. \quad (3.6)$$

Em seguida, foi calculada a variância total do conjunto ( $\sigma^2$ ) para todos os períodos de tempo e todos os membros, tal que:

$$\sigma_p^2 = \frac{1}{m.n} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (p_{ij} - \bar{p})^2. \quad (3.7)$$

Os parâmetros calculados nos passos anteriores foram utilizados para calcular os dois índices de IA, os quais serão descritos a seguir.

### 3.3.2.2 Índice $\Delta\Omega$

Koster et al. (2006) definiu como **IA** a diferença de similaridade entre os membros dos conjuntos **W**, **R** e **S**. A similaridade da precipitação,  $\Omega_p$ , é a medida de quão semelhantes são as séries temporais de precipitação dos membros de cada conjunto. Ela representa a contribuição relativa de todas as condições de fronteira na variabilidade da precipitação. Uma interpretação matemática de  $\Omega$  pode ser encontrada em Yamada et al. (2007).

O índice  $\Omega$  para precipitação é definido como:

$$\Omega_p = \frac{m\hat{\sigma}_p^2 - \sigma_p^2}{(m-1)\sigma_p^2}, \quad (3.8)$$

em que  $\hat{\sigma}_p^2$  é a variância temporal do conjunto médio,  $\sigma_p^2$  é a variância total entre os membros do conjunto e  $m$  é o número total de membros do conjunto.  $\Omega_p$  é interpretado como a fração da variância de  $p$  que é explicada pela condição de contorno (a variância total depende da variabilidade interna do modelo e das condições de contorno). A semelhança de  $p$  é 0 se não existe correlação entre os membros do conjunto e 1 se as séries temporais de  $p$ , para todos os membros do conjunto, forem idênticas. A partir desta interpretação e do fato de que o conjunto **S** é dirigido pela umidade do solo prescrita, é esperado que  $\Omega$  seja grande para o conjunto  $S$  em regiões onde a umidade do solo explique alguma variância da precipitação. A IA (dada por  $\Delta\Omega$ ) entre a umidade do solo e a precipitação é definida como a diferença entre as semelhanças dos conjuntos **W** e **S**, como segue:

$$\Delta\Omega = \Omega_p(S) - \Omega_p(W). \quad (3.9)$$

$\Delta\Omega_x$  isola a influência da umidade do solo como condição de contorno em fase, amplitude e valor médio da série temporal da variável  $x$  (YAMADA et al., 2007).

## 3.4 Assimilação de dados próximo à superfície

Nesta seção será apresentado o método de assimilação de dados utilizado para inicializar o conteúdo de água presente no solo do MCGA-CPTEC. A metodologia utilizada é baseada nos estudos de Mahfouf (1991) e Giard e Bazile (2000). A umidade do solo foi atualizada a cada 6 horas, utilizando-se os incrementos de temperatura e umidade relativa a 2 metros calculados com a metodologia de OI.

Para a assimilação de dados de superfície, foram utilizados dados de temperatura e umidade provenientes de cerca de onze mil estações convencionais que fazem observações próximas à superfície continental, pelo menos a cada seis horas (CINTRIA, 2008) e são disponibilizadas por meio do *Global Telecommunication System* (GTS). Foi aplicado às observações um controle de qualidade “grosseiro” tal que,  $rH \in [2, 100]$  e  $T > T_d$ , em que  $rH$  é a umidade relativa,  $T$  temperatura do ar e  $T_d$  a temperatura do ponto de orvalho. Observações redundantes foram removidas, mantendo apenas as observações mais próximas ao tempo de análise.

Neste experimento, além de avaliar os incrementos de umidade do solo e os campos de precipitação, foram também analisados os incrementos de temperatura e umidade relativa a 2 metros, bem como os fluxos de calor latente e sensível.

### 3.4.1 Inicialização de umidade do solo

Neste estudo, a umidade do solo foi analisada de acordo com as previsões de temperatura e umidade relativa a 2 metros. O estado do conteúdo de água no solo foi analisado por meio dos erros das variáveis atmosféricas a 2 metros. No esquema de OI, são realizadas duas análises independentes: uma para a temperatura a 2 metros e outra para a umidade relativa a 2 metros. O método utilizado é uma interpolação bidimensional univariada. No primeiro passo, o campo de *background* é interpolado horizontalmente para o ponto de observação utilizando um esquema de interpolação bidimensional. Desta forma, os incrementos  $\Delta X_i$  são estimados em cada ponto de observação  $i$ .

Os incrementos de análise  $\Delta X_j^a$  nos pontos de grade do modelo são expressos como uma combinação linear dos incrementos de *background*, dados por:

$$\Delta X_j^a = \sum_{i=1}^N W_i \times \Delta X_i, \quad (3.10)$$

em que  $W_i$  são pesos ótimos dados por:

$$(\mathbf{B} + \mathbf{O})\mathbf{W} = \mathbf{b}. \quad (3.11)$$

O vetor coluna  $\mathbf{b}$  (dimensão  $N$ ) representa a covariância do erro de *background* entre a observação  $i$  e o ponto de grade do modelo  $j$ . A matriz  $\mathbf{B}$  (dimensão  $N \times N$ ) descreve a covariância do erro dos campos de *background* entre pares de observações.

Os coeficientes horizontais de correlação de  $\mathbf{b}$  e  $\mathbf{B}$  são assumidos terem a seguinte forma:

$$\mu(i, j) = \exp\left(-\frac{1}{2} \left[\frac{r_{ij}}{d}\right]^2\right), \quad (3.12)$$

em que  $r_{ij}$  é a distância horizontal entre os pontos  $i$  e  $j$ , e  $d$  é o raio de influência das observações, configurada inicialmente como 300 km.

A matriz  $\mathbf{B}$  é calculada como:

$$B(i, j) = \sigma_b^2 \times \mu(i, j), \quad (3.13)$$

em que  $\sigma_b$  representa o desvio padrão dos erros de *background*.

A matriz de covariância dos erros de observação  $\mathbf{O}$  é definida como  $\sigma_o^2 \times \mathbf{I}$ , em que  $\sigma_o$  é o desvio padrão dos erros de observação e  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade.

Os desvios padrões dos erros de *background* e de observação foram definidos como em [Bouttier et al. \(1993\)](#) e em [Drusch e Viterbo \(2007\)](#), respectivamente, como 1,5K e 2K para a temperatura e 5% e 10% para a umidade relativa.

### 3.4.2 Análise da umidade do solo

O esquema de análise da umidade do solo foi baseado na técnica de OI descrita em [Mahfouf \(1991\)](#) e [Douveille et al. \(2000\)](#). Os incrementos de análise gerados na análise da temperatura e umidade relativa a 2 metros são utilizados para gerar os incrementos do conteúdo de água no solo correspondente à zona das raízes, e é dado por:

$$\Delta\theta = \alpha \times (T_a - T_b) + \beta \times \left[100 \frac{e_s(T_a^d) - e_s(T_b^d)}{e_s(T_a)}\right], \quad (3.14)$$

em que  $T_a$  e  $T_b$  são as análises e o *background* da temperatura, respectivamente. Os coeficientes  $\alpha$  e  $\beta$  são definidos como coeficientes ótimos que minimizam a variância dos erros de análise e são dados por:

$$\alpha = \frac{\sigma_\theta}{\phi\sigma_b^T} \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_a^{rH}}{\sigma_b^{rH}} \right)^2 \right] \rho_{T,\theta} - \rho_{rH,T} \rho_{rH,\theta} \right\} F_1 F_2 F_3, \quad (3.15)$$

$$\beta = \frac{\sigma_\theta}{\phi\sigma_b^{rH}} \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_a^T}{\sigma_b^T} \right)^2 \right] \rho_{rH,\theta} - \rho_{rH,T} \rho_{T,\theta} \right\} F_1 F_2 F_3 \quad (3.16)$$

e

$$\phi = \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_a^T}{\sigma_b^T} \right)^2 \right] \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_a^{rH}}{\sigma_b^{rH}} \right)^2 \right] - \rho_{T,rH}^2, \quad (3.17)$$

em que,  $\rho_{x,y}$  representa a correlação dos erros de previsão entre os parâmetros  $x$  e  $y$ ,  $\sigma_b$  e  $\sigma_a$  representam os desvios padrões dos erros de *background* e análise, respectivamente. As funções empíricas  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$  reduzem os coeficientes quando o acoplamento entre o solo e a camada limite inferior do modelo é mais fraco e os erros de previsão atmosférica contêm menos informações sobre a umidade do solo.

As estatísticas para os erros de *background* e análise foram obtidos a partir de uma série de experimentos de Monte-Carlo seguindo a metodologia descrita em [Mahfouf \(1991\)](#), [Bouttier et al. \(1993\)](#) e [Giard e Bazile \(2000\)](#). Para obter correções de umidade do solo desprezíveis durante a noite e no inverno, é utilizada a função  $F_1$  que representa o cosseno do ângulo solar zenital médio  $\mu M$ , médio nas 6 horas que antecedem do tempo de análise, dado por:

$$F_1 = \frac{1}{2} \{1 + \tanh[\lambda(\mu M - 0.5)]\}; \quad \lambda = 7. \quad (3.18)$$

Os coeficientes ótimos também são reduzidos quando a forçante radiativa na superfície é fraca (situações de nebulosidade). Para este propósito, a transmitância atmosférica  $\tau_r$  é calculada a partir da radiação solar média prevista nas 6 horas antecedentes  $\langle R_g \rangle$ , como:

$$\tau_r = \left( \frac{\langle R_g \rangle}{S_o \mu M} \right)^{\mu M}, \quad (3.19)$$

em que  $S_o$  é a constante solar.

A função empírica  $F_2$  é expressada da seguinte forma:

$$F_2 = \begin{cases} 0 & \tau_r < \tau_r^{min} \\ \frac{\tau_r - \tau_r^{min}}{\tau_r - \tau_r^{max}} & \tau_r^{min} < \tau_r < \tau_r^{max} \\ 1 & \tau_r > \tau_r^{max} \end{cases} \quad (3.20)$$

com  $\tau_r^{min} = 0.2$  e  $\tau_r^{max} = 0.9$ .

A função empírica  $F_3$  reduz os incrementos de umidade do solo em regiões montanhosas da seguinte forma:

$$F_3 = \begin{cases} 0 & Z > Z_{max} \\ \left( \frac{Z - Z_{max}}{Z_{min} - Z_{max}} \right)^2 & Z_{min} < Z < Z_{max} \\ 1 & Z < Z_{min} \end{cases} \quad (3.21)$$

em que  $Z$  é a topografia do modelo,  $Z_{min} = 500\text{m}$  e  $Z_{max} = 3000\text{m}$ .

Além das reduções aplicadas pelas funções descritas acima, os incrementos de água no solo são definidos como zero se alguma das seguintes condições são cumpridas:

- a) As últimas 6 horas de precipitação excedem 0,6 mm;
- b) A velocidade instantânea do vento excede  $10 \text{ ms}^{-2}$ ;
- c) A temperatura do ar está abaixo do ponto de congelamento;
- d) Existe neve no solo.

### 3.4.3 Controle de qualidade das observações

Os dados observados que são utilizados no procedimento de assimilação de dados da temperatura e umidade relativa a 2 metros estão em arquivos no formato PrePBUFR (acrônimo para “*Prepared*” data in **B**inary **U**niversal **F**orm for the **R**epresentation of meteorological data format), cujo objetivo é a preparação dos dados convencionais para serem utilizados no processo de assimilação de dados de diversos sistemas do NCEP como o *Global Forecast System* (GFS) e o *Global Data Assimilation System* (GDAS) que utilizam o sistema de assimilação de dados *grid-point statistical interpolation* (GSI) (ambas as redes “GFS” e “GDAS”). No CPTEC este mesmo conjunto

de dados é utilizado no procedimento de assimilação de dados global por meio do uso do GSI acoplado ao MCGA-CPTEC, referenciado como sistema *Global Three-dimensional Variational* (G3DVar). A produção do conjunto de dados no formato PrepBUFR envolve a execução de uma série de programas destinados à reunir diversos tipos de observações convencionais, incluir informações referente a cada tipo de dado convencional e também incluir a estimativa de *background* interpolada para os pontos de observação. Neste processo são ainda realizados os controles de qualidade grosseiro e os específicos para cada tipo de dado, denominado controle de qualidade complexo. Por fim, os dados são escritos em um arquivo no formato BUFR, denominado então de PrepBUFR. As informações de *background* são utilizadas por alguns algoritmos de controle de qualidade complexo enquanto que os erros observacionais são utilizados no procedimento de análise como pesos para as observações (no caso da assimilação de dados desta tese, os erros observacionais são fixados em 2,0K para a temperatura do ar e 10% para a umidade relativa).

Cada observação contida no arquivo PrepBUFR possui, ao final do procedimento, uma marca do controle de qualidade indicando seu estado. Estas marcas são utilizadas no procedimento de assimilação de dados com a finalidade de aceitar ou rejeitar o uso de cada uma das observações. Aquelas com marcas entre os valores 0 e 15 são automaticamente rejeitadas e não são utilizadas pelo algoritmo de assimilação de dados. Já as demais observações passarão por outro procedimento de controle de qualidade grosseiro como segue:

- As observações de Umidade Relativa devem estar no intervalo que compreende os valores entre 2% e 100%;
- As observações de temperatura do ar devem satisfazer o critério  $T > T_d$ , em que  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho;
- Observações redundantes são removidas, mantendo-se somente as mais próximas ao ponto de grade do modelo e, também, aquelas mais recentes, ou seja, próximas ao horário da análise;
- Os pontos de observação que possuírem uma diferença de elevação maior do que 300 metros a partir da topografia do modelo são rejeitadas;
- Para cada dado é realizada uma checagem estatística com base na metodologia de interpolação estatística, ou seja, a observação é rejeitada se

satisfazer a seguinte relação:

$$|\Delta X_i| > \gamma \sqrt{\sigma_o^2 + \sigma_b^2} \quad (3.22)$$

em que  $\Delta X_i$  representa os incrementos de *background* no ponto de observação,  $\sigma_o$  e  $\sigma_b$  são os desvios padrão a observação e do *background* e  $\gamma$  é configurado como 3 para ambas as medidas, temperatura do ar e umidade relativa.

Ao final do procedimento de controle de qualidade, o número de observações utilizado a cada intervalo de 6 horas varia entre 4000 e 6000 observações, o que corresponde a aproximadamente 40% das observações disponíveis.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para alcançar os objetivos propostos neste trabalho, uma série de experimentos foi produzida, buscando uma melhor compreensão das interações entre a superfície continental e atmosfera no MCGA–CPTEC. Assim, neste capítulo serão discutidos os principais resultados obtidos com cada um destes experimentos. Na primeira parte dos resultados, apresentados e discutidos na Seção 4.1, busca-se identificar o grau de IA superfície–atmosfera existente no MCGA–CPTEC. Trabalhos anteriores (KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006) indicam que as principais diferenças no acoplamento superfície–atmosfera estão ligadas à escolha da configuração dos modelos analisados e podem residir principalmente na escolha da parametrização convectiva e no esquema de superfície escolhido. Assim, nesta etapa também é abordado o papel da parametrização convectiva e do esquema de superfície continental na modificação da intensidade das interações superfície–atmosfera que resultam na ocorrência de precipitação pelo MCGA–CPTEC.

Com base na hipótese de que a melhor representação da umidade do solo resulta na melhoria das simulações de precipitação MCGA–CPTEC, outro aspecto importante neste trabalho é verificar a representação do clima simulado a partir de suas configurações padrão. Para isso, são apresentados e discutidos na Seção 4.2 as médias sazonais de duas simulações de longo prazo, ou seja, o MCGA–CPTEC inicializado a partir de condições atmosféricas provenientes das reanálises do Era–Interim, com condições iniciais climatológicas da superfície continental e sendo forçado pela TSM observada. Em cada uma destas simulações, utilizou-se uma das duas configurações adotadas operacionalmente pelo CPTEC–INPE nos últimos anos. Até o ano de 2013, o CPTEC–INPE realizou simulações com o MCGA–CPTEC utilizando a combinação da parametrização convectiva Kuo (KUO, 1965; KUO, 1974) e do esquema de superfície continental SSiB (SELLERS et al., 1986, SSiB). A partir de então, utilizou-se a combinação da parametrização convectiva Grell e Dévényi (2002) (GD) com o esquema de superfície continental IBIS (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000).

A partir dos resultados apresentados nas Seções 4.1 e 4.2, uma das configurações operacionais do MCGA–CPTEC foi escolhida e, utilizando o esquema de OI, foram gerados os estados da superfície continental para obter os campos de umidade do solo. Cada uma das seções subsequentes apresentará uma breve introdução relembrando a metodologia aplicada e o objetivo a ser alcançado.

## 4.1 ACOPLAMENTO SUPERFÍCIE–ATMOSFERA

### 4.1.1 Introdução

Embora a natureza caótica da dinâmica atmosférica (isto é, a sensibilidade da atmosfera às condições iniciais) seja o limite fundamental para a sua previsibilidade determinística, é possível prever os estados atmosféricos em escalas de tempo sazonais (PALMER; ANDERSON, 1994). Isso decorre do que pode ser chamado de fatores “externos” que alteram a probabilidade de residência nos atratores atmosféricos (PALMER, 1993; ROWELL, 1998), permitindo que sejam feitas previsões probabilísticas do estado atmosférico médio sazonal, com o uso de uma forçante externa necessariamente previsível. Assim, a principal fonte de previsibilidade em escalas de tempo sazonais surge dos padrões anômalos da TSM (ROWELL, 1998), que podem ser previstos, seja utilizando modelos dinâmicos acoplados ou modelos estatísticos. Apesar disto, estudos observacionais e numéricos sugerem que a variabilidade interanual da atmosfera é parcialmente impulsionada pela variabilidade da TSM e ocorre principalmente sobre o Oceano Pacífico tropical, devido às teleconexões associadas ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) (WALLACE et al., 1998; HOERLING; KUMAR, 2002; DEWEAVER; NIGAM, 2004). Acredita-se que existam outras fontes potenciais de previsibilidade, em particular as anomalias sobre a superfície continental (KOSTER et al., 2004a), porém menos importantes e, por isso, muitas vezes ignoradas em estudos sobre a previsibilidade atmosférica sazonal (ROWELL, 1998).

No entanto, um conjunto crescente de estudos numéricos de sensibilidade sugere que a variabilidade atmosférica é fortemente influenciada pelo acoplamento superfície–atmosfera (KOSTER et al., 2004a; KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006; DIRMEYER et al., 2006; WEI; DIRMEYER, 2010). O projeto GLACE, por exemplo, que visou quantificar, através de uma ampla variedade de modelos climáticos globais, o grau com que as simulações de precipitação respondem à prescrição da umidade do solo. Por meio dele, determinou-se uma metodologia objetiva com a qual foi possível verificar e comparar o acoplamento<sup>1</sup> superfície–atmosfera entre 12 modelos globais

---

<sup>1</sup>O termo acoplamento não deve ser confundido com os termos retroalimentação (*feedback* em inglês) e interação, que apesar de serem utilizados para definir relações de trocas entre dois sistemas, possuem definições relativamente diferentes dependendo do contexto em que são utilizados. No contexto deste trabalho, o termo acoplamento está relacionado ao grau com que uma variável controla outra variável, ou seja, a influência em uma única via. Quando há referência ao acoplamento superfície–atmosfera, refere-se exclusivamente ao grau com que a superfície continental influencia a atmosfera, deixando-se de lado qualquer influência posterior que a atmosfera possa exercer sobre a superfície continental. Uma visão mais abrangente sobre a definição de cada um destes termos pode ser vista no Apêndice A de Seneviratne et al. (2010).

distintos.

O método objetivo proposto pelo projeto GLACE é uma medida da sensibilidade atmosférica às variações na superfície continental, especialmente as relacionadas a anomalias na umidade do solo. [Koster et al. \(2006\)](#) e [Guo et al. \(2006\)](#) mostraram que as áreas de transição entre climas secos e úmidos apresentam maior acoplamento superfície-atmosfera, principalmente devido à coexistência de uma alta sensibilidade da evapotranspiração à umidade do solo e uma grande variabilidade temporal do sinal da evapotranspiração sobre estas regiões. Por outro lado, estes mesmos autores demonstraram que os resultados obtidos pelas simulações numéricas do projeto GLACE apresentam uma grande incerteza, que podem estar relacionados à escolha das parametrizações convectivas e/ou da superfície continental.

Uma série de estudos buscou verificar a fonte da incerteza nos resultados do GLACE ([GUO et al., 2006](#); [WEI; DIRMEYER, 2010](#); [WEI et al., 2010b](#); [WEI et al., 2010a](#); [WEI et al., 2012](#)). A maioria analisou somente o papel da superfície continental na disparidade dos resultados do acoplamento superfície-atmosfera. Porém, mesmo acoplando diferentes modelos de superfície ou prescrevendo a umidade do solo, os padrões de variabilidade e previsibilidade da precipitação não sofreram modificações importantes. Assim, a variabilidade na IA foi atribuída às diferenças nas parametrizações dos processos físicos e à complexidade das interações da hidrologia do solo e da fisiologia da vegetação com a camada limite e os processos atmosféricos. Sugeriu-se então que a escolha do modelo como um todo, e as relações não lineares entre as diferentes parametrizações podem explicar a variabilidade e previsibilidade da precipitação e, assim, o acoplamento superfície-atmosfera.

Outro aspecto importante é que o projeto GLACE teve seu foco em simulações válidas somente para o verão boreal, sendo justificado pela maior concentração de massa continental sobre o Hemisfério Norte. Desta forma, os resultados não são essencialmente globais. Outros estudos ([Sørensson; Menéndez, 2011](#); [SENEVIRATNE et al., 2013](#); [HIRSCH et al., 2014](#); [SPENNEMANN; SAULO, 2015](#)) indicam que as regiões preferenciais de acoplamento durante o verão austral são também sobre as áreas de transição entre climas secos e úmidos, porém existe a possibilidade da existência de outras áreas de acoplamento ([KOSTER et al., 2006](#)).

A partir dos resultados dos diversos trabalhos que buscaram compreender o papel da superfície continental na previsibilidade atmosférica, surgem pelo menos duas questões principais, a saber: 1) Qual o papel da superfície continental na previsibilidade da precipitação em escala global durante o verão austral? e, 2) Qual o impacto da

escolha de diferentes parametrizações convectivas e sua combinação com diferentes modelos de superfície continental no resultado do acoplamento superfície-atmosfera existente durante os verões boreal e austral? No contexto do CPTEC-INPE, que gera operacionalmente previsões de tempo estendidas e de clima sazonal com ênfase sobre a América do Sul, é fundamental responder estas questões. Também, é fundamental estimar a IA superfície-atmosfera existente no MCGA-CPTEC e, assim, identificar as regiões com maior sensibilidade aos estados da superfície continental e contribuindo para determinar quais componentes dever ser aperfeiçoadas visando a melhoria no sistema previsão.

Para responder a estas questões e obter um comparativo com os principais resultados do projeto GLACE, uma série de experimentos foi realizada seguindo a metodologia descrita em (KOSTER et al., 2006) (Seção 3.3). Nesta metodologia, a única restrição existente é a de que as condições iniciais atmosféricas e da superfície continental sejam completamente consistentes com o modelo analisado, sem a possibilidade do uso de condições importadas de outro modelo. Para cumprir este requisito, realizou-se um conjunto de 16 simulações do tipo AMIP (*Atmospheric Model Intercomparison Project*) com o MCGA-CPTEC. Neste tipo de simulação, o modelo é inicializado a partir de N condições iniciais atmosféricas diferentes (que podem ser provenientes de uma reanálise) e é forçado pela prescrição da TSM observada por um período de tempo. Seguindo o protocolo AMIP, gerou-se uma simulação por conjunto (16 membros) entre o período de janeiro de 1979 até dezembro de 1994. Como condições iniciais atmosféricas, foram utilizados 16 dias consecutivos de estados atmosféricos provenientes da reanálise Era-Interim (BERRISFORD et al., 2011). As condições de fronteira utilizadas como forçantes são a TSM observada gerada pela NOAA (REYNOLDS, 1988) e os campos de umidade do solo são provenientes da climatologia de (WILLMOTT et al., 1985). A partir desta simulação é possível garantir que os períodos de *spinup* da atmosfera e da superfície continental são alcançados, e assim são consistentes com o MCGA-CPTEC.

Para realizar o mesmo tipo de experimento do GLACE, foram produzidas três simulações distintas em que o MCGA-CPTEC é reinicializado a partir dos arquivos de *restart* gerados pela simulação AMIP. Cada uma destas simulações abrangeram os verões austral (entre 1 de dezembro de 1993 e 28 de fevereiro de 1994) e boreal (entre 1 de junho de 1994 e 31 de agosto de 1994) e foram forçadas pela TSM observada. A primeira simulação, denominada **W**, é essencialmente um conjunto de simulações padrão do MCGA-CPTEC em que, devido ao caos do sistema climático global, as variáveis prognósticas da superfície continental evoluem diferentemente em cada

uma das realizações dos membros deste conjunto. Então, o único aspecto particular desta simulação é que de um dos membros do conjunto (escolhido aleatoriamente e denominado **W1**) foram extraídos os estados da superfície continental a cada passo de tempo da integração do MCGA–CPTEC. Estes estados foram escritos em um arquivo, denominado **FW1**, que foram utilizados posteriormente por outras duas simulações, denominadas de **R** e **S**.

A segunda parte do experimento consistiu de outras duas simulações por conjunto (conjuntos **R** e **S**) que também são inicializadas a partir dos arquivos de *restart* gerados pela simulação AMIP, e seguem o mesmo tipo de simulação do conjunto **W**, porém, para cada uma, os estados da superfície continental são forçados pelos estados da superfície continental escritos no arquivo **FW1**. A partir destes experimentos, busca-se caracterizar a forma com que a superfície continental impacta na evolução dos estados atmosféricos.

No experimento **R**, todos os membros do conjunto foram forçados a manter precisamente a mesma série temporal (variando geograficamente) dos estados da superfície continental que estão gravados no arquivo **FW1**. Se, por exemplo, a simulação do membro **W1** produziu um solo extremamente úmido na região central da América do Sul no dia 15 de janeiro, então a atmosfera em cada um dos membros do conjunto **R** foi forçada a receber a mesma condição extremamente úmida na região central da América do Sul no dia 15 de janeiro. Este efeito é alcançado pelo descarte, em cada passo de tempo da simulação **R**, dos valores atualizados de todas as variáveis da superfície continental, que, então, foram substituídos pelo valores correspondentes ao mesmo passo de tempo que estão escritos no arquivo **FW1**. Com esta simulação por conjunto, busca-se identificar o papel da superfície continental em modificar a previsibilidade dos padrões atmosféricos em simulações de médio prazo (até 15 dias).

O conjunto de simulações **S** é equivalente ao conjunto **R**, exceto que somente um subconjunto pequeno das variáveis prognósticas da superfície continental foram descartados a cada passo de tempo. Em particular, somente o conteúdo de água no solo a partir de profundidades abaixo de 5 cm são lidos do arquivo **FW1**. Outras variáveis (tais como, temperatura do solo, água interceptada pelo dossel e conteúdo de água no solo acima de 5 cm) evoluem livremente, assim como no conjunto **W**. A análise desta simulação por conjunto é capaz de isolar e quantificar o impacto da umidade do solo na previsibilidade da evolução do estado atmosférico nas simulações numéricas mensais ou sazonais.

Para estes experimentos foi utilizado o MCGA–CPTEC em sua versão 4.0. Como

mencionado na Seção 3, foram utilizadas as parametrizações convectivas de Kuo (1974) e Grell e Dévényi (2002), com fechamento Grell (1993) e os modelos de superfície SSiB (XUE et al., 1991) e IBIS (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). Foram efetuadas 4 combinações utilizando tais parametrizações, denominadas: (a) Kuo–SSiB, (b) Kuo–IBIS, (c) Grell–SSiB e (d) Grell–IBIS. Os conjuntos de experimentos descritos acima foram realizados para cada uma destas combinações.

Deve-se salientar que os dois períodos escolhidos para de realizar as simulações corresponderam a períodos neutros com relação ao fenômeno ENOS (KOSTER et al., 2006). A partir de cada um dos conjuntos de experimentos (**W**, **R** e **S**), foi possível estimar a similaridade entre os membros do conjunto, e assim medir a previsibilidade da série temporal do conjunto de simulações. A medida da similaridade entre os membros do conjunto é equivalente ao percentual da variância causada pelos processos radiativos, oceânicos e da superfície continental. Então esta medida é capaz de indicar as regiões em que as forçantes utilizadas durante as simulações numéricas são determinantes para a geração do estado atmosférico. A medida da similaridade é expressa no texto pela notação  $\Omega$ , assim como descrito na Seção 3.3.

#### 4.1.2 Resultados e discussões

As Figuras 4.1 e 4.2 apresentam os mapas globais de similaridade dos campos de precipitação ( $\Omega_P(\mathbf{W})$ ) para cada uma das 4 configurações do MCGA–CPTEC, calculados, respectivamente, para o verão boreal (Junho–Julho–Agosto, JJA) e verão austral (Dezembro–Janeiro–Fevereiro, DJF). Particularmente, os campos de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  são capazes de indicar a previsibilidade da precipitação imposta pela TSM e pela radiação solar – forçantes externas utilizadas para realizar a simulação numérica com o MCGA–CPTEC. O padrão espacial apresentado por  $\Omega_P(\mathbf{W})$  durante o verão boreal (Figura 4.1) é consistente com a maioria dos 12 modelos analisados no GLACE (Figura 2 em Koster et al. (2006)). As principais áreas encontram-se sobre a região tropical e sobre algumas áreas em latitudes médias. Há, ainda, uma variação na magnitude e distribuição espacial de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  obtida para cada uma das 4 configurações do MCGA–CPTEC analisadas. Os resultados para o verão austral são semelhantes aos encontrados para o verão boreal – as principais áreas encontram-se sobre a região tropical e sobre algumas áreas em latitudes médias. No entanto, a magnitude é claramente menor. Ambos os resultados mostram-se coerentes com a literatura, uma vez que os trópicos são regiões potencialmente previsíveis em escalas de tempo sazonal (ROWELL, 1998; GODDARD et al., 2001). Da mesma forma, existem áreas extratropicais que apresentam alguma fonte de previsibilidade em escalas

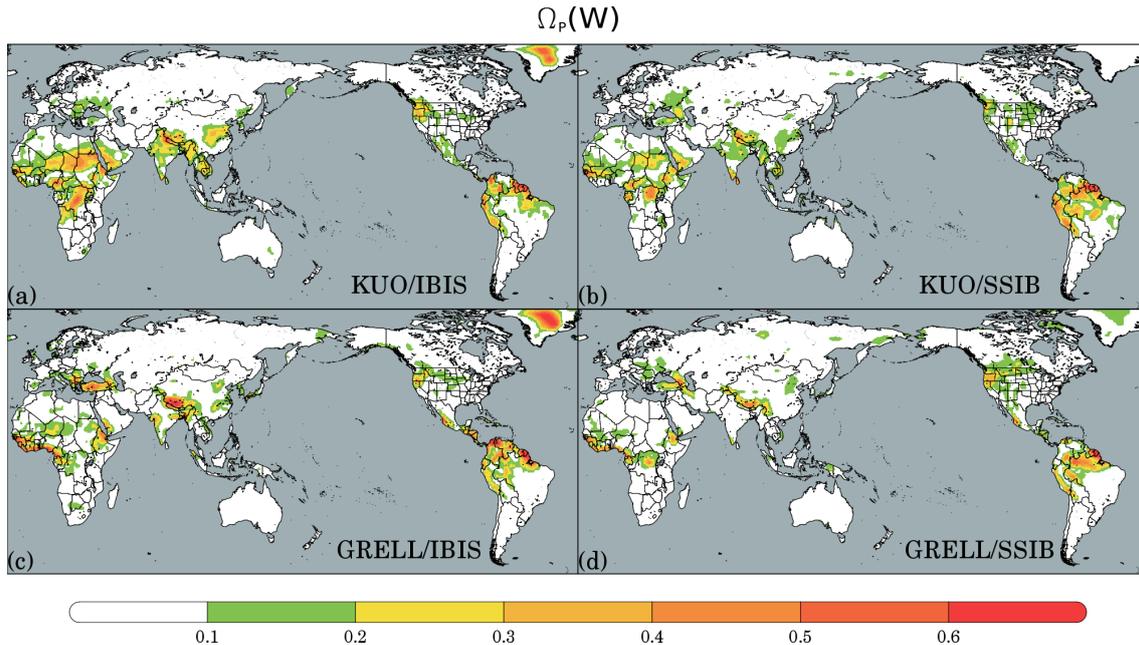


Figura 4.1 - Distribuição global de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se ao trimestre JJA.

de tempo de semanas a meses, como, por exemplo, aquelas relacionadas a umidade do solo (KOSTER et al., 2003). Porém, as variações na TSM sobre a região tropical, particularmente as relacionadas ao fenômeno ENOS, destacam-se sobre o clima global (HOERLING; KUMAR, 2002) e impactam principalmente os trópicos e algumas áreas em regiões extratropicais (KILADIS; DIAZ, 1989) devido, principalmente, às teleconexões atmosféricas (DEWEAVER; NIGAM, 2004).

A Tabela 4.1 apresenta os valores médios globais de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  calculados sobre as regiões sem a presença de gelo. Tipicamente os valores médios globais de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  são pequenos (KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006). No entanto, sob a hipótese nula de que os valores médios apresentados na Tabela 4.1 são iguais, diferenças da ordem de 0,004 são significativas ao nível de confiança de 93% e diferenças de 0,005 são significativas ao nível de confiança de 95%. Baseando-se nisto, é possível notar que existe uma característica similar de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  entre as simulações que utilizam o mesmo esquema de superfície. A ordem de magnitude dos valores médios de similaridade estão de alguma forma relacionados ao uso do esquema de superfície continental, sugerindo algum tipo de controle imposto por esta nas simulações de precipitação do MCGA-CPTEC em ambas as estações do ano. Outra característica também verificada é que para o verão boreal, tem-se valores de  $\Omega_P(\mathbf{W})$  até duas vezes maior do que o verão austral, indicando que os campos de precipitação sobre

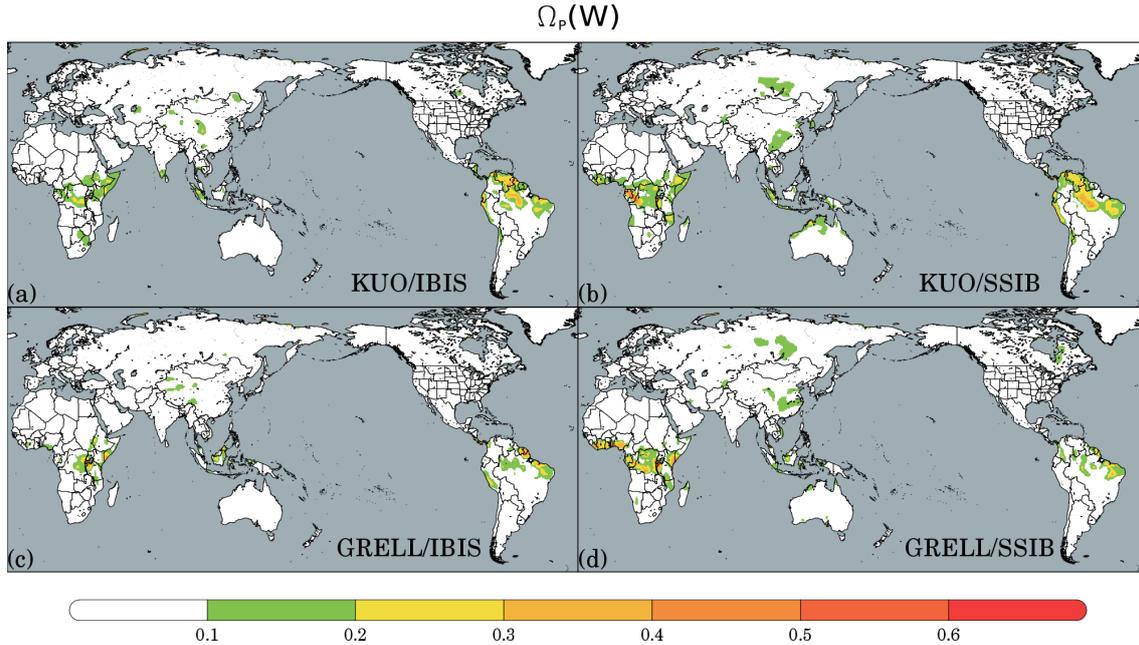


Figura 4.2 - Idem à Figura 4.1, porém para o trimestre DJF.

Tabela 4.1 - Média global (sobre as regiões sem a presença de gelo) de  $\Omega_P(\mathbf{W})$ , calculado para as 4 configurações do MCGA–CPTEC, para o verões austral e boreal.

Configuração do modelo	Verão boreal	Verão austral
Kuo–IBIS	0,069	0,032
Kuo–SSiB	0,060	0,043
Grell–IBIS	0,064	0,021
Grell–SSiB	0,048	0,036
Média	0,060	0,033

a região continental gerados pelo MCGA–CPTEC são mais sensíveis à prescrição da TSM e da radiação solar durante o verão boreal (trimestre JJA).

Para medir o grau com que a superfície continental interfere na simulação de precipitação do MCGA–CPTEC, e assim identificar a intensidade do acoplamento superfície–atmosfera, deve-se examinar o grau com que as séries temporais de precipitação no conjunto  $\mathbf{R}$  são semelhantes. Neste conjunto, os estados da superfície continental, em cada um dos membros, são forçados a manter precisamente a mesma série temporal dos estados da superfície continental que estão gravados no arquivo **FW1** (veja Seção 3.3.1 para maiores detalhes). Com isto, a variância explicada pelo conjunto  $\mathbf{R}$  apresenta duas fontes distintas: (a) a prescrição das variáveis da superfície continental e (b) o comportamento sazonal que contribuiu para o conjunto  $\mathbf{W}$  –

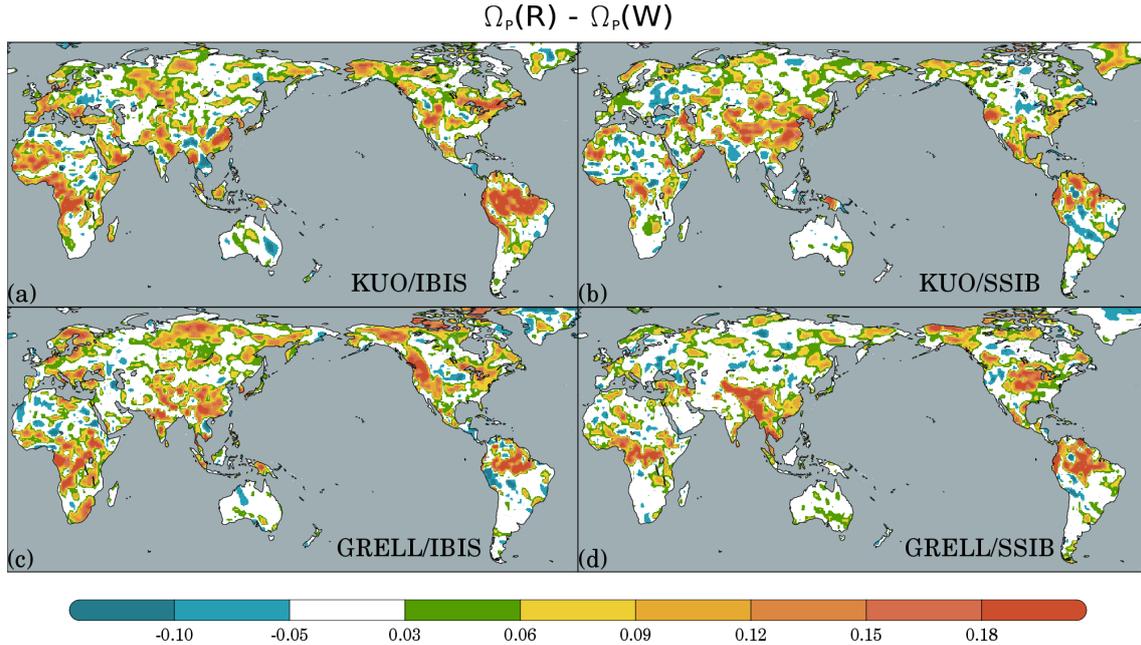


Figura 4.3 - Distribuição global de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se aos resultados para o trimestre JJA.

apresentado nas Figuras 4.1 e 4.2. Então, a diferença  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  isola o impacto da prescrição das variáveis da superfície continental na variância da precipitação simulada pelo MCGA-CPTEC. Essa diferença é apresentada nas Figuras 4.3 e 4.4, válidas, respectivamente, para o verão boreal e para o verão austral.

Os resultados apresentados na Figura 4.3 (verão boreal) são semelhantes aos apresentados por [Koster et al. \(2006\)](#). Cada uma das 4 configurações do MCGA-CPTEC responde de forma diferente às anomalias impostas pelas variáveis de estado da superfície continental, levando à uma ampla variabilidade na intensidade e distribuição espacial das áreas de acoplamento superfície-atmosfera. Esta mesma característica é percebida durante na análise dos resultados válidos para o verão austral (Figura 4.4). Também, é possível perceber uma semelhança no posicionamento dos maiores valores de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  entre as duas estações do ano, os quais localizam-se principalmente sobre a região Tropical e em algumas regiões de latitudes médias no hemisfério de verão. Já os menores valores são encontrados sobre as latitudes médias dos hemisférios de inverno e nos desertos, presumidamente porque estas regiões são caracterizadas por menores taxas médias de evaporação, implicando em uma pequena variabilidade no balanço de energia em superfície ([KOSTER et al., 2006](#)). É possível observar também, e principalmente durante o verão austral, que existem algumas regiões de acoplamento presentes sobre hemisfério de inverno. Estas áreas

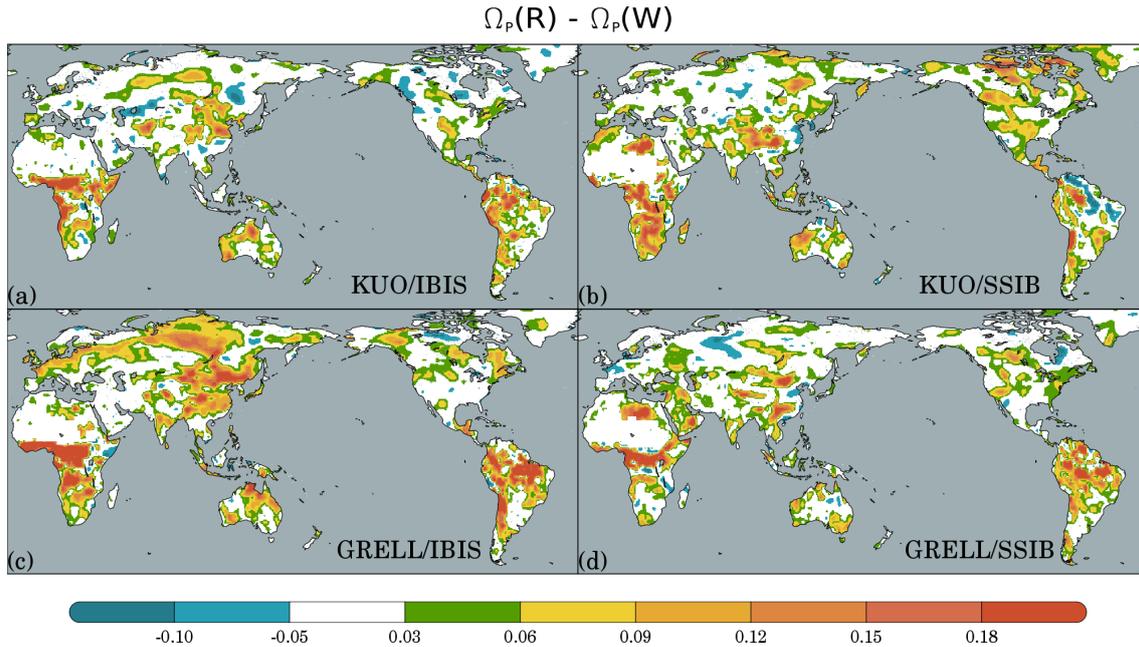


Figura 4.4 - Idem à Figura 4.3, porém para o trimestre DJF.

estão relacionadas à precipitação de grande escala (figura não apresentada) e podem indicar a existência de alguma influência remota da superfície continental sobre a precipitação. No entanto, a metodologia utilizada para calcular o índice  $\Omega$  considera que as áreas de acoplamento são devido à reciclagem de precipitação, ou seja, que somente existe influência local dos estados da superfície na geração de precipitação, muito embora a forma como o experimento é conduzido não garante o total cumprimento desta hipótese [Koster et al. \(2006\)](#).

As áreas indicadas por  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  são caracterizadas pelo impacto de todas as variáveis prognósticas da superfície continental sobre a simulação de precipitação do MCGA-CPTEC. O maior controle sobre a precipitação é imposto principalmente pelas variáveis prognósticas “rápidas” da superfície continental, que apresentam uma pequena memória temporal e não podem ser utilizadas para as simulações de longo prazo. Isto indica que sobre as regiões de forte acoplamento, percebidas nas Figuras 4.3 e 4.4, a superfície continental possui um potencial para modificar as simulações de precipitação do MCGA-CPTEC na escala de tempo de horas a alguns dias. Por outro lado, a análise do conjunto  $\mathbf{S}$ , dada pela diferença  $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  isola o impacto da umidade do solo subsuperficial, uma variável que apresenta uma evolução temporal lenta e possui um potencial para a melhoria das simulações na escala de tempo subsazonal.

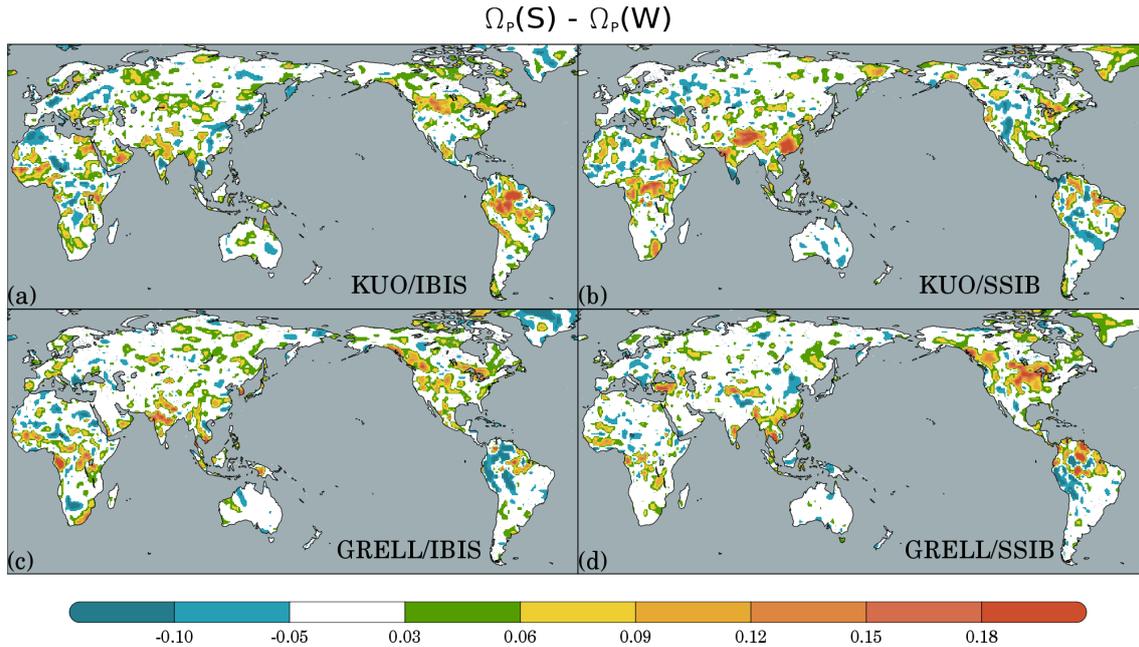


Figura 4.5 - Distribuição global de  $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  para as 4 configurações do MCGA-CPTEC: (a) Kuo-IBIS, (b) Kuo-SSiB, (c) Grell-IBIS e (d) Grell-SSiB. Todos os gráficos referem-se aos resultados para o trimestre JJA.

Os mapas globais de  $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  para cada uma das 4 configurações do MCGA-CPTEC, válidos, respectivamente, para o verão boreal (JJA) e verão austral (DJF), são apresentados nas Figuras 4.5 e 4.6. Como visto na análise do conjunto  $\mathbf{R}$ , existe uma variação muito forte no posicionamento e IA superfície-atmosfera entre as 4 configurações do MCGA-CPTEC. Por exemplo durante o verão boreal (Figura 4.5), as áreas com maior IA superfície-atmosfera, embora muito variáveis, estão presentes principalmente sobre a região do Sahel, parte central da América do Norte, áreas da China e Índia e sobre a porção equatorial da América do Sul, com maior destaque sobre a região Amazônica. Durante o verão austral (Figura 4.6), as principais áreas de acoplamento estão presentes sobre a porção equatorial e em algumas regiões semiáridas. Em ambas as estações do ano, notam-se regiões distribuídas aleatoriamente que apresentam valores negativos de acoplamento. Segundo [Koster et al. \(2006\)](#), as razões para estes valores negativos não são claras e, no conjunto  $\mathbf{S}$ , são considerados espúrios e intrínsecos à forma como o experimento é conduzido. Já para o conjunto  $\mathbf{R}$ , os valores negativos estão relacionados à produção artificial de gradientes verticais entre a superfície continental e a atmosfera livre que causam instabilidades e fluxos artificiais nas integrações.

Os mapas de acoplamento apresentados até aqui não são triviais de serem analisados, pois representam o resultado das complexas interações entre os processos

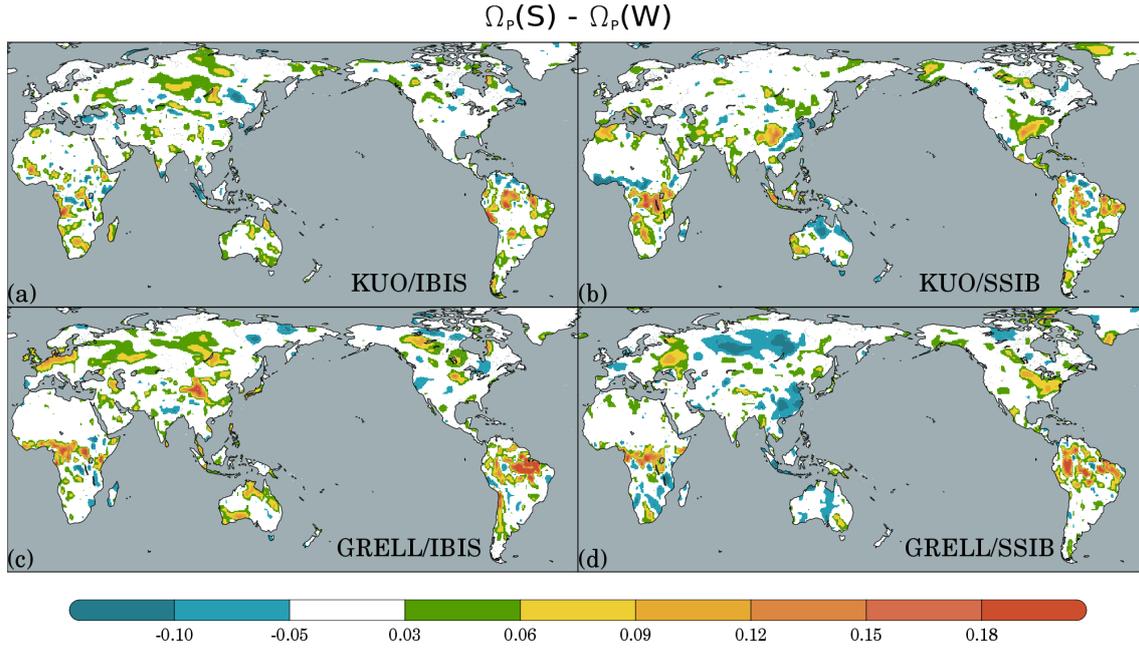


Figura 4.6 - Idem à Figura 4.5, porém para o trimestre DJF.

parametrizados em cada uma das 4 configurações do MCGA–CPTEC. No entanto, as distribuições espaciais de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  e  $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  indicam algumas áreas de acoplamento localizadas sobre regiões semi-áridas. Como discutido na Seção 2.4.2, sobre estas regiões a umidade do solo é responsável por controlar a quantidade de evaporação e, assim pode levar a impactos na precipitação. De um lado, há o controle da umidade do solo sobre o total da evaporação ( $E$ ) e conseqüentemente, da água disponível na atmosfera para a precipitação. Por outro lado, a umidade do solo também tem um impacto na energia disponível na CLP, favorecida por fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Este último impacta na sua distribuição de temperatura e umidade, influenciando seu desenvolvimento vertical, crucial para o disparo convectivo (GENTINE et al., 2013).

Para compreender a variabilidade no acoplamento superfície-atmosfera em cada uma das 4 configurações, dividiu-se o acoplamento em dois segmentos, a saber: o impacto da umidade do solo na evaporação ( $\text{SW} \rightarrow \text{E}$ ) e o impacto da evaporação na precipitação ( $\text{E} \rightarrow \text{P}$ ). Tal como a precipitação, a sensibilidade da evaporação às anomalias de umidade do solo pode ser medida pelo índice  $\Omega$  por meio das diferenças  $\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W})$  e  $\Omega_E(\mathbf{S}) - \Omega_E(\mathbf{W})$ . No entanto, para que o impacto da umidade do solo na evaporação seja “sentido” pela atmosfera, tanto a similaridade quanto à variabilidade da evaporação ( $\sigma_E$ ) devem ser altos (GUO et al., 2006). Em outras palavras, o produto  $[\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W})]\sigma_E$  (ou  $[\Omega_E(\mathbf{S}) - \Omega_E(\mathbf{W})]\sigma_E$ ) deve ser alto.

Analisando este produto em cada uma das configurações (figuras não apresentadas), verificou-se que, em geral, as regiões semi-áridas mostram uma boa relação entre as áreas com forte acoplamento superfície-atmosfera e as com os maiores valores de  $[\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W})]\sigma_E$  ou  $[\Omega_E(\mathbf{S}) - \Omega_E(\mathbf{W})]\sigma_E$ , dando suporte ao que foi discutido no parágrafo anterior. Apesar disto, há uma grande variabilidade entre os resultados e a média entre eles pode fornecer informações mais claras, pois remove as disparidades em cada uma das configurações, indicando somente as regiões em comum.

Nas Figuras 4.7a e 4.7c são mostrados os valores médios de  $\Omega_R(\mathbf{P}) - \Omega_W(\mathbf{P})$  (coluna da esquerda) e nas Figuras 4.7b e 4.7d, os valores médios de  $[\Omega_R(\mathbf{E}) - \Omega_W(\mathbf{E})]\sigma_E$  (coluna da direita) entre as quatro configurações do MCGA-CPTEC e para DJF (painel superior) e JJA (painel inferior). O mesmo pode ser observado na Figura 4.8, porém, para o experimento **S**. Apesar de serem valores médios, nota-se que em algumas regiões há coexistência entre os sinais de acoplamento, indicando que existe algum grau de acoplamento local entre os parâmetros da superfície continental e a precipitação e que podem ser explicados por variações na evaporação local. As alterações no conteúdo de água da superfície levam à mudanças na evaporação e por conseguinte à mudanças na precipitação. Esta relação não é perfeita devido às características do experimento e à deficiência do produto diagnóstico em capturar completamente o impacto da retroalimentação superfície-atmosfera no sinal da evaporação. Na verdade, a divisão da comunicação entre a umidade do solo e a geração da precipitação em duas partes ( $SW \rightarrow E$  e  $E \rightarrow P$ ) é útil para compreender as diferenças de acoplamento entre as quatro configurações e indicar as regiões em que há um forte acoplamento local entre os parâmetros da superfície continental e a geração da precipitação.

Para medir a segunda componente do acoplamento ( $E \rightarrow P$ ) utilizou-se dois índices. O primeiro  $(E \rightarrow P)_1$  é simplesmente a correlação espacial entre  $[\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W})]\sigma_E(W)$  e  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  (também aplicado para as simulações do conjunto **S**). Se o controle da evaporação sobre a precipitação for forte e local, os padrões espaciais do índice  $SW \rightarrow E$  e da similaridade da precipitação deverão ser altamente correlacionados. Já o segundo índice  $(E \rightarrow P)_2$  representa a razão entre a média de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  e  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$ , uma medida global de como a segunda componente do acoplamento superfície-atmosfera ( $E \rightarrow P$ ) degrada a ligação entre a umidade do solo e a precipitação. No entanto, não há distinção entre os impactos locais ou remotos da evaporação. Estes dois índices  $(E \rightarrow P)_1$  e  $(E \rightarrow P)_2$ , em conjunto com os valores médios globais sobre as regiões continentais sem a presença de gelo do acoplamento superfície atmosfera ( $SW \rightarrow P$ ) e do impacto da superfície sobre a

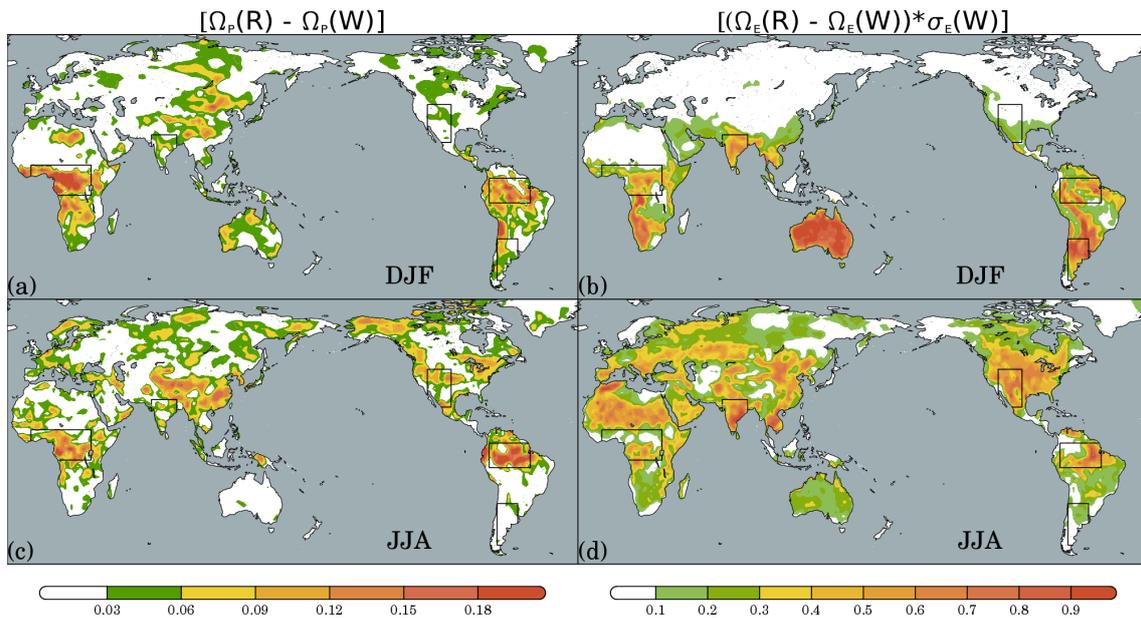


Figura 4.7 - Distribuição global de a) e c)  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  e de b) e d)  $[(\Omega_E(\mathbf{R}) - \Omega_E(\mathbf{W}))\sigma_E(\mathbf{W})]$  médio entre as 4 configurações do MCGA-CPTEC utilizadas neste estudo (Kuo-IBIS, Kuo-SSiB, Grell-IBIS e Grell-SSiB). Os gráficos superiores são médias para o trimestre DJF, enquanto que os inferiores são médias para o trimestre JJA.

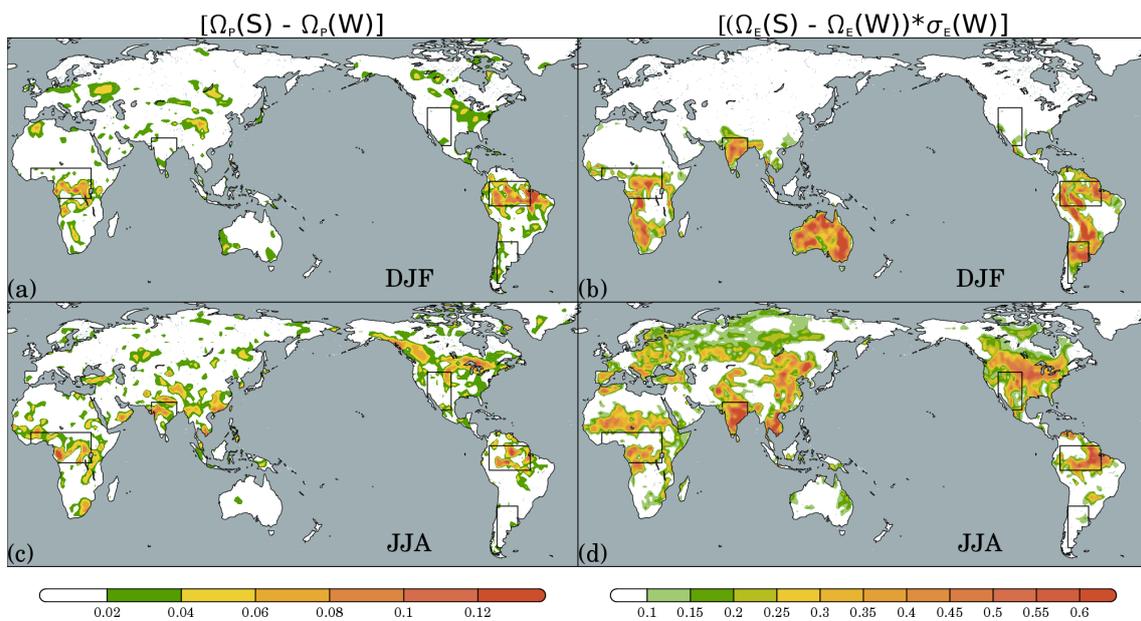


Figura 4.8 - Idem à Figura 4.5, porém para o experimento S.

Tabela 4.2 - Média global sobre as regiões continentais sem a presença de gelo do acoplamento superfície-atmosfera entre os conjuntos **R** e **W**, calculado para cada uma das 4 configurações do MCGA-CPTEC e válido para os trimestres JJA e DJF. São apresentados o acoplamento superfície-atmosfera (SW→P), o segmento Superfície-Evaporação (SW→E) e o segmento Evaporação-Precipitação (E→P).

Conf. Modelo	Trimestre JJA				Trimestre DJF			
	SW→P	SW→E	E→P <sub>1</sub>	E→P <sub>2</sub>	SW→P	SW→E	E→P <sub>1</sub>	E→P <sub>2</sub>
Kuo-IBIS	<b>0,046</b>	0,219	<b>0,233</b>	<b>0,210</b>	0,035	0,283	<b>0,250</b>	0,180
Kuo-SSiB	0,030	0,176	0,174	0,172	0,042	0,168	0,079	<b>0,248</b>
Grell-IBIS	0,042	<b>0,308</b>	0,096	0,136	<b>0,063</b>	<b>0,402</b>	0,247	0,156
Grell-SSiB	0,037	0,256	0,191	0,143	0,050	0,260	0,081	0,191
NC95	0,004	0,015			0,005	0,029		
NC90	0,003	0,014			0,004	0,024		

evaporação (SW→E) são apresentados nas Tabelas 4.2 e 4.3, respectivamente para o experimento **R** e **S**. Verifica-se em ambas os valores para os trimestres DJF e JJA. Nas duas últimas linhas, são indicados os valores mínimos de diferença entre cada uma das configurações que são significativos ao nível de confiança de 95% (NC95) e 90% (NC90). Destacados em vermelho estão os maiores valores de cada um dos índices.

Nas colunas 2 e 6 da Tabela 4.2, encontra-se os valores médios de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  (SW→P). Verifica-se a formação de dois grupos distintos em cada trimestre. Durante JJA, a magnitude dos valores médios globais de acoplamento estão relacionados primeiro ao esquema de superfície e a seguir à parametrização convectiva. Os dois maiores valores são referentes às configurações Kuo-IBIS e Grell-IBIS, seguidas por Grell-SSiB e Kuo-SSiB. Embora as médias sejam muito semelhantes, diferenças de 0,004 entre cada um dos valores são significativas ao nível de confiança de 95%. Isto indica que a superfície continental exerce um maior controle sobre a precipitação do MCGA-CPTEC durante o trimestre JJA em comparação à componente atmosférica. Por outro lado, verifica-se o resultado oposto durante o trimestre DJF, indicando que a magnitude dos valores médios globais de acoplamento estão relacionados primeiro à parametrização convectiva. É importante lembrar que no cálculo dos valores médios não são considerados nos pontos de grade em que a superfície está congelada e portanto, as áreas de acoplamento sobre o Hemisfério Norte identificadas na Figura 4.4 não são consideradas.

Outro aspecto relevante a ser destacado da Tabela 4.2 é que os maiores valores de acoplamento foram observados nas configurações do MCGA-CPTEC que contaram

com o modelo de superfície IBIS. Embora não tenha sido apresentado, as simulações realizadas com o esquema IBIS (configurações Grell-IBIS e Kuo-IBIS) tiveram maiores valores de conteúdo de água no solo quando comparadas às simulações com o esquema SSiB (configurações Grell-SSiB e Kuo-SSiB). As comparações foram realizadas calculando-se o conteúdo de água contido no primeiro 1 metro de profundidade do solo em cada uma das configurações. Esta diferença pode estar relacionada ao fato do esquema IBIS ser mais sofisticado quando comparado ao esquema SSiB. Há, por exemplo, um melhor tratamento das camadas de solo (maior número de níveis verticais) e dos processos de condutividade hidráulica, levando à melhoria da representação do armazenamento de água nas camadas de solo. Considerando que a evaporação é limitada pela disponibilidade de água no solo nas regiões com climas secos ou de transição, as características próprias deste esquema induzem a um aumento da evaporação sobre estas regiões onde, além disso, observou-se alguns dos maiores valores de acoplamento superfície-atmosfera.

Apesar das regiões de acoplamento identificadas na análise das Figuras 4.3 a 4.6 serem semelhantes às reportadas em outros estudos, os valores médios de acoplamento mostrados nas colunas 2 e 6 da Tabela 4.2, quando comparados às estivas de outros modelos, são considerados fracos ou moderados. Entretanto, os mesmos são considerados dentro do intervalo de valores encontrados pelo GLACE e são comparáveis aos valores obtidos para os modelos do *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* (CCCma), da *University of California, Los Angeles* (UCLA) e do *Center for Climate System Research (CCSR)/National Institute for Environmental Studies* (NIES), de Tokyo, Japão. Já a distribuição espacial lembra os padrões apresentados pelo modelo do *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA). Provavelmente estas semelhanças estejam relacionadas ao uso do mesmo esquema de superfície (SSiB) pelos modelos UCLA e COLA ou à mesma parametrização convectiva (Kuo) pelo modelo CCSR. Este resultado demonstra que, apesar dos pequenos valores de acoplamento, o MCGA-CPTEC não representa um valor discrepante (*outlier*) em relação aos demais modelos já investigados.

É importante lembrar que o índice  $\Omega$  é uma medida estatística que tem como finalidade estimar a contribuição relativa das forçantes externas e da variabilidade caótica na simulação numérica de uma determinada variável atmosférica (YAMADA et al., 2007). Não existe, até o momento, nenhum trabalho que tenha abordado o realismo do acoplamento superfície-atmosfera em simulações numéricas, principalmente porque não há medidas diretas da interação superfície-atmosfera em escalas globais. Assim, a intensidade do acoplamento de um modelo não indica necessariamente a

destreza do mesmo em simular as interações superfície-atmosfera. Este índice é útil para que sejam realizados comparativos entre diferentes modelos e assim auxiliar na interpretação de resultados de outros estudos.

Comparando-se os resultados médios do acoplamento (SW→P) da Tabela 4.2 (referentes ao conjunto **R**) com os da Tabela 4.3 (conjunto **S**), nota-se que, para ambas as estações do ano, os valores de  $\Omega_P(\mathbf{S}) - \Omega_P(\mathbf{W})$  são muito menores do que os valores de  $\Omega_P(\mathbf{R}) - \Omega_P(\mathbf{W})$ , indicando que a especificação da umidade do solo sub-superficial tem um impacto menor na variabilidade da precipitação. Isto acontece porque a água que está no subsolo leva um tempo maior para retornar à atmosfera do que aquela que está na superfície ou nos primeiros centímetros do solo (KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006). Outro aspecto notado na comparação é que, diferente do comportamento verificado na Tabela 4.2, a intensidade do acoplamento em ambas as estações do ano parece estar relacionada principalmente à escolha da parametrização convectiva e em segundo plano ao esquema de superfície.

A partir desta característica, e tomando como exemplo os resultados para o trimestre DJF de ambos os experimentos (**R** e **S**), ao analisar as Figuras 4.4 e 4.6, nota-se que as áreas de acoplamento superfície-atmosfera estão presentes principalmente sobre a região Amazônica e na área de floresta tropical da África (veja que as configurações Grell-IBIS e Grell-SSiB apresentam os maiores valores médios globais<sup>2</sup> de acoplamento nesta época do ano). Estas duas regiões apresentam clima úmido, e sob o regime de disponibilidade de energia durante o período de DJF, o transporte vertical turbulento de calor sensível e de calor latente à superfície favorece a elevação da parcela de ar sem que uma forçante de grande escala esteja atuando. A parcela de ar adquire flutuabilidade positiva e tem-se início a convecção. Uma vez que a parametrização convectiva de GD é um esquema de fluxo de massa baseado na Energia Disponível para a Flutuabilidade, ou de forma similar à Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE), que age para equilibrar a desestabilização imposta pelos processos termodinâmicos locais ou mesmo de grande escala, espera-se que sobre as regiões tropicais, na presença de água na atmosfera fornecida pelo esquema de superfície, e na presença de energia, haja o disparo convectivo de forma mais efetiva que se utilizar um esquema baseado em convergência de umidade de grande escala, como é o caso dos esquemas do tipo Kuo. Por isso, esquemas de fluxo de massa como o de GD aliados a uma função disparo da convecção que considera

---

<sup>2</sup>Como os valores médios de acoplamento são calculados somente sobre as regiões onde o solo não está coberto por gelo, a maior parte das áreas de acoplamento presentes sobre o Hemisfério Norte não entram no cálculo, assim as médias refletem o acoplamento sobre a região tropical.

Tabela 4.3 - Idem à Tabela 4.2, porém para o experimento **S**.

Conf. Modelo	Trimestre JJA				Trimestre DJF			
	SW→P	SW→E	E→P <sub>1</sub>	E→P <sub>2</sub>	SW→P	SW→E	E→P <sub>1</sub>	E→P <sub>2</sub>
Kuo-IBIS	<b>0,011</b>	0,100	0,145	<b>0,115</b>	0,003	0,146	<b>0,216</b>	0,019
Kuo-SSiB	0,009	0,113	<b>0,190</b>	0,078	0,008	0,155	-0,048	0,054
Grell-IBIS	0,007	<b>0,193</b>	0,156	0,035	<b>0,018</b>	<b>0,276</b>	0,200	0,066
Grell-SSiB	0,007	0,179	0,147	0,038	0,011	0,099	0,143	<b>0,114</b>
NC95	0,003	0,007			0,004	0,007		
NC90	0,002	0,006			0,003	0,006		

os fluxos de calor sensível e latente na superfície como forçantes das parcelas de ar apresentam melhor desempenho no disparo convectivo se comparados à formulação original destes autores (JAKOB; SIEBESMA, 2003; Santos e Silva et al., 2012).

Entre as configurações Grell-IBIS e Grell-SSiB, observa-se que a primeira possui o maior valor de acoplamento, provavelmente associado às simulações com o esquema IBIS que apresentam solos mais úmidos do que aquelas que consideram o modelo SSiB, traduzindo-se em maior disponibilidade de água para a evaporação e consequentemente, maior atividade convectiva e precipitação nesta, como discutido acima.

A análise das colunas 4 e 8 das Tabelas 4.2 e 4.3 referem-se ao impacto da evaporação sobre a precipitação  $(E \rightarrow P)_1$ , e correspondem, respectivamente aos experimentos **R** e **S**. Note que os valores deste índice são muito pequenos e sugerem, a princípio, que a conexão  $E \rightarrow P$  é muito fraca em todas as configurações analisadas o que faria com que as configurações perdessem o sinal que é transmitido de umidade do solo para evaporação. Então, observando este índice pode-se sugerir que os pequenos valores de acoplamento apresentados pelo MCGA-CPTEC podem estar relacionados com o quanto o modelo “sente” o sinal da evaporação do modelo. Mesmo nas regiões em que há uma maior variabilidade da evaporação combinado com um forte acoplamento entre a superfície e a evaporação, isto é, altos valores de  $SW \rightarrow E$ , a atmosfera do MCGA-CPTEC é incapaz de “sentir” a intensidade deste sinal, o que pode estar ligado a alguma deficiência na camada limite planetária do modelo.

#### 4.1.3 Considerações finais da seção

Segundo o que foi analisado nesta Seção, percebe-se que os padrões espaciais de similaridade relacionados a ambos os reservatórios são comparáveis aos encontrados por (KOSTER et al., 2006), durante o verão boreal. Os maiores valores estão presen-

tes sobre a região equatorial e em algumas áreas de latitudes médias, destacando-se o Sahel, Amazônia e porções da Ásia e Índia. Os valores médios de acoplamento e são comparáveis aos valores obtidos para os modelos do *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* (CCCma), da *University of California, Los Angeles* (UCLA) e do *Center for Climate System Research (CCSR)/National Institute for Environmental Studies* (NIES), de Tokyo, Japão. Já a distribuição espacial lembra os padrões apresentados pelo modelo do *Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies* (COLA), sendo que nenhuma das 4 configurações representa um valor discrepante dentro do intervalo de valores apresentado pelo GLACE. No mesmo sentido, os resultados para o verão austral mostraram-se dentro do comportamento esperado. Os maiores valores estão contidos em sua grande maioria sobre a região equatorial, com destaque para regiões de latitudes médias que apresentam características de transição entre climas secos e úmidos, como a porção sudoeste da América do Sul e a região de monção sobre a África.

Foi identificado que os maiores valores de acoplamento superfície–atmosfera ocorrem nas duas configurações que utilizaram o modelo de superfície IBIS, para ambos os experimentos **R** e **S**. A diferença ficou por conta da parametrização convectiva. Durante o trimestre DJF, a combinação Grell–IBIS apresentou o maior acoplamento, já para o trimestre JJA, a combinação Kuo–IBIS mostrou-se mais intensa.

As duas configurações que contaram com o esquema de superfície IBIS apresentaram um maior conteúdo de água no solo do que as configurações que utilizam o esquema SSiB. Além disso, o modelo IBIS possui mais camadas e apresenta maior profundidade do que o SSiB. Ambas as características levam à maior disponibilidade de água, tanto para a evaporação do solo quando para a retirada de água pelas plantas, proporcionando uma maior transpiração e, por consequência, levando à um maior potencial para a produção de precipitação convectiva. Cada um dos esquemas de convecção apresenta uma característica distinta sobre a forma como utiliza a umidade disponível na atmosfera para gerar precipitação. Enquanto o esquema de convecção Kuo leva em conta da convergência de umidade em grande, a parametrização GD é mais sensível à disponibilidade local. Assim, cada uma das configurações irá responder de forma diferente às perturbações que ocorrem na superfície continental. Como este experimento tem por hipótese o acoplamento local, e suas características favorecem esta hipótese, esperava-se que a configuração que utiliza a parametrização GD apresentasse maior “força” de acoplamento. Somado a isto, a maior disponibilidade de água pelo esquema de superfície IBIS levou à maior sensibilidade da configuração Grell–IBIS.

Dos resultados apresentados, não foi possível concluir se existe alguma relação entre a IA da componente SW→E e a IA da componente SW→P. Por outro lado, verificou-se que em ambas as estações do ano, as regiões de forte acoplamento no segmento SW→P estão intimamente relacionadas às regiões em que há uma combinação entre a maior IA do segmento SW→E e maior variabilidade  $\lambda E$ . Estes resultados sugerem que a atmosfera do MCGA–CPTEC é incapaz de “sentir” a intensidade deste sinal, o que pode estar ligado a alguma deficiência na camada limite planetária do modelo.

Em resumo, os resultados apresentados neste estudo indicam que, a partir da análise das simulações do conjunto **W**, as forçantes externas (radiação solar e TSM) exercem forte influência sobre a precipitação na região equatorial, principalmente durante o verão boreal. Além disso, quando se compara as simulações realizadas neste trabalho com os resultados encontrados por Koster et al. (2006), identificam-se semelhanças na localização e IA, com os maiores valores de acoplamento localizados nas zonas de transição entre climas secos e úmidos (por exemplo, o Sahel e Índia). Koster et al. (2006) sugeriu que as parametrizações utilizadas pelos modelos analisados no GLACE poderiam ser responsáveis pelas diferenças nas variações geográficas da “força” de acoplamento. Ao testar esta hipótese com o MCGA–CPTEC, encontrou-se que as diferenças entre os esquemas de superfície levaram a diferenças na “força” de acoplamento durante o verão boreal. Por outro lado, identificou-se que durante o verão austral a mesma é mais sensível às diferenças entre as parametrizações Kuo e GD. Supõe-se a hipótese de que a força de acoplamento possa estar relacionada à diferença na distribuição de massa continental entre o Hemisfério Norte e Sul, o que pode explicar os resultados encontrados.

## 4.2 DESCRIÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DAS SIMULAÇÕES REALIZADAS COM O MCGA–CPTEC

Os centros operacionais de meteorologia têm um desafio constante em melhorar a confiabilidade das suas PNTC e ambientais. Com isto, emprega-se constantemente um grande esforço no desenvolvimento e aprimoramento dos modelos numéricos. Tal processo tem como ponto de partida o conhecimento detalhado da habilidade dos modelos em simular os principais padrões de circulação atmosférica. Para isso, são realizadas análises subjetivas e objetivas, pelas quais é possível identificar erros sistemáticos e tendências nas simulações de tempo e clima destes modelos.

Diversos trabalhos têm avaliado o desempenho do MCGA–CPTEC (CAVALCANTI et al., 2002; MARENGO et al., 2003; FIGUEROA et al., 2006; SANTOS et al., 2008; CUNNINGHAM et al., 2015). Cavalcanti et al. (2002) avaliaram os resultados de uma simulação de 10 anos (1982-1991) realizada com o MCGA versão 1.0, utilizando o esquema de convecção profunda Kuo (1974). Seus resultados mostraram que o ciclo sazonal é bem reproduzido em todas as variáveis analisadas e os erros sistemáticos ocorrem na mesma região em diferentes épocas. As Zonas de Convergências no Hemisfério Sul são simuladas razoavelmente bem, embora ocorra superestimativa da precipitação nas partes sul e subestimativa na porção norte. As características principais da circulação em altos e baixos níveis são bem descritas pelo modelo, embora com diferentes intensidades quando comparadas contra dados de Reanálise.

A variabilidade interanual da precipitação em diversas regiões do globo foi avaliada por Marengo et al. (2003), por meio de uma simulação de 10 anos (1982-91) do MCGA–CPTEC versão 1.0 com a parametrização convectiva Kuo. Mostrou-se que o ciclo anual da precipitação é bem simulado pelo modelo para várias regiões continentais e oceânicas nos trópicos e latitudes médias e o pico da estação chuvosa é realisticamente simulado pelo modelo em diversas regiões.

A implementação de diferentes parametrizações também foi avaliada no MCGA–CPTEC versão 1.0. Figueroa et al. (2006) verificaram, por meio de uma série de experimentos com simulações de 7 anos, que a inclusão de novas parametrizações de convecção profunda Grell e Dévényi (2002), convecção rasa Souza (1999) e o esquema de radiação Chou e Suarez (1999), proporcionou um ganho de destreza nas simulações do clima durante o verão do Hemisfério Sul. Santos et al. (2008), avaliaram a implementação das estimativas de vento a 10 metros no MCGA–CPTEC versão 1.0 durante o Furacão Catarina e verificaram que, apesar de deficiências nas previsões de curto prazo, o modelo foi capaz prever a formação e trajetória do sistema. Adicio-

nalmente, [Bonatti et al. \(2006\)](#) estudaram o mesmo fenômeno utilizando uma versão do MCGA–CPTEC em alta resolução, e identificaram que esta melhoria não contribuiu para simular melhor a intensidade da pressão de superfície e ventos associados ao Catarina porque o modelo simulou a fonte de aquecimento máxima em um nível vertical mais alto que o esperado. No entanto, o modelo representou de forma satisfatória as principais características do fenômeno e o campo de precipitação, devido à melhor representação da topografia.

Apesar dos inúmeros trabalhos que são realizados com a finalidade de avaliar o desempenho do MCGA–CPTEC em diferentes situações, é sempre necessário realizar novas avaliações, buscando analisar se houve modificações na representação das características climatológicas em diferentes estações do ano e onde há possíveis falhas que podem ser corrigidas. Assim, nesta seção busca-se realizar um comparativo entre duas configurações diferentes do MCGA–CPTEC denominadas na Seção 4.1 de: (a) Kuo–SSiB e (b) Grell–IBIS. A escolha destas duas configurações, ao invés das quatro analisadas anteriormente, se deu por conta do CPTEC ter utilizado a primeira (Kuo–SSiB) em sua versão operacional até dezembro de 2013 e posteriormente ter adotado a segunda (Grell–IBIS) para as previsões operacionais. Para a análise destas configurações, foi realizada uma simulação entre janeiro de 1998 e dezembro de 2014, reinicializadas a partir dos arquivos de *restart* gerados por um dos membros da simulação AMIP (descrita na Seção 4.1), e forçados pela TSM observada.

Para comparar a habilidade do MCGA–CPTEC em simular as principais variáveis meteorológicas [a saber: ventos em altos níveis, Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) e temperatura do ar], foram realizadas médias sazonais do período de simulação e comparou-se com dados da reanálise ERA–Interim. Para validar os resultados do modelo quanto à simulação de precipitação, foram também produzidos campos sazonais a partir da série de dados do CPC – *Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) ([XIE; ARKIN, 1997](#)), disponíveis a partir do ano de 1979 até o presente. Esse conjunto de dados leva em consideração estimativas de precipitação a partir de dados de satélite, aqueles coletados sobre os oceanos a partir de instrumentos a bordo de navios e boias fixas e à deriva, além de estações terrestres.

Os resultados desta avaliação, em conjunto com os apresentados na Seção 4.1, serviram de suporte à decisão da escolha da configuração do MCGA–CPTEC a ser utilizada no processo de assimilação de dados de umidade do solo, descrita na Seção 4.3.

#### 4.2.1 Médias zonais da precipitação, Pressão ao Nível Médio do Mar e do vento zonal em altos níveis

A média zonal da precipitação, da PNMM, da temperatura do ar em 1000 hPa e do vento zonal em 200 hPa, válidas para os trimestres de DJF e JJA e para as duas configurações do MCGA–CPTEC são apresentadas na Figura 4.9. Os resultados são comparados com a reanálise Era–Interim e dados de precipitação do CMAP.

De uma forma geral, a média zonal da precipitação, para ambas as configurações, representa os principais padrões produzidos pelo CMAP em ambas as estações do ano (Figura 4.9a,b). Comparando estes resultados com os de Cavalcanti et al. (2002), observou-se que as características médias das variáveis analisadas não diferiram de forma substancial, embora o MCGA–CPTEC tenha sofrido várias modificações, principalmente na representação dos processos físicos. Esta característica está associada ao fato de que, ao serem calculadas as médias globais de um longo período, o modelo tende a se aproximar de seu padrão climatológico. Assim, não é de se esperar mudanças substanciais das características atmosféricas obtidas com a versão atual do MCGA–CPTEC daquela versão utilizada por Cavalcanti et al. (2002). De todo modo, é importante verificar a existência de inconsistências nas simulações que possam prejudicar a aplicação do sistema de assimilação de dados.

Em relação à precipitação, o modelo apresenta superestimativa sobre o hemisfério de inverno entre  $35^\circ$  e  $65^\circ$ , região esta preferencial das *storm tracks*. Apesar das diferenças verificadas na média zonal da precipitação, ambas as configurações do MCGA–CPTEC são capazes de capturar importantes características da precipitação em ambos os hemisférios, como os mínimos associados às altas subtropicais, que mostram valores próximos dos observados no conjunto de dados do CMAP, e os máximos relacionados à região da trajetória das tempestades nos hemisférios de inverno (*storm tracks*).

A média zonal da PNMM (Figuras 4.9c,d) é bem reproduzida em ambas as configurações entre médias e baixas latitudes. O modelo é capaz de reproduzir o mínimo de pressão associado ao cavado equatorial e os máximos relacionados às altas subtropicais em ambos hemisférios. Entretanto, é possível identificar que ambas as configurações subestimam a PNMM ao norte de  $60^\circ\text{N}$  durante os meses de DJF, concordando com o excesso de precipitação (Figura 4.9a) simulado nessa faixa de latitude. Em JJA, há uma concordância entre a superestimativa da PNMM ao sul de  $60^\circ\text{S}$  e a subestimativa da precipitação nessa faixa (Figura 4.9b). A configuração Grell–IBIS apresenta um padrão inverso ao comportamento da pressão verificada

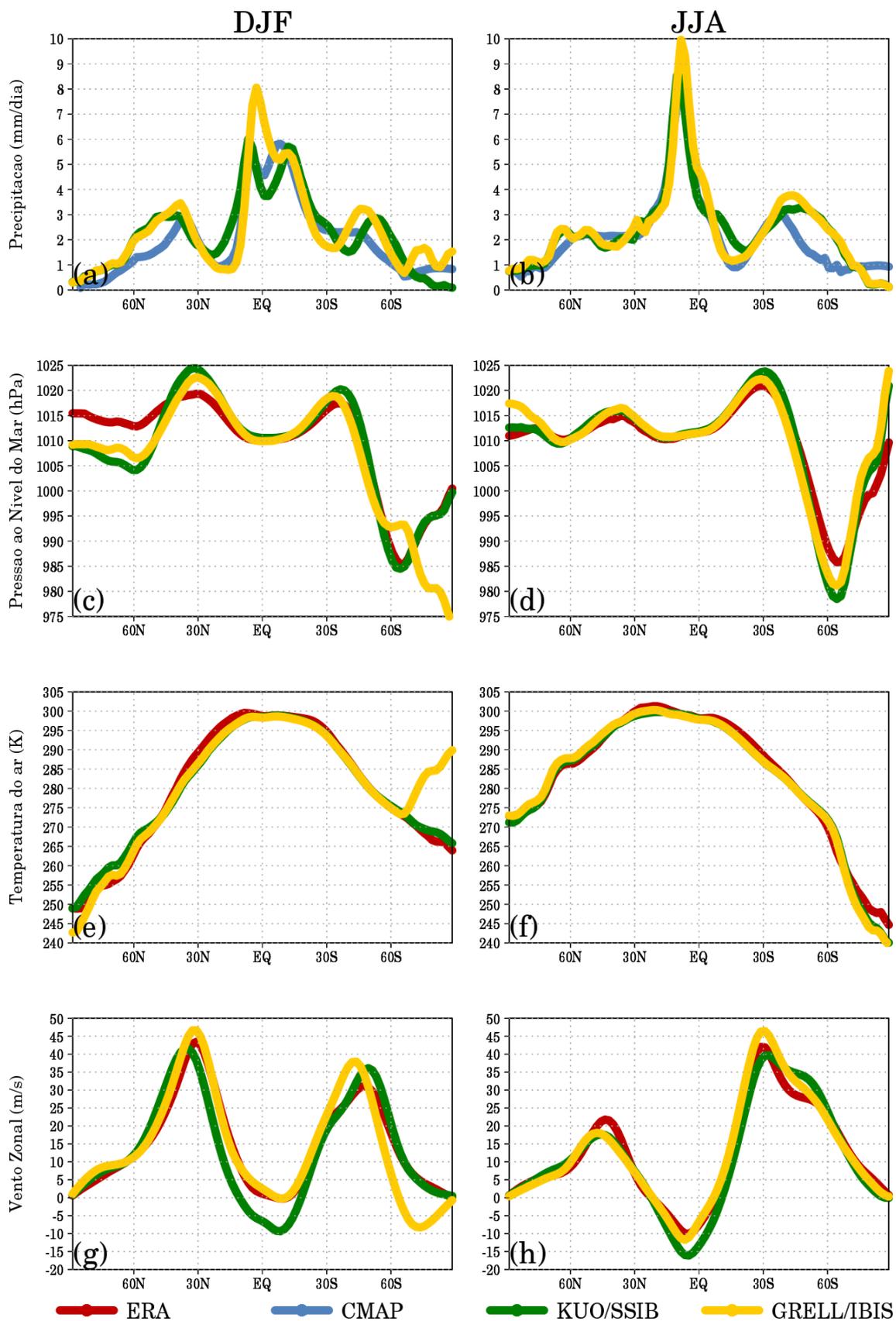


Figura 4.9 - Média zonal para os trimestres de DJF (coluna da esquerda) e JJA (coluna da direita) para (a) e (b) precipitação (mm/dia), (c) e (d) PNMM (hPa), (e) e (f) temperatura do ar (K) e (g) e (h) vento zonal (m/s).

tanto pela reanálise quanto pela configuração Kuo–SSiB ao sul de  $60^{\circ}\text{S}$  durante DJF, indicando uma queda acentuada na média da PNMM. Nota-se nesta mesma faixa de latitude que na configuração Grell–IBIS há um aumento acentuado da média zonal da temperatura do ar em 1000 hPa (Figura 4.9e), diferindo do padrão da reanálise Era–Interim e da configuração Kuo–SSiB. Entretanto observa-se que, em geral, o modelo simula bem o ciclo latitudinal da temperatura, com valores máximos próximo ao equador, decrescendo em direção aos polos, próximo ao verificado na reanálise Era–Interim em ambos os trimestres.

O vento zonal (Figuras 4.9g-h) é tipicamente mais intenso entre as faixas de latitude de  $30^{\circ}$  e  $60^{\circ}$  em ambos hemisférios, caracterizando a presença das correntes de jato em altos níveis. Durante o inverno boreal, os jatos no Hemisfério Norte são mais acentuados, enquanto que durante o inverno austral, a corrente de jato fica mais intensa no Hemisfério Sul. Isto porque durante o inverno, o gradiente de temperatura médio meridional é mais intenso. Tendo em vista que o Hemisfério Sul possui menos massa continental, a diferença na intensidade dos jatos entre os trimestres de DJF e JJA não é tão marcante quanto aquela observada no Hemisfério Norte. O modelo representa bem os padrões de vento zonal identificados nas reanálises do Era–Interim. Entretanto, a configuração Kuo–SSiB apresenta superestimativa na intensidade e uma mudança na direção do vento em relação ao observado no trimestre de DJF. Enquanto o Era–Interim indica ventos de leste, o modelo Kuo–SSiB simula ventos de oeste. A configuração Grell–IBIS apresenta uma defasagem do máximo de ventos que ocorre em  $50^{\circ}$  no Hemisfério Sul durante DJF de aproximadamente  $10^{\circ}$  para norte, o que gera uma inversão do padrão da direção do vento ao sul de  $35^{\circ}$ .

#### 4.2.2 Estrutura vertical média do vento zonal e da temperatura

A caracterização da estrutura vertical média da atmosfera é um fator importante para medir a qualidade das simulações do modelo atmosférico. As características do vento zonal são uma parte fundamental do sistema de troca de calor do planeta, já que ajudam na transferência de energia dos trópicos em direção aos polos e do excesso de frio das regiões polares em direção ao equador.

Nas Figuras 4.10 e 4.11 são apresentadas a estrutura vertical média do vento zonal para as configurações Kuo–SSiB e Grell–IBIS comparadas com a reanálise Era–Interim, para os trimestres de DJF (coluna da esquerda) e JJA (coluna da direita). Os gráficos (b) e (e) de ambas as figuras referem-se à reanálise Era–Interim. Nestes gráficos são identificadas as características típicas do vento zonal médio, como os jatos subtropicais e os ventos de leste sobre a região equatorial. É possível identificar

que a circulação zonal é dominada pela corrente de jato de oeste, com máximo observado entre 35 m/s e 40 m/s, em aproximadamente 200 hPa, caracterizando o jato subtropical. Os valores máximos do vento zonal ocorrem sobre o hemisfério de inverno com o jato posicionado em aproximadamente 30°. Nesta região, observa-se que o gradiente horizontal de temperatura norte-sul é máximo, evidenciando a característica baroclínica da atmosfera. Por outro lado, os menores valores do vento zonal são observados sobre o hemisfério de verão, não ultrapassando 15 m/s durante os meses de JJA sobre o Hemisfério Norte. As mudanças na intensidade e posicionamento do jato estão relacionadas com a migração, ao longo do ano, da região de máximo aquecimento da Terra. Durante o inverno, por exemplo, o gradiente de temperatura entre a região equatorial e polar atinge o seu máximo (gráficos (b) e (e) das Figuras 4.12 e 4.13), o que leva a uma intensificação da corrente de jato sobre o hemisfério de inverno.

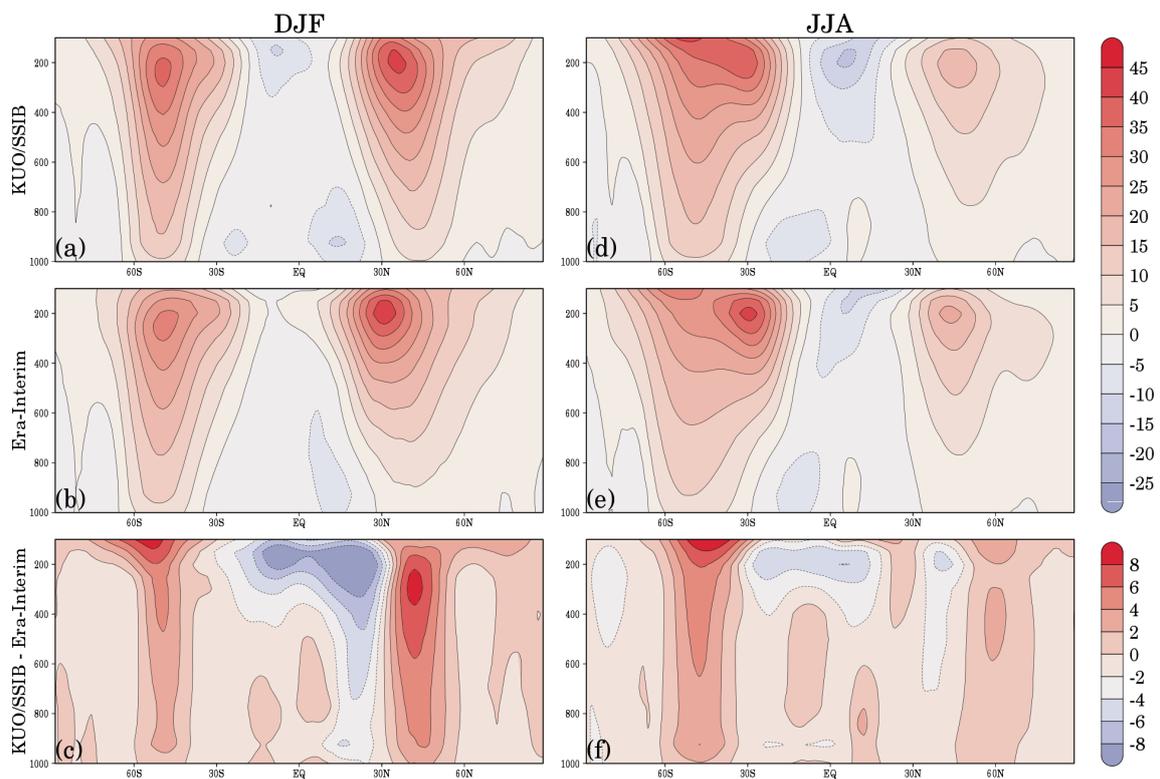


Figura 4.10 - Estrutura vertical média do vento zonal (m/s) simulada pelo MCGA-CPTEC com a configuração Kuo-SSiB para os meses de (a) DJF e (b) JJA, simulada pela reanálise Era-Interim para os meses de (c) DJF e (d) JJA e a diferença entre o MCGA-CPTEC e a reanálise Era-Interim para os meses de (e) DJF e (f) JJA.

Ambas as configurações do MCGA-CPTEC (gráficos (a) e (d) das Figuras

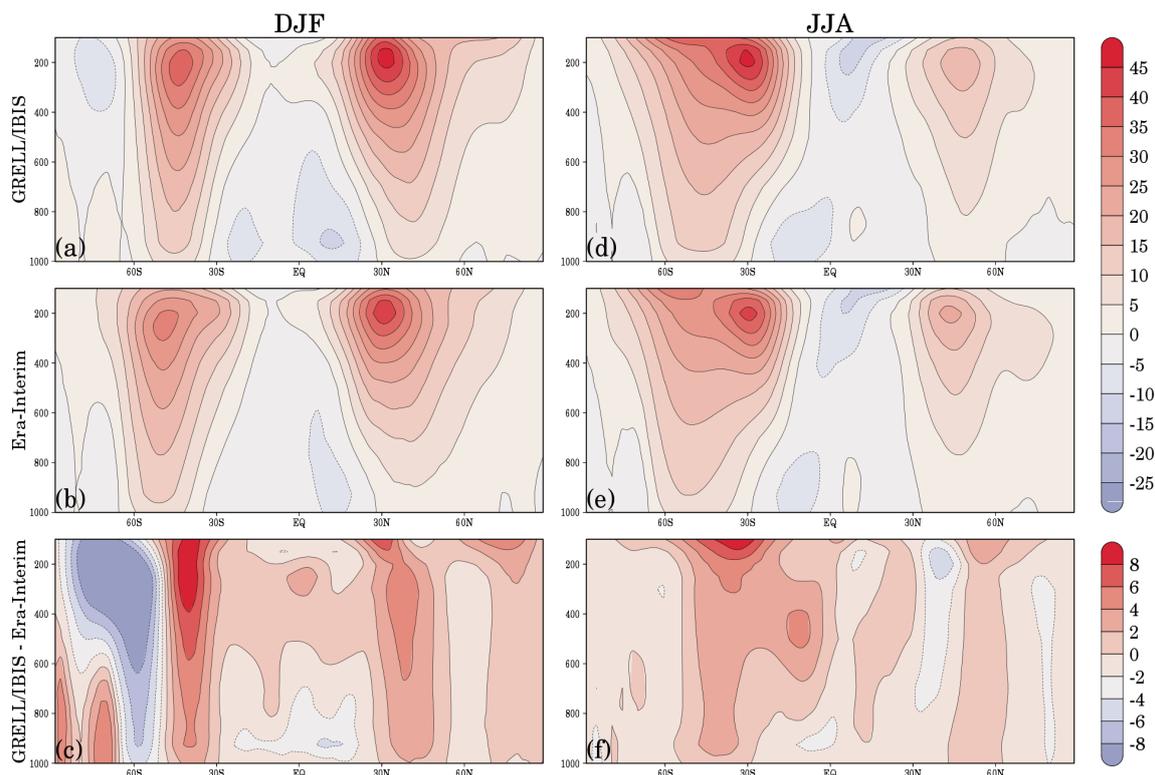


Figura 4.11 - Idem à Figura 4.10, exceto para a configuração Grell–IBIS.

ras 4.10 e 4.11) reproduzem bem o posicionamento e a intensidade da corrente de jato subtropical sobre os dois hemisférios, mostrando-se bem semelhantes à distribuição vertical observada nos resultados da reanálise. Os ventos de leste sobre a região equatorial também são bem reproduzidos, com os máximos ocorrendo sobre o hemisfério de inverno. As diferenças entre ambas as configurações do MCGA–CPTEC e a reanálise Era–Interim são apresentadas nos gráficos (c) e (f) das Figuras 4.10 e 4.11, respectivamente, para as configurações Kuo–SSiB e Grell–IBIS. Embora o padrão médio seja semelhante ao da reanálise, notam-se diferenças que não podem ser negligenciadas. A configuração Kuo–SSiB apresenta um viés do tipo dipolo na região de ocorrência do jato subtropical sobre o hemisfério de inverno, característico do erro relacionado tanto ao posicionamento quanto à intensidade do sistema observado. Verifica-se ainda que este dipolo é mais intenso durante o trimestre de DJF, possivelmente relacionado ao viés quente sobre a mesma região, notado nos gráficos (c) e (f) da Figura 4.12.

A configuração Grell–IBIS apresenta o mesmo tipo de erro observado na configuração Kuo–SSiB. Há um deslocamento do jato subtropical para baixas latitudes sobre o hemisfério de inverno, sendo mais acentuada durante o trimestre de DJF, como

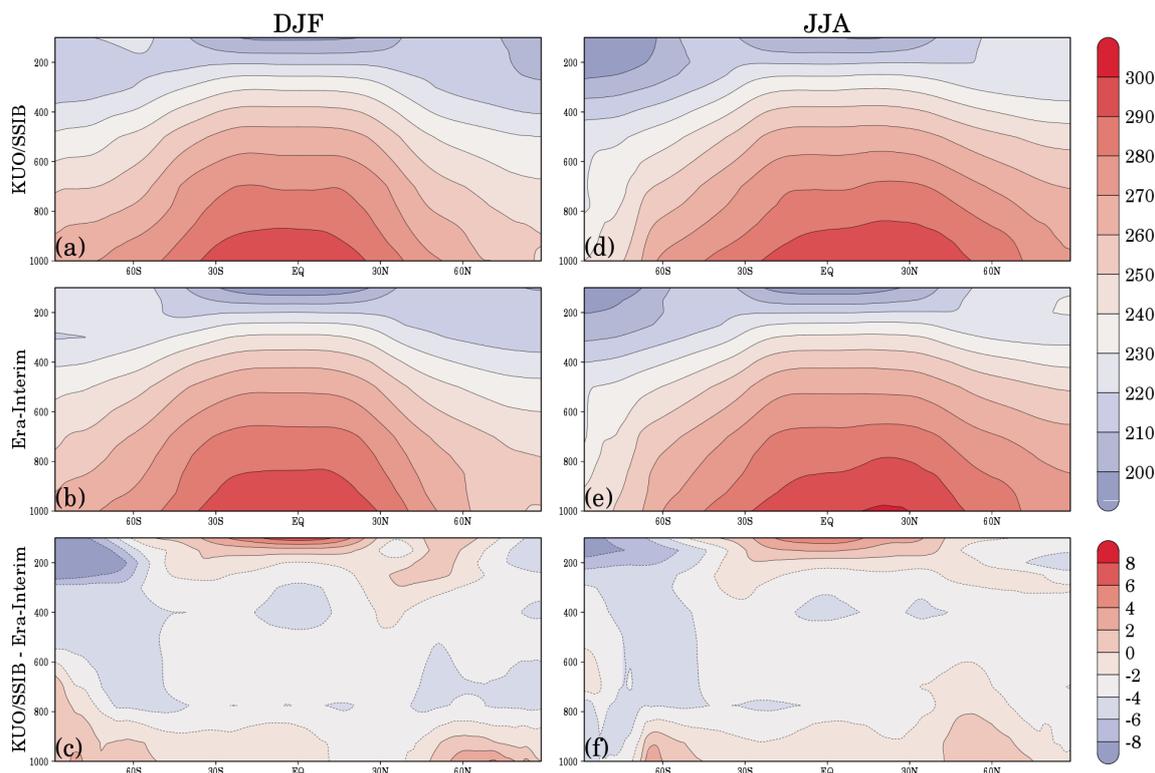


Figura 4.12 - Estrutura vertical média da temperatura do ar (k) simulada pelo MCGA–CPTEC com a configuração Kuo–SSiB para os meses de (a) DJF e (b) JJA, simulada pela reanálise Era–Interim para os meses de (c) DJF e (d) JJA e a diferença entre o MCGA–CPTEC e a reanálise Era–Interim para os meses de (e) DJF e (f) JJA.

pode ser observado no gráfico (c) da Figura 4.13. Além disso, há outro dipolo sobre o jato subtropical do hemisfério de verão, também mais intenso durante o trimestre de DJF. Esta diferença possivelmente está relacionada ao perfil de temperatura mais quente observado sobre a região do Polo Sul durante o trimestre de DJF e evidenciada no gráfico (c) da Figura 4.13. Nesta região, ao sul de 60°S, há um aumento brusco da temperatura do ar, caracterizado por uma diferença máxima de 24° que estende-se da superfície até aproximadamente o nível de 700hPa. Esta mesma característica é vista sobre o hemisfério norte durante o trimestre de JJA, porém com intensidade menor, mas claramente notada no gráfico das diferenças (gráfico (f) da Figura 4.13). No gráfico do vento zonal médio da configuração Grell–IBIS (gráfico (a) da Figura 4.11), nota-se também a existência de outro escoamento do jato em altos níveis, porém, de leste, sobre o polo sul. Esta característica não é observada na configuração Kuo–SSiB (gráfico (a) da Figura 4.10), concordando com os resultados da reanálise (gráfico (b) das Figuras 4.10 e 4.11).

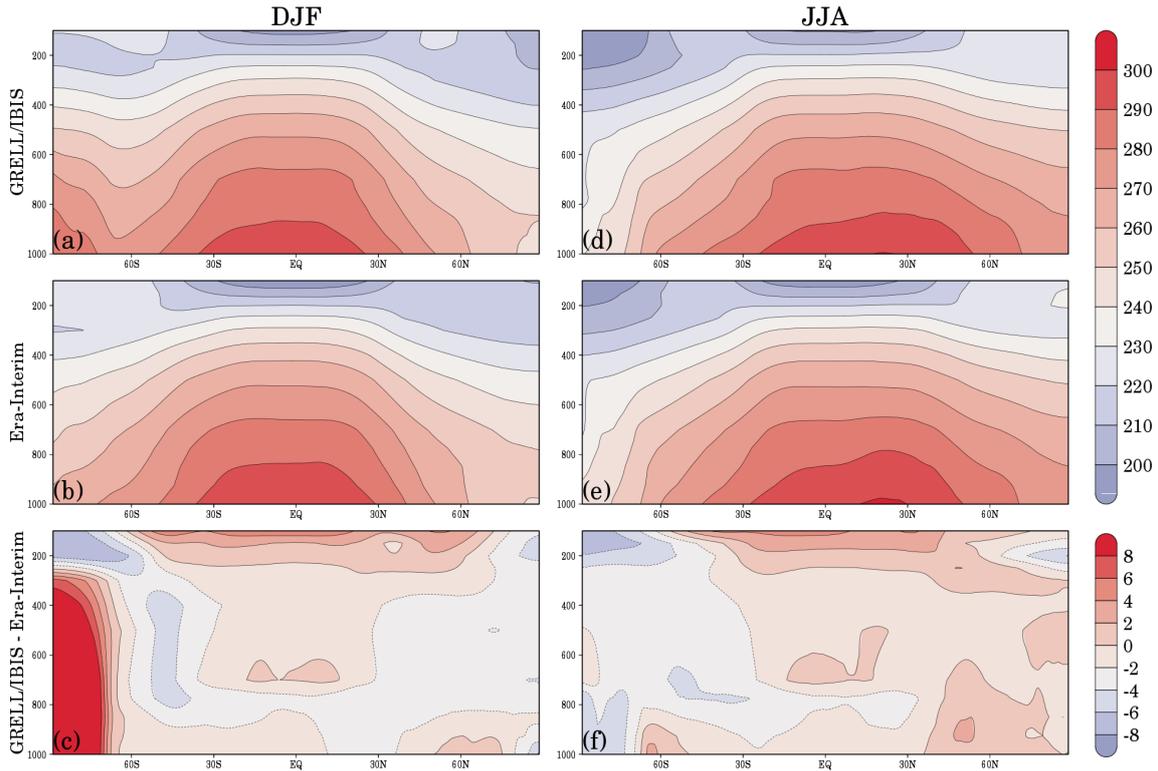


Figura 4.13 - Idem à Figura 4.12, exceto para a configuração Grell-IBIS.

Para a média zonal da temperatura de ambas as configurações (ver Figuras 4.12 e 4.13), além das diferenças já mencionadas nos parágrafos anteriores, e que possivelmente relacionam-se com as diferenças encontradas nos campos do vento zonal médio, nota-se ainda que sobre o hemisfério de inverno há um viés quente em baixos níveis (entre 1000 hPa e 800 hPa), em ambas as configurações, porém mais acentuado na configuração Kuo-SSiB durante o trimestre de DJF.

#### 4.2.3 Variação sazonal da precipitação

A variação sazonal da precipitação para a configuração Kuo-SSiB é apresentada nas Figuras 4.14 e 4.15, enquanto que para a configuração Grell-IBIS é apresentada nas Figuras 4.16 e 4.17. Ambas as configurações são comparadas com os dados de precipitação do CMAP. A coluna da direita representa o trimestre de DJF nas Figuras 4.14 e 4.16 e o trimestre de JJA nas Figuras 4.15 e 4.17. A coluna da esquerda representa o trimestre de MAM nas Figuras 4.14 e 4.16 e o trimestre de SON nas Figuras 4.15 e 4.17. Nos dois gráficos superiores destas, são apresentadas as simulações com o MCGA-CPTEC para as configurações Kuo-SSiB (Figuras 4.14 e 4.15) e Grell-IBIS (Figuras 4.16 e 4.17). Nos mapas centrais são mostrados os dados observados do CMAP e nos inferiores, a diferença entre as simulações do MCGA-CPTEC

e os dados de precipitação do CMAP.

Como pode ser notado pelos mapas dos dados do CMAP (gráficos (b) e (e)), a precipitação apresenta uma distribuição heterogênea ao longo do globo, sendo relacionada com o posicionamento das massas de ar e com a disponibilidade de água proveniente da evaporação. No entanto, pode-se notar alguns padrões importantes. Durante as quatro estações do ano, a precipitação é máxima sobre a região equatorial, especialmente sobre o Oceano Pacífico, com um decréscimo quase contínuo em direção aos polos. Sobre a região equatorial, há uma banda estreita com altos valores de precipitação que estende-se pela região central-leste do Oceano Pacífico, em aproximadamente  $5^{\circ}\text{N}$ . Estes altos valores de precipitação estão relacionados, em parte, com o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Ainda na região equatorial, observa-se outra área de forte precipitação relacionada à  *piscina quente* no Oceano Pacífico oeste, em aproximadamente  $5^{\circ}\text{N}$  (leste das Filipinas – Papua–Nova Guiné). Entre aproximadamente  $10^{\circ}\text{S}$  e  $20^{\circ}\text{S}$  é visível a formação de duas zonas de convergência com altos valores de precipitação: a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS. Entre aproximadamente  $20^{\circ}\text{S}$  e  $30^{\circ}\text{S}$  há um decréscimo na precipitação devido à presença dos sistemas de alta pressão subtropicais semipermanentes, que inibem a formação de nuvens e conseqüentemente a precipitação. Já em latitudes médias, entre aproximadamente  $50^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{S}$ , há novamente um aumento da precipitação, especialmente sobre os oceanos, que está relacionado à presença de um cinturão de sistemas de baixa pressão. A partir deste ponto, a precipitação diminui para valores próximos a zero sobre as regiões polares.

Cada uma das grandes áreas de precipitação ao redor do globo sofre uma variação sazonal, tanto em relação ao seu posicionamento quanto aos volumes observados. O regime de precipitação de diversas regiões no globo está relacionado diretamente com a variação sazonal destas grandes áreas, então sua correta simulação é um fator importante na determinação da habilidade do modelo atmosférico.

A ZCIT, por exemplo, possui um deslocamento norte-sul ao longo do ano, influenciando nos regimes de precipitação de regiões continentais como o nordeste da América do Sul, a África subsaariana e a Índia. A ZCIT sobre o Oceano Atlântico alcança sua posição mais ao norte (aproximadamente  $10^{\circ}\text{N}$ ) durante os meses de JJA (veja Figura 4.15b), e o seu posicionamento mais ao sul (aproximando-se da linha do equador) durante os meses de MAM (veja Figura 4.14e). Os maiores valores de precipitação sobre o nordeste da América do Sul ocorrem exatamente na época em que a ZCIT sobre o Oceano Atlântico atinge sua posição mais ao sul (UVO, 1989)

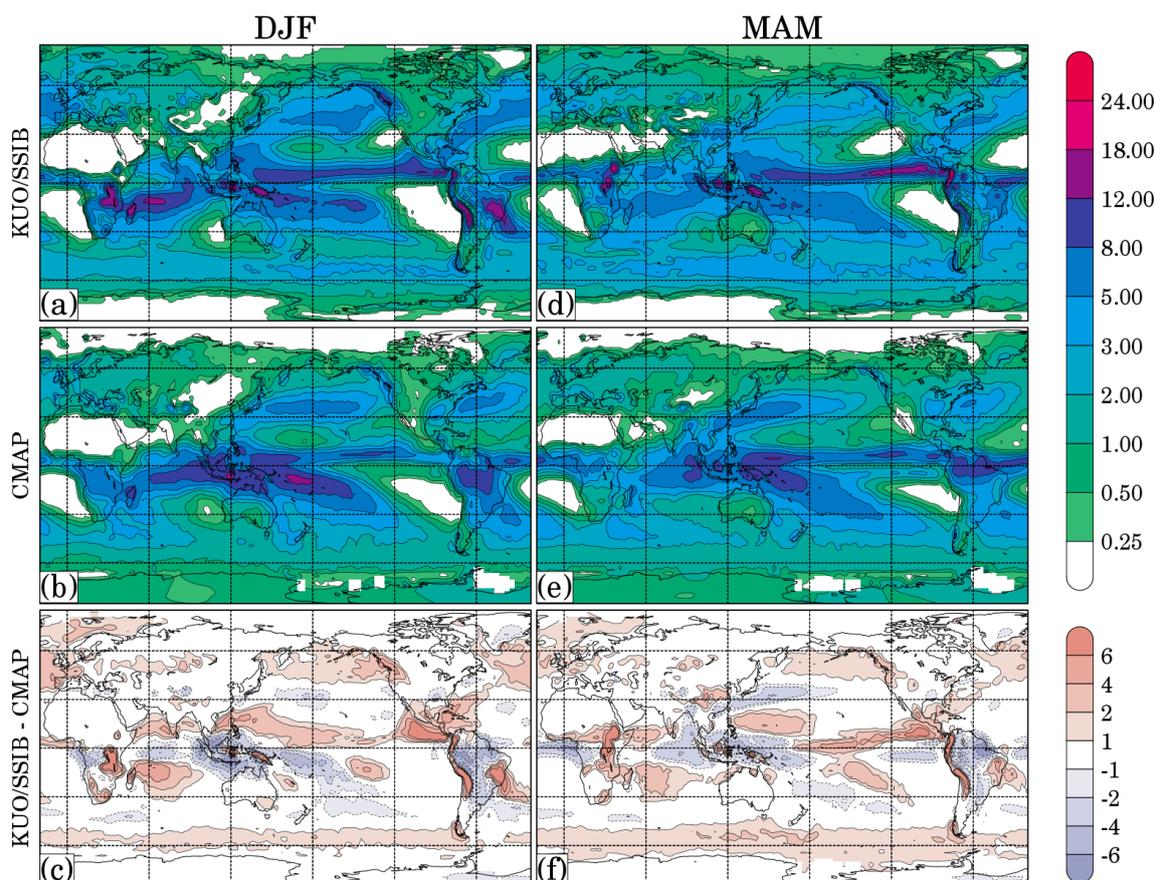


Figura 4.14 - Média sazonal da precipitação para os meses de DJF (coluna da esquerda) e MAM (coluna da direita). Os gráficos (a) e (d) representam os campos do MCGA–CPTEC com a configuração KUO–SSiB, os gráficos (b) e (e) são os dados observados do CMAP e os gráficos (c) e (f) são a diferença entre o modelo e a observação.

(veja Figura 4.14e). Sobre a região oeste do Oceano Pacífico, a ZCIT interage com a ZCPS, estendendo-se ao longo de uma banda de precipitação orientada de noroeste a sudeste sobre o Oceano Pacífico sudoeste (Figura 4.14b). A maior atividade da ZCPS ocorre durante os meses de DJF, porém pode ser notada durante todo o ano.

A ZCIT é, também, o principal sistema de grande escala que controla a distribuição sazonal da precipitação sobre as regiões leste e oeste da África equatorial (África Ocidental e Oriental, respectivamente). Na região oriental, são observados dois sistemas de monção distintos (OKOOLA, 1999). O sistema de monção nordeste (NE) que atua durante os meses de DJF (Figura 4.14b) e o sistema de monção sudeste (SE), que é observado durante os meses de JJA (Figura 4.15b)<sup>3</sup>. A transição entre

<sup>3</sup>A nomenclatura dos sistemas de monção baseia-se no sentido predominante dos ventos, isto é, durante o sistema de monção NE, os ventos sobre a África Oriental são predominantemente de NE, por outro lado, durante a ocorrência do sistema de monção SE, aproximadamente entre os

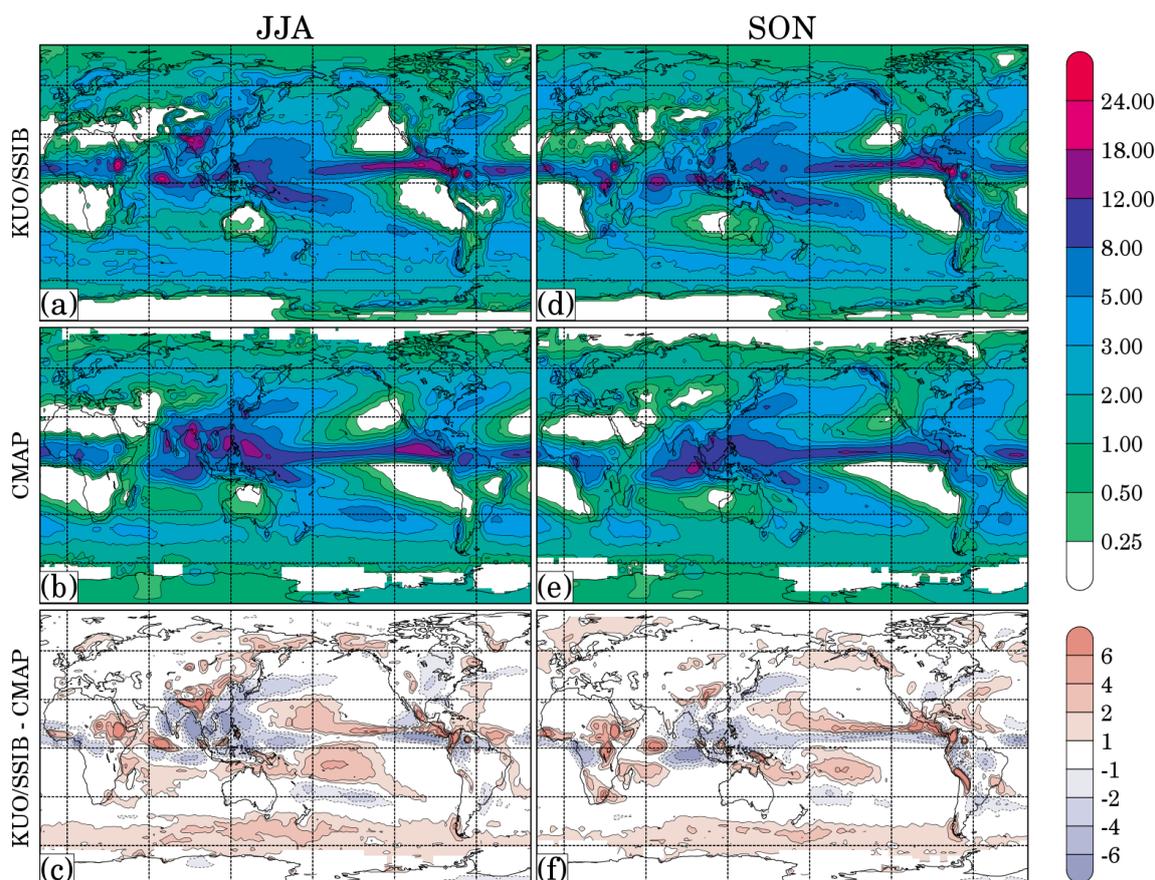


Figura 4.15 - Idem à Figura 4.14, porém para os meses JJA (coluna da esquerda) e SON (coluna da direita).

o sistema NE e SE ocorre durante os meses de MAM (Figura 4.14e) e é caracterizada pela convergência das massas de ar em baixos níveis, que movem-se em direção ao equador em ambos os hemisférios sobre a região equatorial da África Oriental (OKOOLA, 1999). Por outro lado, o início da estação chuvosa sobre a África Ocidental está relacionado com a migração para o norte da ZCIT durante os meses de MAM (SULTAN; JANICOT, 2000) (Figura 4.14e) e JJA (Figura 4.15b).

De forma geral, ambas as configurações do MCGA-CPTEC (gráficos (a) e (d) das Figuras 4.14- 4.17) representam bem as principais características do ciclo sazonal da precipitação. O deslocamento da ZCIT sobre o Oceano Atlântico, bem como a configuração da ZCPS e da ZCAS são bem representados, com os maiores valores destas ocorrendo durante os meses de DJF. Por outro lado, na maioria das regiões, os valores de precipitação são superestimados, com as maiores diferenças ocorrendo nos meses de DJF e MAM. Na Tabela 4.4 são apresentados os valores médios da di-

---

meses de maio e setembro, a direção predominante dos ventos é de sudeste (NAIROBI, 1979)

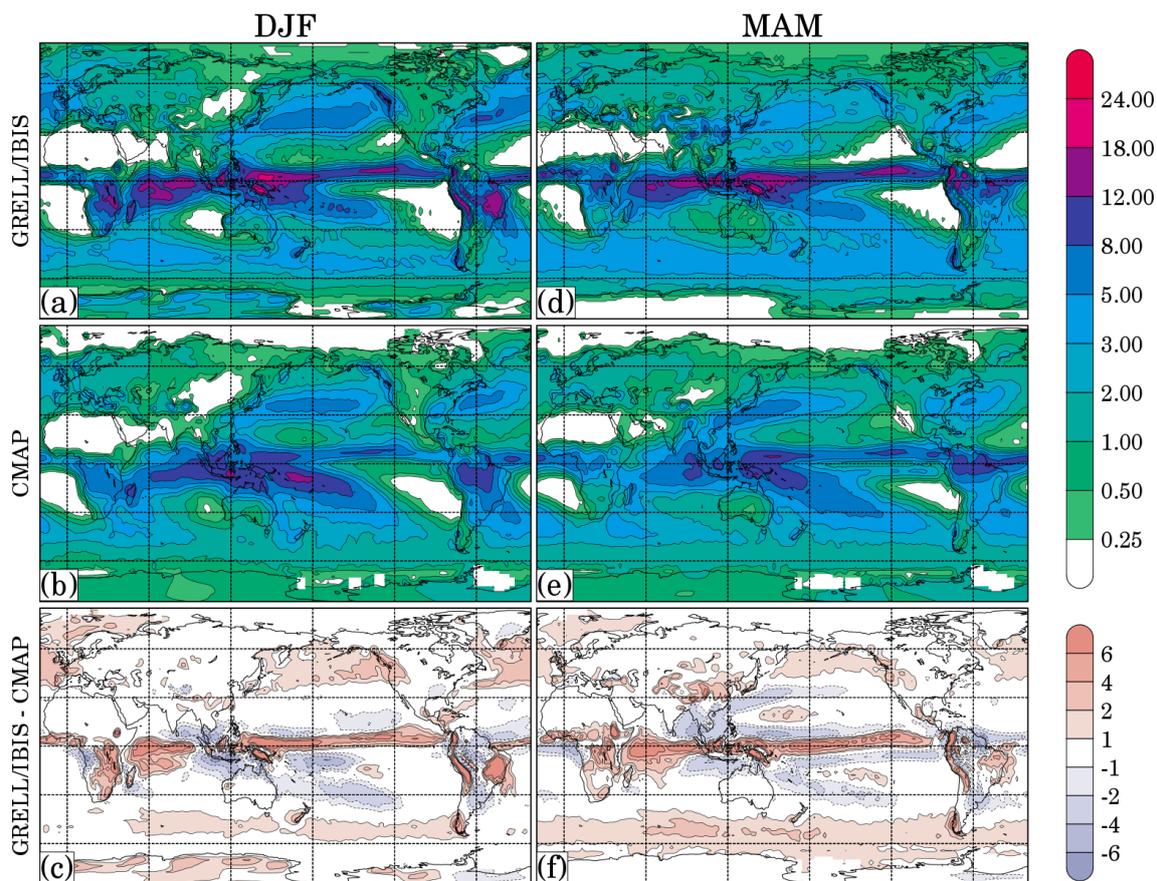


Figura 4.16 - Média sazonal da precipitação para os meses de DJF (coluna da esquerda) e MAM (coluna da direita). Os gráficos (a) e (d) representam os campos do MCGA-CPTEC com a configuração Grell-IBIS, os gráficos (b) e (e) são os dados observados do CMAP e os gráficos (c) e (f) são a diferença entre o modelo e a observação.

ferença entre a precipitação estimada pelas duas configurações do MCGA-CPTEC e os dados do CMAP. Como o CMAP apresenta ausência de observações a partir de  $60^\circ$  em direção aos polos em função da limitação da metodologia adotada principalmente nas estimativas por satélite, o cálculo das médias foi realizado somente entre  $60^\circ\text{S}$  e  $60^\circ\text{N}$ . Os valores apresentados na Tabela evidenciam a superestimativa nas simulações de precipitação do MCGA-CPTEC, e mostram que a configuração Grell-IBIS tende a intensificar os valores de precipitação.

As bandas de precipitação relacionadas à ZCAS e à ZCPS são representadas corretamente durante os meses de DJF em ambas as simulações do MCGA-CPTEC. No entanto, sobre a área de atuação da ZCAS, percebem-se valores excessivos de precipitação mais a sudeste e subestimativa a noroeste. Sobre a ZCPS, os valores são subestimados por ambas as configurações, assim como o posicionamento

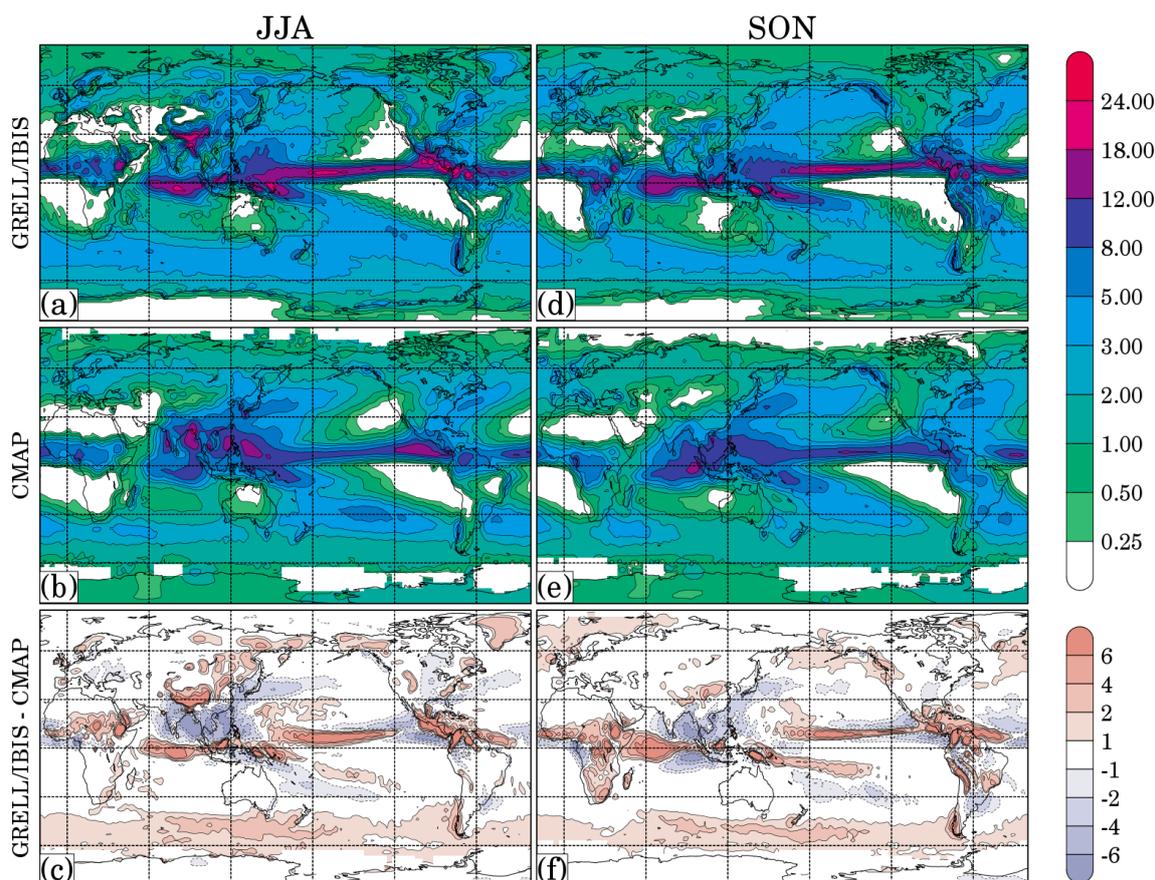


Figura 4.17 - Idem à Figura 4.16, porém para os meses JJA (coluna da esquerda) e SON (coluna da direita).

é simulado em um sentido mais zonal, enquanto que observa-se mais no sentido Noroeste–Sudeste nos campos do CMAP.

Sobre o continente africano, a variação sazonal da precipitação é bem simulada, representando os dois sistemas de monção sobre a região leste durante os meses de DJF e JJA e a estação chuvosa na porção oeste da África durante os meses de MAM e JJA. Apesar disto, todos os sistemas são superestimados por ambas as configurações do MCGA–CPTEC.

Sobre a região do Oceano Pacífico equatorial, nota-se que em todas as estações do ano e para ambas as configurações do MCGA–CPTEC há uma superestimativa de precipitação, porém a configuração Grell–IBIS apresentou maiores valores de precipitação do que a configuração Kuo–SSIB. Esta característica é notada na média global apresentada na Tabela 4.4. Embora as duas configurações superestimem a precipitação de uma forma geral, a configuração Grell–IBIS é aquela com os maiores valores durante as quatro estações do ano.

Tabela 4.4 - Valor médio global (mm/dia) da diferença entre as estimativas de precipitação do MCGA–CPTEC e os dados do CMAP, calculados entre a faixa 60°S e 60°N de latitude.

Estações do Ano	Configurações do MCGA	
	Kuo–SSiB	Grell–IBIS
Verão	0,304	0,355
Outono	0,336	0,391
Inverno	0,271	0,343
Primavera	0,260	0,369

As Figuras 4.18 e 4.19 apresentam a correlação temporal das anomalias sazonais da precipitação entre cada uma das configurações do MCGA–CPTEC e a série de precipitação do CMAP para as quatro estações do ano. Desta forma, é possível determinar em quais regiões do globo o modelo é capaz de simular a variabilidade temporal da precipitação. Os erros sistemáticos do modelo são parcialmente removidos nos campos de correlação, os quais estão relacionados às anomalias de precipitação em cada uma das estações do ano. Para o período estudado (entre janeiro de 1998 e dezembro de 2014) o teste-*t* de *Student* indica confiança de 95% a 99% para correlações superiores a 0,40 e 0,55, respectivamente.

A correlação é mais alta sobre a região tropical dos Oceanos Pacífico e Atlântico, onde o coeficiente ultrapassa 0,8 para as quatro estações do ano e em ambas as configurações. Este resultado indica que, mesmo que existam erros no posicionamento e intensidade da precipitação, como vistos nas Figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17, a variabilidade da precipitação nestas regiões é bem simulada pelo modelo. Os altos valores de correlação sobre os oceanos da região tropical indicam que o modelo apresenta uma boa resposta ao forçamento local da TSM. Já sobre as regiões extratropicais, esta resposta é reduzida, porém ainda assim é possível verificar algumas áreas distribuídas aleatoriamente com altos valores de correlação.

Sobre as regiões norte da América do Sul e nordeste do Brasil (NEB), também observam-se altos valores de correlação, excedendo 0,6 em ambas as estações do ano, com maior destaque para a configuração Kuo–SSiB, a qual melhor representa a variabilidade da precipitação nessas regiões. Sobre o NEB, os maiores valores de correlação são verificados durante o outono, coincidindo com o deslocamento mais para o sul da ZCIT, e conseqüentemente com o período chuvoso sobre o NEB. Assim, a boa previsibilidade nesta região é uma importante característica do MCGA–CPTEC. Outras regiões do globo também apresentam valores elevados de correlação, como

parte da Indonésia e da costa oeste da África equatorial durante o inverno e a primavera, bem como grandes áreas do Oceano Índico durante o inverno.

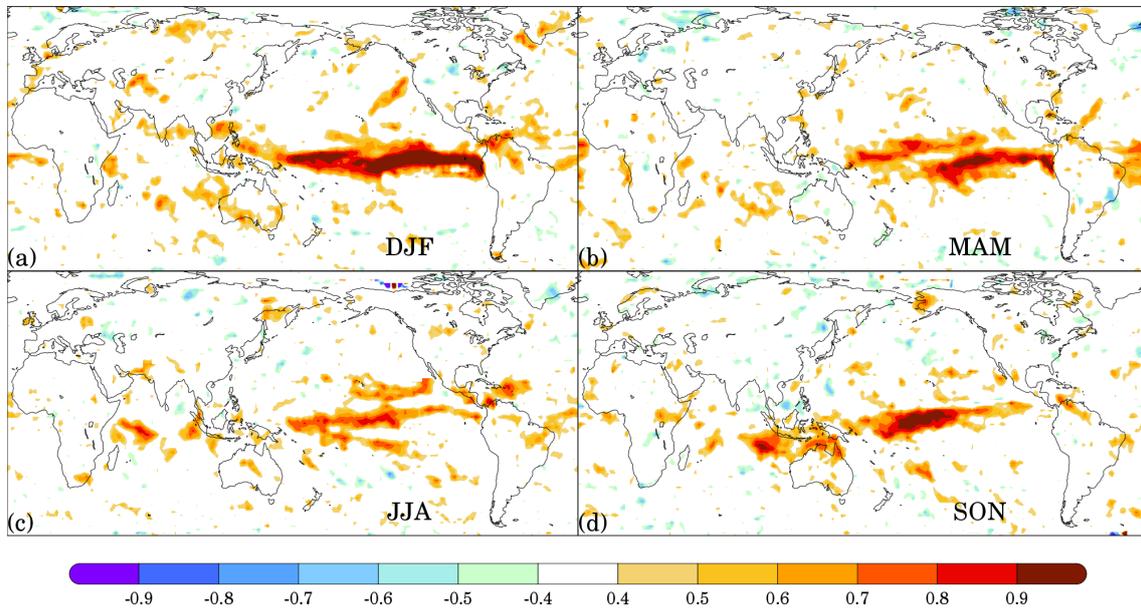


Figura 4.18 - Correlação temporal entre as anomalias sazonais da precipitação do MCGA–CPTEC com a configuração Kuo–SSIB e a série de precipitação do CMAP para os meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

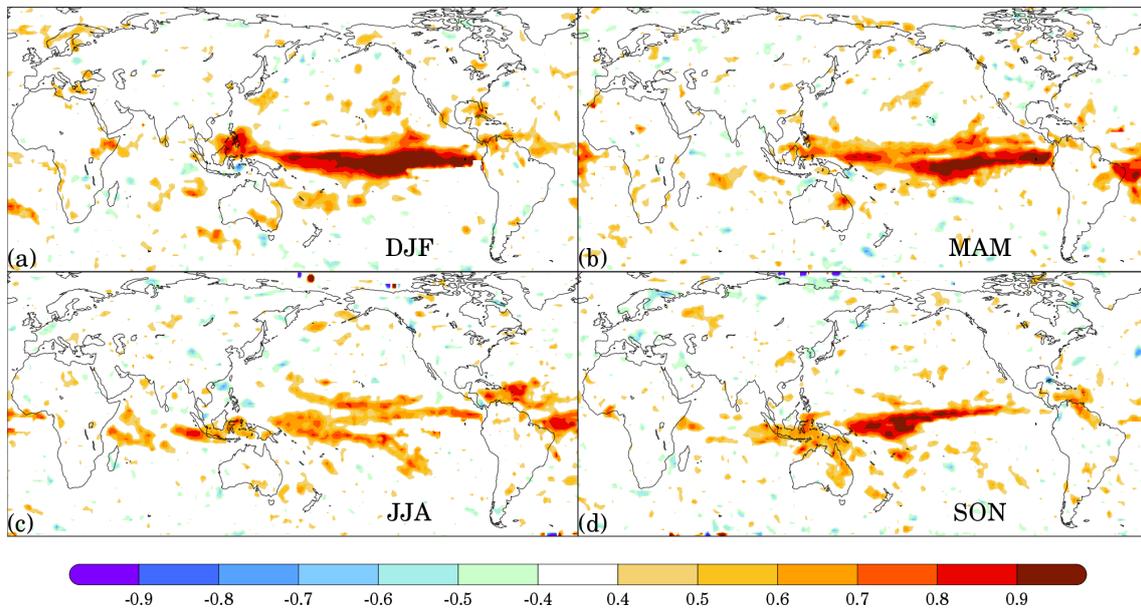


Figura 4.19 - Idem à Figura 4.18, exceto para a configuração Grell–IBIS.

#### 4.2.4 Considerações finais da seção

Esta seção teve como objetivo descrever as principais características climatológicas apresentadas pelo MCGA-CPTEC. Foram analisadas as duas configurações do MCGA-CPTEC, versão 4.0, utilizadas operacionalmente pelo CPTEC-INPE durante os últimos anos, a saber, a configuração Kuo-SSiB e a configuração Grell-IBIS.

Verificou-se nos resultados que ambas as configurações representam relativamente bem os principais padrões climatológicos das principais variáveis meteorológicas, como a temperatura do ar, velocidades zonal e meridional do vento, PNMM e precipitação. Ambas as configurações apresentam um comportamento muito semelhante durante as duas estações do ano analisadas. No entanto, durante os meses de DJF, ao sul de  $60^{\circ}\text{S}$ , a configuração Grell-IBIS apresentou grandes diferenças se comparado à configuração Kuo-SSiB e aos valores simulados pela reanálise Era-Interim, a qual foi utilizada como parâmetro de referência para esta análise. As maiores discrepâncias foram verificadas nas variáveis temperatura do ar e PNMM, que apresentaram diferenças de aproximadamente  $25^{\circ}\text{K}$  e  $25\text{ hPa}$ , respectivamente, sobre a região polar.

A estrutura vertical média zonal da temperatura do ar e da componente zonal do vento também foi bem representada. Houve uma boa configuração no posicionamento e intensidade do jato subtropical em ambos hemisférios, bem como os valores máximos do vento zonal sobre o hemisfério de inverno ficaram posicionados aproximadamente sobre a região em que observa-se máximo gradiente horizontal de temperatura norte-sul. Porém, a mesma discrepância verificada nos campos médios zonais foi encontrada na estrutura vertical média zonal das variáveis temperatura do ar e componente zonal do vento. Os maiores erros são notados na estrutura vertical média a temperatura do ar da configuração Grell-IBIS. Ao sul de  $60^{\circ}\text{S}$ , há um aumento abrupto da temperatura do ar, caracterizado por uma diferença de até  $24^{\circ}\text{K}$  que estende-se da superfície até aproximadamente o nível de  $700\text{hPa}$ . Esta característica também é notada sobre o Hemisfério Norte durante o trimestre de JJA, porém com menor intensidade. O reflexo de ambos vieses de temperatura são notados na estrutura vertical do vento zonal na configuração Grell-IBIS. Sobre o Polo Sul, por exemplo, durante o trimestre de DJF, o sentido predominante do vento simulado pela configuração Grell-IBIS é de oeste, enquanto que o observado na reanálise Era-Interim é de leste, assim como o que ocorre na configuração Kuo-SSiB. Tais discrepâncias também foram encontradas por [Kubota \(2012\)](#).

Analisou-se ainda a variabilidade sazonal da precipitação em ambas as configurações, indicando que houve uma boa caracterização desta variável, simulando os principais padrões globais de precipitação. A variação sazonal da ZCIT foi simulada de forma satisfatória, verificando-se uma boa simulação tanto do deslocamento norte-sul ao longo do ano quanto da sazonalidade da intensidade da precipitação. O modelo foi capaz de reproduzir razoavelmente bem a configuração das ZCPS e ZCAS. As características da precipitação típicas dos sistemas de monção sobre o continente africano e sobre a Índia também foram bem simulados. Os campos de correlação temporal das anomalias sazonais da precipitação indicaram que o MCGA-CPTEC, em ambas as configurações, apresenta uma boa resposta ao forçamento local da TSM, com altos valores de correlação entre a anomalia de precipitação simulada e observada sobre as regiões do Oceano Pacífico Tropical e Atlântico Tropical, com destaque para o NEB, que apresentou altos valores de correlação para os meses de MAM, característico do período chuvoso desta Região. Embora tenham sido encontradas estas características positivas com relação aos campos de precipitação em ambas as configurações, o cálculo das diferenças mostrou que, na maioria das regiões, os valores de precipitação MCGA-CPTEC são superestimados, com as maiores diferenças ocorrendo nos trimestres de DJF e MAM. Embora esta característica seja verificada em ambas as configurações, a configuração Grell-IBIS é aquela com as maiores discrepâncias durante as quatro estações do ano.

## 4.3 *SCREEN-LEVEL*: ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE UMIDADE DO SOLO USANDO VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS

### 4.3.1 Introdução

Nesta Seção são apresentados os resultados referentes ao experimento de assimilação de dados de umidade do solo utilizando os dados de temperatura do ar e umidade relativa a 2 metros, provenientes da rede GTS. A metodologia de assimilação de dados segue o método sequencial de OI (descrita na Seção 3.4). Como apresentado na Seção 3.4, esta metodologia traduz os incrementos de análise das variáveis temperatura do ar e umidade relativa em 2 metros em incrementos de análise de umidade do solo nos níveis do modelo.

O desempenho do MCGA-CPTEC em representar o grau de acoplamento superfície-atmosfera, bem como as principais características globais durante o período de simulação utilizado neste trabalho foram apresentados nas Seções 4.1 e 4.2. Comparado aos estudos realizados pelo projeto GLACE, verificou-se que o MCGA-CPTEC possui um grau de acoplamento intermediário, com maiores valores obtidos com a configuração que contempla o modelo de superfície IBIS.

A intensidade do acoplamento não é uma quantidade definida explicitamente no MCGA-CPTEC, mas o resultado do produto de complexas interações entre as diferentes parametrizações do modelo. Além disso, as diferenças entre as intensidades de acoplamento não estão associadas necessariamente à destreza do modelo, mas contribuem para verificar a intensidade da resposta da atmosfera (e portanto, qual sua previsibilidade) às anomalias de umidade do solo, e também em que regiões a atmosfera é mais sensível à superfície continental. Em conjunto com a análise do acoplamento superfície-atmosfera, identificou-se a necessidade de verificar se o MCGA-CPTEC seria capaz de reproduzir os principais padrões atmosféricos a partir de uma simulação de longo prazo. Esta análise foi apresentada na Seção 4.2, mostrando a avaliação dos campos médios das duas principais configurações utilizadas operacionalmente pelo CPTEC, a saber: (a) a configuração kuo-SSIB e (b) a configuração Grell-IBIS. Embora os maiores valores de acoplamento tenham sido obtidos pelas configurações que utilizaram o modelo de superfície IBIS, estas apresentaram deficiência na representação dos padrões atmosféricos na região polar, principalmente sobre o Polo Sul. Mesmo sendo uma região remota, os erros presentes nesta região poderiam influenciar os resultados da assimilação de dados sobre a superfície continental, uma vez que este processo é cíclico e os erros são propagados a cada passo de tempo.

Em vista do exposto, adotou-se o MCGA–CPTEC com a configuração Kuo–SSiB para aplicar o processo de assimilação de dados de umidade do solo. A combinação destas duas parametrizações foi utilizada operacionalmente pelo CPTEC até o final de 2012 e, como foi mostrado na Seção 4.2, representa satisfatoriamente bem as principais características atmosféricas médias sazonais. A partir desta configuração, foram realizados dois experimentos numéricos, a saber:

- *Open Loop* (OL): corresponde à simulação realizada com o MCGA–CPTEC em que a umidade do solo evolui livremente, e é uma simulação de longo prazo forçada pela TSM observada;
- *Land Data Assimilation* (LDAS): corresponde à simulação em que se utiliza a metodologia de OI para corrigir a evolução do campo de umidade do solo com base nas informações de temperatura do ar e umidade relativa a 2 metros.

Ambos os experimentos foram inicializados a partir do arquivo de *restart* de um dos membros do conjunto **W** de simulações AMIP (escolhido aleatoriamente), utilizado para análise do acoplamento superfície–atmosfera. Para cada um dos experimentos, foi realizada uma simulação que compreende o período de janeiro de 1998 a dezembro de 2014, com saídas a cada 6 horas. O experimento OL é uma simulação padrão do MCGA–CPTEC, com a umidade do solo evoluindo livremente. O experimento LDAS é também uma simulação padrão do MCGA–CPTEC, porém a umidade do solo é atualizada a cada 6 horas pelo processo de assimilação de dados. Ambas as simulações foram forçadas pela TSM observada (REYNOLDS et al., 2002), e para o experimento OL os campos iniciais de umidade do solo são provenientes da climatologia de (WILLMOTT et al., 1985).

Nesta Seção, as simulações de precipitação foram comparadas à série de dados do CMAP. Já as estimativas de umidade do solo foram confrontadas com as simulações da primeira versão do *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) (RODELL et al., 2004).

### 4.3.2 Resultados

Na Figura 4.20 são apresentados os incrementos de análise da umidade do solo (análise menos o *first guess*) para o primeiro metro de profundidade do solo, acumulados durante cada uma das estações do ano, médio para o período de estudo (1998–2014). Pode-se assumir que os incrementos são indicadores do desempenho

do MCGA–CPTEC, uma vez que padrões persistentes indicam que existem erros sistemáticos no modelo. Além disso, os valores verificados na Figura 4.20 não são desprezíveis e representam uma parte considerável do balanço de água na superfície. Por outro lado, incrementos de análise próximos a 0 mm não representam necessariamente que a análise não modifica a umidade do solo, mas indicam que, em geral, o modelo não apresenta um erro sistemático naquela região.

Nota-se que no trimestre JJA há uma adição de água no solo sobre o Hemisfério Norte, principalmente na Ásia e América do Norte, enquanto que sobre o Hemisfério Sul ocorre, em geral, uma remoção de água, como é o caso da Austrália, ou pequenos valores de incrementos positivos, como na América do Sul. A porção Meridional da África recebe os valores mais intensos de incremento positivo nesse período. Já durante o trimestre DJF, é observado um padrão oposto, isto é, ocorre um aumento de incrementos positivos sobre o Hemisfério Sul, e baixos valores de incremento, geralmente negativos, sobre o Hemisfério Norte. As estações de transição acompanham os padrões dos trimestres JJA e DJF. No trimestre SON, os incrementos são predominantemente positivos no Hemisfério Sul, porém mais intensos do que aqueles observados durante o trimestre DJF. Este padrão pode estar associado à deficiência do modelo em representar a transição de um período seco para o período úmido. Climatologicamente, a convecção profunda passa a migrar da região tropical para médias latitudes entre os meses de SON a DJF na América do Sul, centro-sul da África e Austrália. No trimestre MAM, os incrementos positivos passam a ser menos intensos no Hemisfério Sul, e tem-se o predomínio de incrementos negativos, principalmente na Austrália e norte/nordeste da América do Sul, enquanto que é retirada água do solo no Hemisfério Norte, onde há o predomínio de incrementos negativos na porção norte. Sistemáticamente, o noroeste da América do Sul apresenta incrementos negativos, que são mais intensos nos meses de MAM, indicando um erro sistemático na representação da umidade do solo na Amazônia durante a migração da convecção para o Hemisfério Norte. Ainda, existe uma tendência de acréscimo de água no solo sobre a região centro-sul da América do Sul, principalmente durante os trimestres de SON e DJF.

Mesmo se os erros no *first guess* forem causados, principalmente, por erros aleatórios nas forçantes atmosféricas, espera-se que os incrementos de análise sejam aleatoriamente negativos e positivos. No entanto, a variância temporal dos incrementos de umidade do solo, apresentada na Figura 4.21, indica que as áreas em que há pequenos incrementos de água no solo também são caracterizadas por pequenos valores de variância. A maior variabilidade temporal nos incrementos diários é encontrada nas

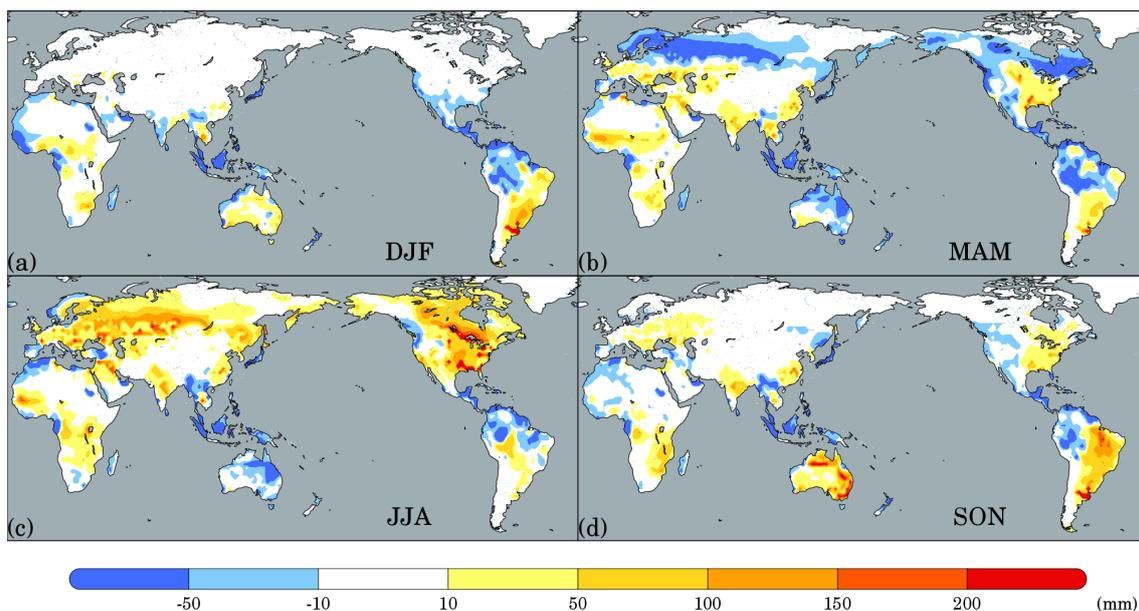


Figura 4.20 - Incremento de análise acumulado sazonal da umidade do solo (mm) na zona das raízes (1m de solo) médio para o período de 1998–2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

áreas com os maiores incrementos acumulados. Mesmo nessas áreas, o sinal do incremento de análise dificilmente muda de dia para dia. A variabilidade temporal dos incrementos de análise sugere que a análise de umidade do solo no MCGA–CPTEC corrige os erros sistemáticos introduzidos, por exemplo, pelas simplificações e deficiências da parametrização da superfície ao invés de erros aleatórios provenientes das forçantes atmosféricas.

O impacto da superfície continental sobre os parâmetros atmosféricos em baixos níveis é exercido, principalmente, pelos fluxos turbulentos de calor latente e sensível, os quais têm um papel importante no desenvolvimento da CLP, a qual responde às forçantes de superfície em escalas de tempo de horas ou menos (STULL, 1988). Conseqüentemente, a circulação geral da atmosfera também é impactada pelas mudanças que ocorrem dentro da CLP. Da energia total que chega à superfície por meio dos processos radiativos, uma pequena parte é mantida, e a maior retorna à atmosfera, aquecendo o ar ou evaporando a água contida na superfície.

A distribuição global da média sazonal dos fluxos de calor latente e sensível, calculados a partir do experimento LDAS para os quatro trimestres do ano (valores positivos indicam fluxos direcionados para cima), é mostrada nas Figuras 4.22 e 4.23, respectivamente. A evolução por trimestre do fluxo de calor latente corrobora com a marcha anual da incidência de radiação solar e o ciclo sazonal da convecção sobre

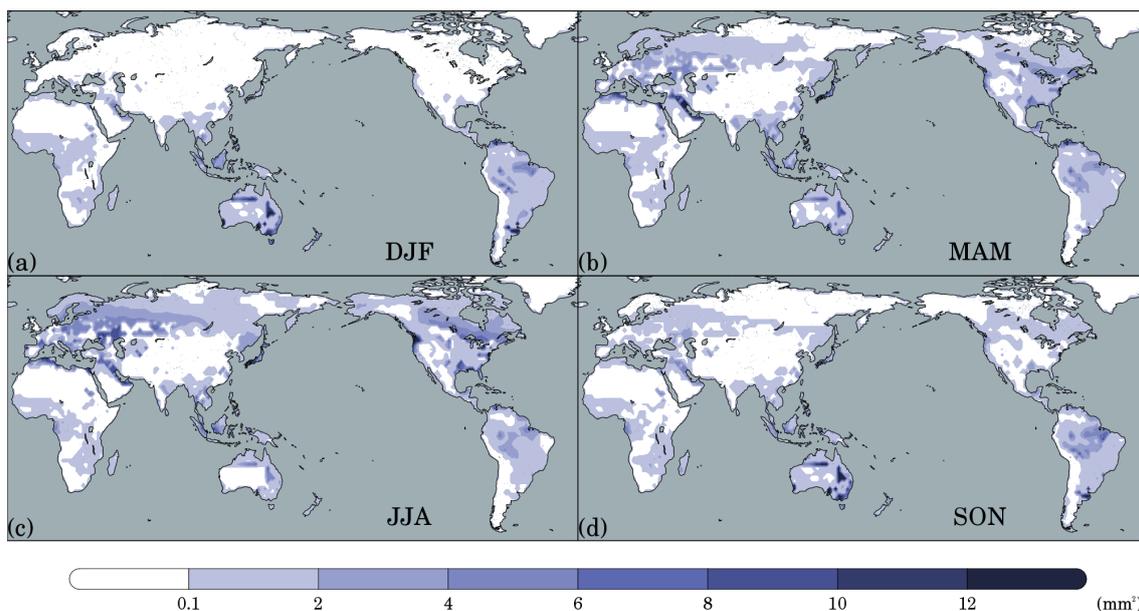


Figura 4.21 - Variância do incremento de análise médio sazonal da umidade do solo ( $\text{mm}^2$ ) na zona das raízes (1m de solo) médio para o período de 1998–2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

os continentes. Durante o trimestre DJF (Figura 4.22a), os maiores valores de fluxo de calor latente são observados sobre o centro-sul da África, associados com a monção africana, ao norte da Austrália, onde a migração da Zona de Convergência do Oceano Índico tem influência direta nos padrões de precipitação, e também na América do Sul, principalmente sobre a região Amazônica até o sudeste do continente. Climatologicamente, esta área experimenta intensa atividade convectiva associada à ZCAS. A migração dos máximos do fluxo de calor latente para o Hemisfério Norte acompanham a marcha da convecção, e pode-se notar na Figura 4.22b que estes passam a ser observados sobre a faixa equatorial. No trimestre JJA (Figura 4.22c), o Hemisfério Norte passa a apresentar os maiores valores de fluxo de calor latente, associados à atividade monçônica da América do Norte e da Ásia, migrando novamente para o Hemisfério Sul em SON (Figura 4.22d). Em ambas as regiões, onde se observam os máximos de fluxo de calor latente, é esperado que durante os meses com maior disponibilidade de radiação chegando à superfície, haja o aumento do fluxo devido à evapotranspiração. Esta por sua vez está intimamente relacionada com a disponibilidade de água na superfície, e portanto, a energia incidente será utilizada para a mudança de fase da água. Com maior disponibilidade de vapor na atmosfera e maior energia, a atividade convectiva é alimentada, contribuindo para a formação de nuvens e a ocorrência de precipitação.

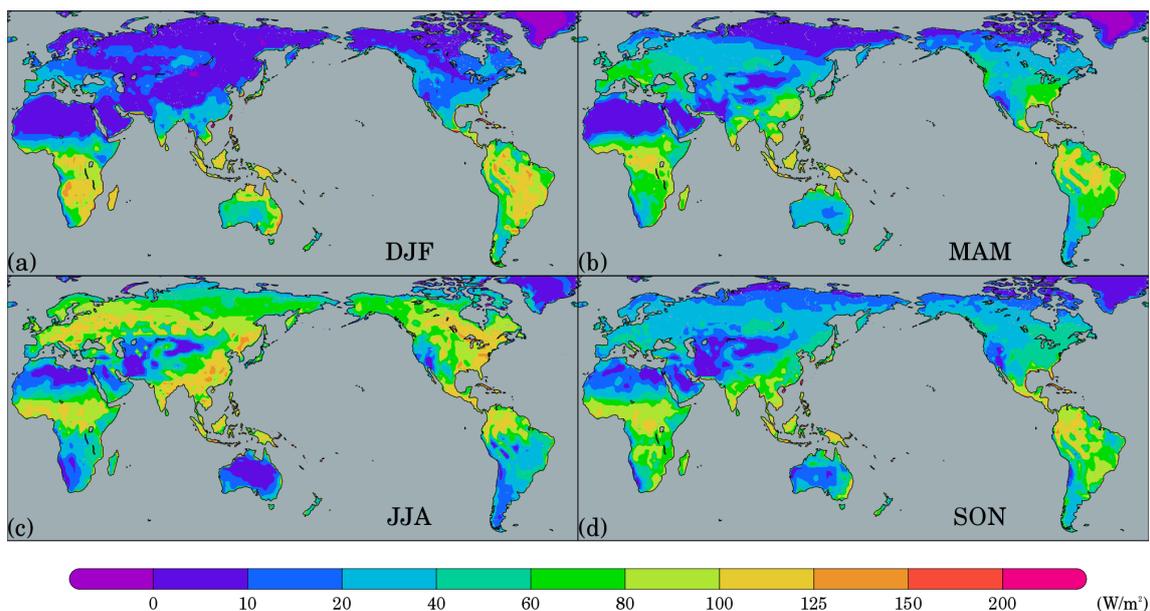


Figura 4.22 - Calor latente médio sazonal ( $\text{W}/\text{m}^2$ ), média para o período de 1998–2014, para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON, calculado a partir do experimento LDAS.

Nas regiões onde a disponibilidade de água na superfície é baixa, a energia disponível é emitida na forma de calor sensível. Os maiores valores deste fluxo (Figura 4.23) estão intimamente relacionados à disponibilidade de água no solo, que é modulada pela precipitação. Nos meses de DJF (Figura 4.23a), valores mais elevados de fluxo de calor sensível são observados ao sul da América do Sul, tendo em vista que a umidade é ancorada sobre a região da ZCAS, diferente do que acontece durante JJA (Figura 4.23c), quando há uma maior frequência de frentes frias ao sul da América do Sul (CAVALCANTI et al., 2009). Em geral, os maiores valores de fluxo de calor sensível são observados nas regiões com baixos índices pluviométricos, principalmente sobre as regiões áridas do globo, como o norte da África e meio oeste dos Estados Unidos. Baixos valores ocorrem sobre as áreas de florestas na América do sul, África equatorial e sul da Ásia.

Calculando a diferença média sazonal entre o fluxo de calor latente entre os experimentos LDAS e OL (Figura 4.24), nota-se uma correlação espacial com os incrementos de umidade do solo (Figura 4.20). Onde a diferença é positiva, há mais fluxo de calor latente no experimento LDAS em comparação ao OL. Estes valores positivos são encontrados, principalmente, sobre as áreas com os maiores incrementos positivos de umidade do solo. Especialmente sobre a região sudeste da América do Sul, como há adição de água no solo ao longo do ano (Figura 4.20), consequentemente

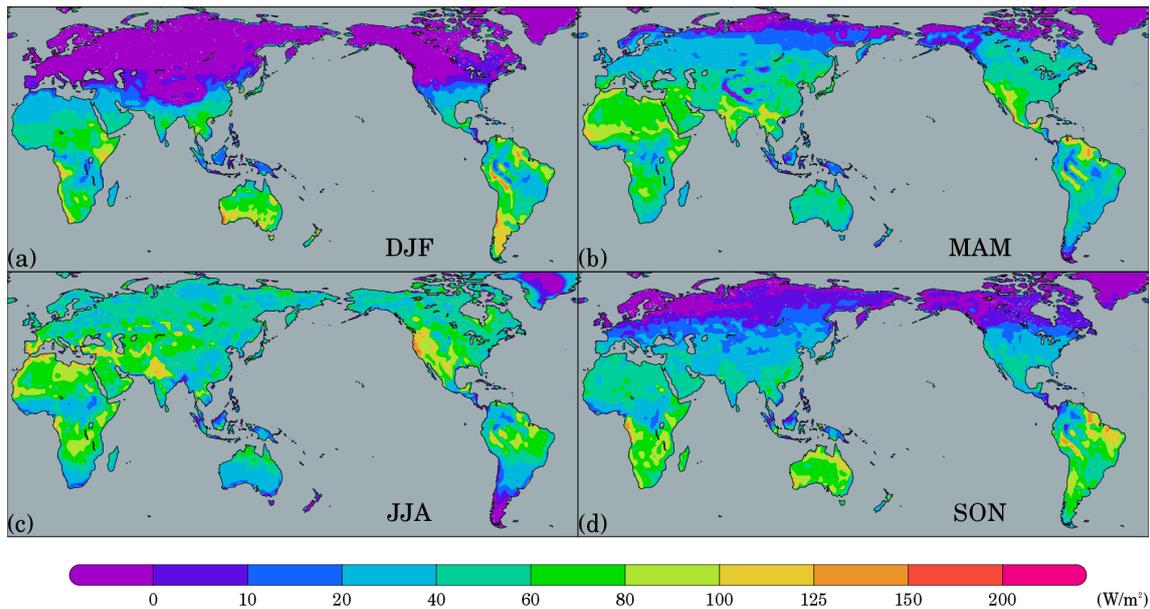


Figura 4.23 - Idem à Figura 4.22, exceto para o calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ).

ocorre um aumento constante no fluxo de calor latente, principalmente durante os meses de DJF, MAM e SON. Nesta região, a diferença positiva supera  $45 \text{ W/m}^2$  em DJF. Entretanto, há uma diferença marcante entre o fluxo de calor latente do experimento LDAS em relação ao OL no noroeste da América do Sul em todos os trimestres, indicando uma sistemática redução nesta área, principalmente em JJA. O mesmo tipo de comportamento ocorre sobre a América do Norte, norte da Europa e Ásia, acompanhando a marcha anual da radiação solar, com valores mais intensos durante os meses de JJA e SON.

Como esperado, as diferenças no fluxo de calor sensível entre os experimento LDAS e OL (Figura 4.25) são negativas nas áreas em que ocorrem os maiores incrementos de umidade do solo. Isso ocorre porque o valor reduzido de umidade do solo no experimento OL resulta em uma diminuição no fluxo de calor latente e um aumento no fluxo de calor sensível. Com isso, observa-se uma redução superior a  $45 \text{ W/m}^2$  no fluxo de calor sensível durante o verão austral (DJF) sobre o sul da América do Sul e sudeste da Austrália. O mesmo comportamento é verificado sobre o norte da América do Norte, da Europa e da Ásia durante o verão boreal (JJA). Há uma diferença marcante entre o fluxo de calor sensível do experimento LDAS em relação ao OL no noroeste da América do Sul em todos os trimestres, consistente com a também sistemática redução do fluxo de calor latente. A redução no fluxo de calor sensível também é persistente em todas as estações do ano, com as maiores reduções durante a estação de verão em cada um dos Hemisférios. As diferenças entre os fluxos

Tabela 4.5 - Valor médio global da diferença nos fluxos de calor latente e sensível ( $\text{W/m}^2$ ) entre os experimentos LDAS e OL para as regiões sem a presença de gelo durante as quatro estações do ano.

Trimestre	Fluxos	
	Calor Latente ( $\text{W/m}^2$ )	Calor Sensível ( $\text{W/m}^2$ )
DJF	0,526	-0,323
MAM	0,529	0,051
JJA	6,417	-4,003
SON	3,654	-1,838

turbulentos de superfície (Figuras 4.24 e 4.25) estão consistentes com as mudanças produzidas na umidade do solo e sugerem tendências quentes e secas nos campos de temperatura e umidade em baixos níveis no experimento OL.

A diferença dos fluxos entre os experimentos LDAS e OL é resumidamente apresentada na Tabela 4.5 na forma de valores médios globais para as regiões sem a presença de gelo durante os quatro trimestres analisados. Durante todos os meses do ano, há a predominância do aumento no fluxo de calor latente. Os maiores valores da diferença, observados nos trimestres de JJA e SON, estão possivelmente relacionados à maior área continental presente sobre o Hemisfério Norte. Além disso, estes trimestres representam estações quentes (verão e outono boreal), que associados à maior energia disponível e combinada com a adição de água no solo pelo experimento LDAS, leva a um aumento no fluxo de calor latente. Em relação ao calor sensível, houve uma predominância na redução no fluxo de calor sensível neste experimento durante todo o ano em relação ao experimento OL (Tabela 4.5).

O valor médio dos incrementos de análise para a umidade relativa a 2 metros é apresentado na Figura 4.26. Em geral, percebe-se uma boa correlação entre os incrementos de umidade relativa e de umidade do solo ao longo do ano (Figuras 4.26a-d). É possível observar várias regiões com o mesmo sinal de incrementos, porém, nas grandes áreas sobre o Hemisfério Norte que apresentam altos valores negativos de incrementos de umidade relativa, não se observou a mesma intensidade nos incrementos de umidade do solo. Isto é devido, principalmente, à presença de gelo sobre esta região. No Hemisfério Sul, observa-se correspondência de incrementos em algumas regiões. Na Austrália, por exemplo, tem-se incrementos negativos de umidade relativa nos trimestres de MAM (Figura 4.26b) e JJA (Figura 4.26c), coincidindo com os incrementos de umidade do solo de mesmo sinal. Por outro lado, nos meses mais quentes, DJF (Figura 4.26a) e SON (Figura 4.26d), embora tenha-se obser-

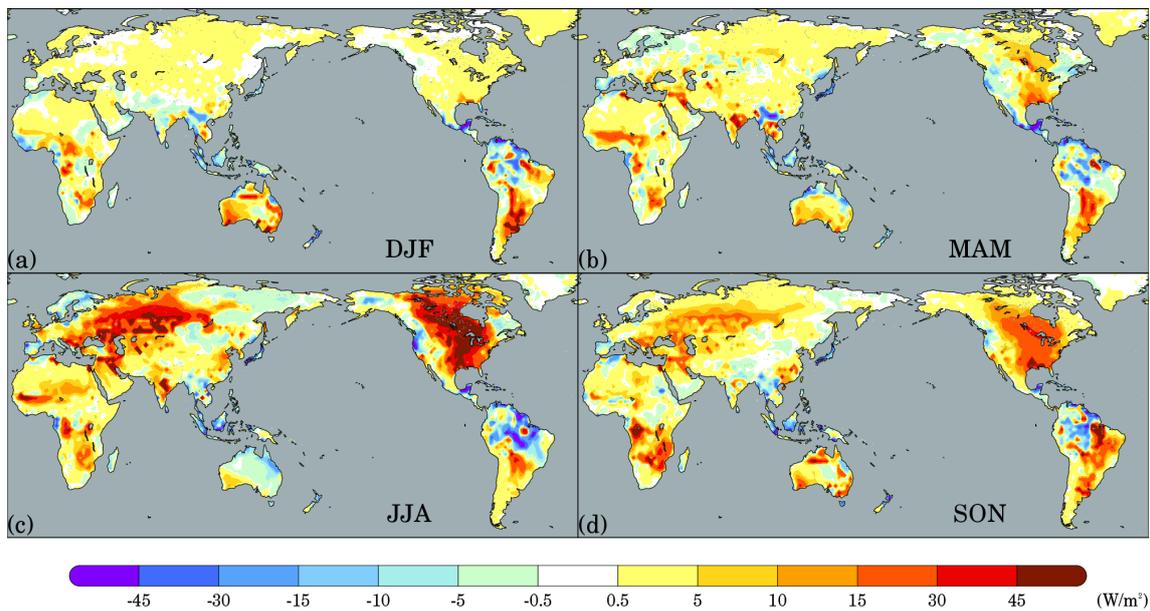


Figura 4.24 - Diferença média (LDAS - OL) do calor latente ( $W/m^2$ ) no período de 1998–2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

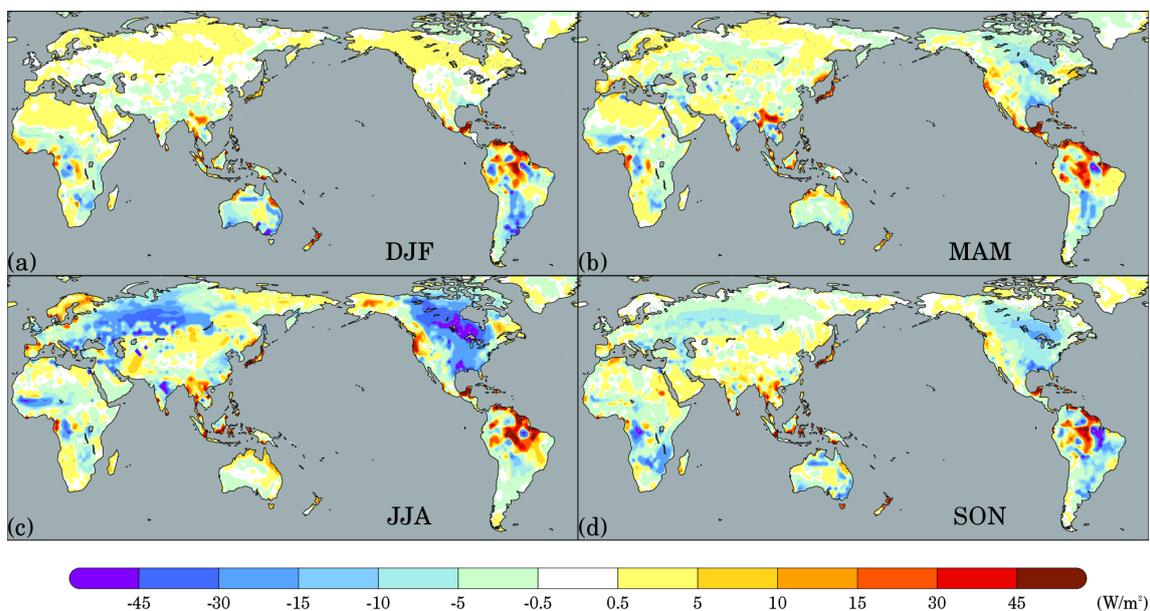


Figura 4.25 - Diferença média (LDAS - OL) do calor sensível ( $W/m^2$ ) no período de 1998–2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

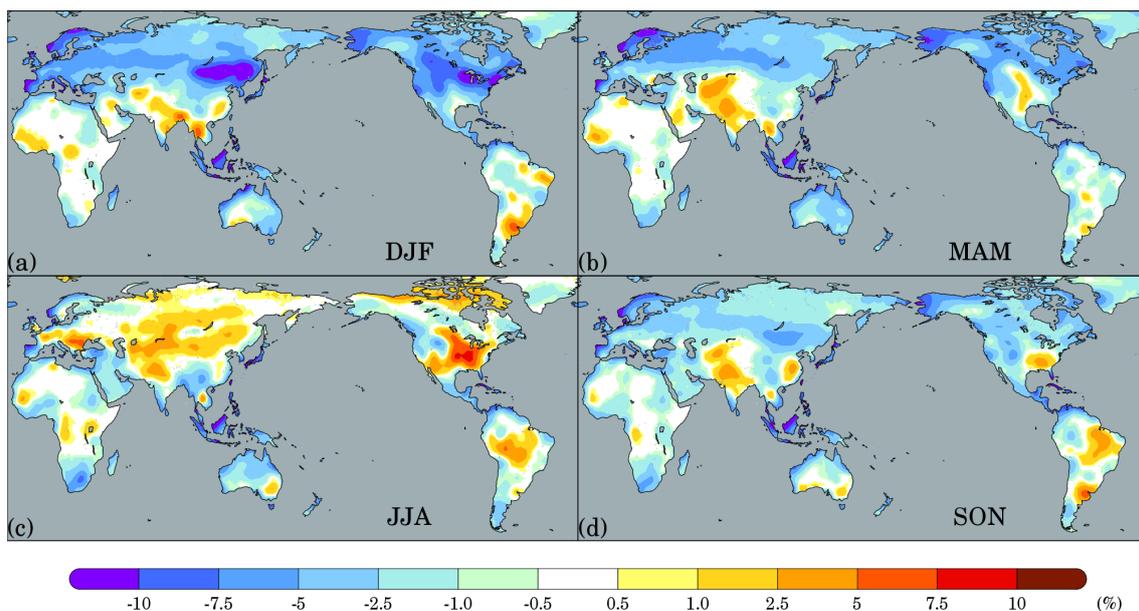


Figura 4.26 - Incremento de análise médio sazonal da umidade relativa (%) calculado para o período de 1998–2014, válido para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

vado incremento positivo de umidade do solo, a umidade relativa se manteve com incremento negativo. Interessante notar que houve boa correspondência entre os incrementos de umidade do solo e umidade relativa sobre a América do Sul. Houve o aumento de umidade relativa principalmente no sudeste da América do Sul, enquanto que a predominância de incrementos negativos ao longo da ZCAS em DJF (Figura 4.26a), MAM (Figura 4.26b), no noroeste da América do Sul e na Região Sudeste do Brasil no trimestre de SON (Figura 4.26d), consistente com a redução do calor latente também observado.

As mudanças consecutivas no conteúdo de água no solo devem impactar nas previsões das variáveis atmosféricas em baixos níveis. Assim, é esperado que ocorram mudanças importantes nos campos de temperatura do ar e umidade relativa em 2 metros levando a um impacto posterior no procedimento de assimilação de dados destas duas variáveis por meio da melhoria dos campos de *first-guess*. Para verificar esta modificação, é apresentado na Figura 4.27 a distribuição global das diferenças entre os experimentos LDAS e OL. As diferenças são positivas para a maioria das regiões, com destaque para o Hemisfério Norte durante os trimestres JJA e SON, ou seja, os incrementos de análise são grandes, principalmente sobre o Hemisfério Norte. A média global dos valores absolutos dos incrementos de análise da temperatura do ar e da umidade relativa a 2 metros e das diferenças entre os experimentos

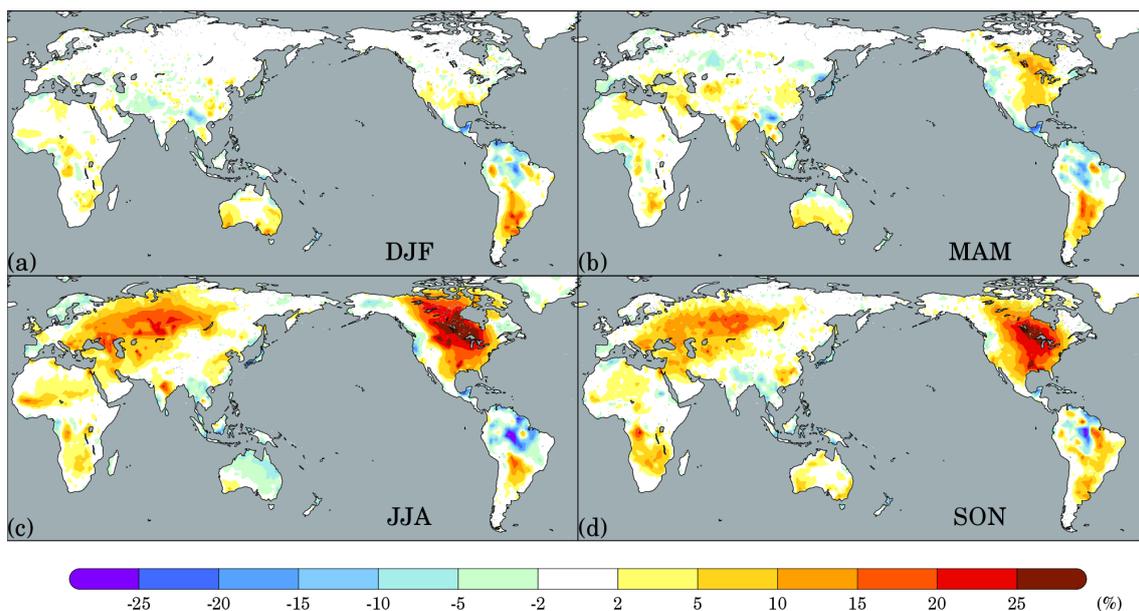


Figura 4.27 - Diferença média (LDAS menos OL) da umidade relativa a 2 metros (%) no período de 1998–2014, válida para os trimestres de: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

LDAS e OL são apresentadas na Tabela 4.6. Se os valores médios dos incrementos forem menores do que os valores médios das diferenças, pode-se concluir que houve melhoria nas previsões do modelo. Assim, analisando a Tabela 4.6, percebe-se que as melhorias ocorrem principalmente nos campos de umidade relativa, com destaque para os trimestres de JJA e SON, possivelmente associado à maior massa continental do Hemisfério Norte, e ao fato dos trimestres DJF e MAM serem meses mais frios sobre este hemisfério. Por outro lado, verifica-se que a assimilação de umidade do solo não apresenta um impacto positivo na análise subsequente da temperatura do ar. Isto pode ser devido à temperatura do ar em baixos níveis ser menos relacionada com a umidade do solo do que a umidade relativa. É provável, também, que os erros atmosféricos dominem o sinal proveniente do incremento de umidade do solo.

A Figura 4.28 apresenta a distribuição global média sazonal do conteúdo água no solo integrado a partir da superfície até 1 metro de profundidade do solo, calculado para os trimestres DJF (coluna esquerda) e JJA (coluna direita) e obtidos a partir dos experimentos OL (mapa superior) e LDAS (mapa central) e das simulações do GLDAS (mapa inferior). O experimento OL (Figura 4.28a,b) indica em geral um viés negativo de umidade do solo em grande parte do globo quando comparado às simulações do GLDAS (Figura 4.28e,f). Notam-se grandes áreas secas sobre o norte do continente africano, parte da Ásia, Austrália, norte da América do Norte e sul

Tabela 4.6 - Valor médio global da diferença no fluxo de calor latente ( $W/m^2$ ) entre os experimentos LDAS e OL para as regiões sem a presença de gelo durante as quatro estações do ano.

Trimestre	Temperatura do ar				Umidade Relativa			
	Diferença		Incremento		Diferença		Incremento	
	Média	Absol.	Média	Absol.	Média	Absol.	Média	Absol.
DJF	0,0105	0,3802	0,6449	0,9787	0,2299	2,2200	-0,0283	0,0324
MAM	-0,0234	0,4661	0,9907	1,0168	0,4760	2,8803	-0,0224	0,0261
JJA	-0,4037	0,7569	0,8665	0,9316	2,8894	5,6666	-0,0066	0,0192
SON	-0,2472	0,5450	0,8208	0,9499	3,1385	4,9784	-0,0184	0,0230

da América do Sul. A análise das Figuras 4.20 e 4.21 já indicava a presença de erros sistemáticos sobre a maioria destas regiões, que podem estar relacionados, por exemplo, à simplificações e deficiências da parametrização da superfície somados a vieses nas forçantes atmosféricas, como a precipitação. As Figuras 4.28c,d mostram que, em algumas destas regiões, a assimilação de dados de umidade do solo foi capaz de elevar o conteúdo de água, proporcionando uma distribuição espacial mais realística, como é o caso, principalmente sobre a América do Norte e norte do continente asiático, especialmente sobre a Rússia. Na América do Sul também é possível notar um aumento do conteúdo de água sobre a região centro sul, porém é possível notar uma remoção acentuada de água sobre a região Amazônica, representando um impacto negativo quando comparado ao campo gerado pelo GLDAS.

As modificações nos campos de umidade do solo do experimento LDAS MCGA–CPTEC contribuíram para modificações nos totais mensais de precipitação. Em geral, os incrementos positivos de umidade do solo levaram também a “incrementos” positivos nos totais de precipitação em cada uma das estações do ano (Figura não apresentada). A média anual da diferença entre os totais mensais de precipitação do experimento LDAS e OL é apresentada na Figura 4.29. É possível notar que há uma relação entre as áreas que apresentam diferenças positivas de precipitação com aquelas que mostram os maiores (e persistentes) incrementos de umidade do solo (Figura 4.20). Este mesmo comparativo também pode ser feito com relação às áreas com maior acoplamento superfície–atmosfera discutidas na Seção 4.1. As grandes áreas sobre a América do Norte, América do Sul e África estão diretamente relacionadas às áreas de forte acoplamento superfície–atmosfera apresentadas nas Figuras 4.7 e 4.8. Nota-se semelhança entre as regiões de acoplamento ao sul da América do Sul, relacionadas ao forte acoplamento entre a umidade do solo e a

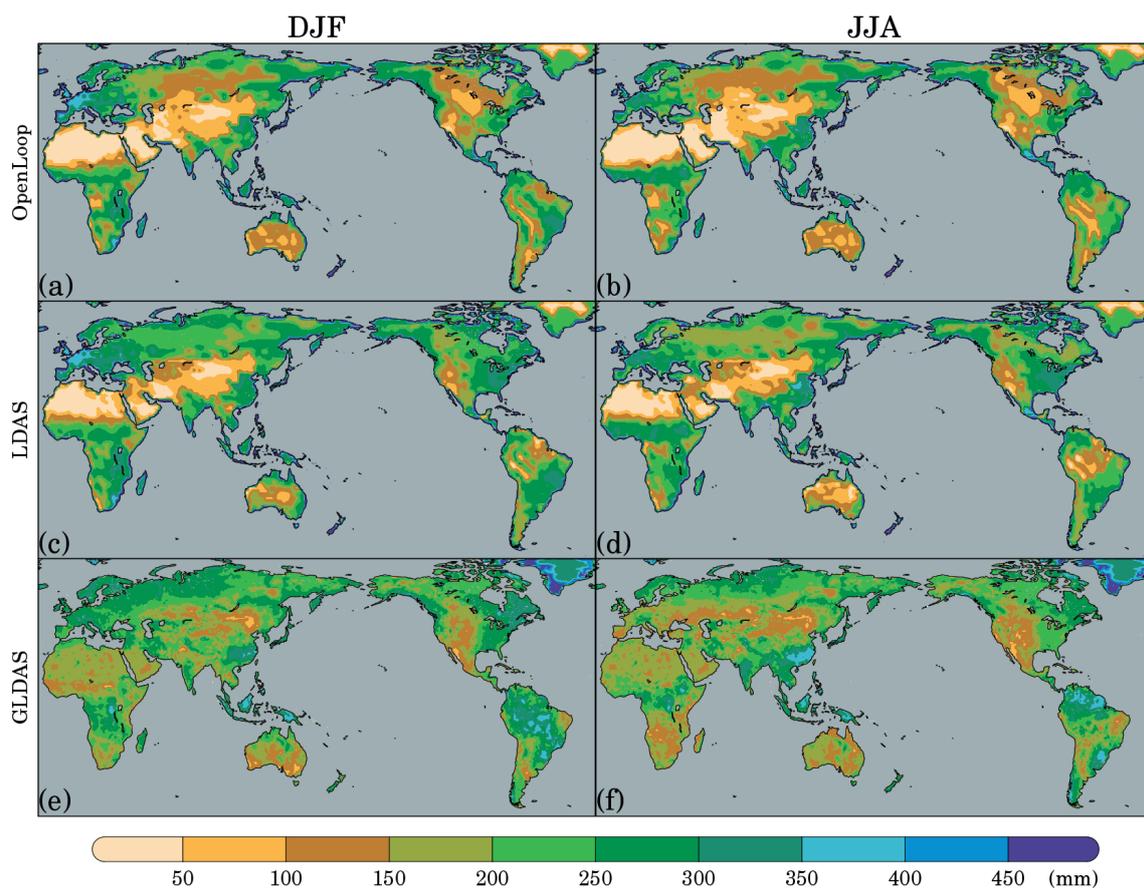


Figura 4.28 - Média sazonal do conteúdo de água no solo (mm) contido no primeiro metro de profundidade, para os trimestres de DJF (coluna da esquerda) e JJA (coluna da direita). Os gráficos (a) e (b) representam os campos simulados a partir do experimento OL, os gráficos (c) e (d) são os campos simulados a partir do experimento LDAS e os gráficos (e) e (f) são as estimativas a partir das simulações do GLDAS.

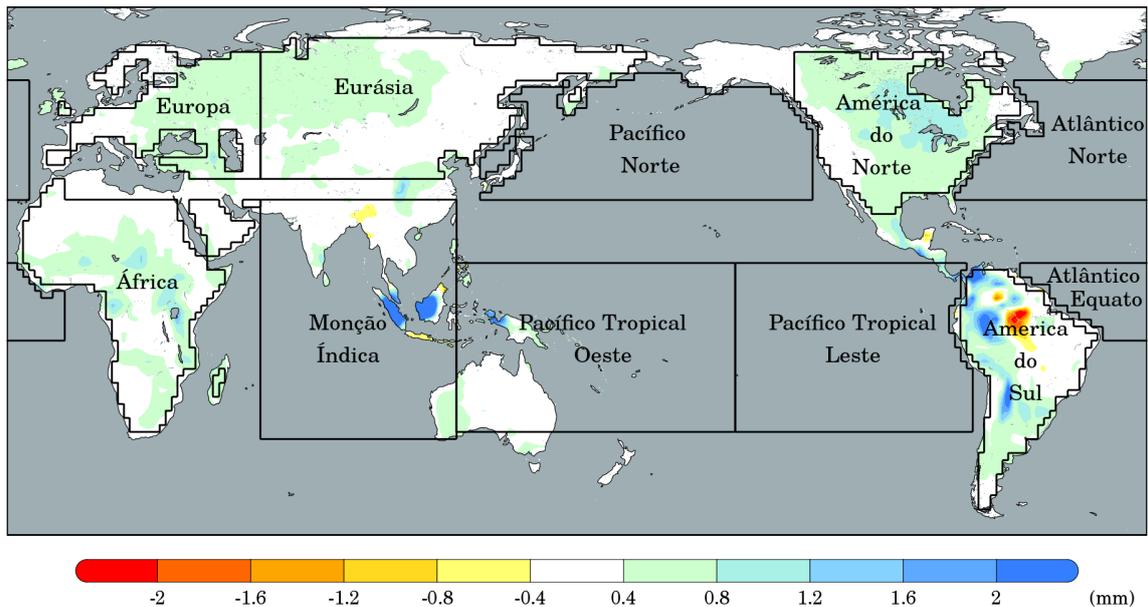


Figura 4.29 - Média anual da diferença entre os totais mensais de precipitação produzidos pelos experimentos LDAS e OL. Em adição são apresentadas 11 áreas sob as quais são obtidos os ciclos anuais de precipitação.

evaporação, com o incremento positivo de precipitação. O mesmo é verificado sobre a América do Norte e a região do Sahel na África. Com isto, é possível concluir que a análise dos incrementos de umidade do solo e de precipitação são, também, indicadores do acoplamento superfície-atmosfera e que os resultados do MCGA-CPTEC são compatíveis com a hipótese de que a melhor representação da umidade do solo é importante para a melhoria das simulações de precipitação sobre as regiões denominadas por *hotspot* (KOSTER et al., 2004a; KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006).

O impacto positivo da assimilação de umidade do solo sobre os totais de precipitação, visto na Figura 4.29, estão relacionados às melhorias no ciclo anual da precipitação em diferentes regiões do globo. Estas podem ser vistas na Figura 4.30, onde é mostrado o ciclo anual médio da precipitação em diferentes regiões do globo. Estas regiões são apresentadas em destaque na Figura 4.30 e seguem as mesmas áreas utilizadas por Bosilovich et al. (2008) para avaliar e comparar os campos de precipitação produzidos por cinco reanálises. Na Figura 4.29 é apresentada também a correlação entre os ciclos anuais médios da precipitação do experimento LDAS e do CMAP (denominada  $\rho_{lc}$ ) e a correlação entre os ciclos anuais médios da precipitação do experimento OL e CMAP (denominada  $\rho_{oc}$ ). Para uma melhor apresentação dos ciclos anuais, removeu-se o viés médio global dos campos de precipitação ( 0,8mm)

do experimento LDAS e OL.

De uma forma geral, na maior parte das áreas, o ciclo anual médio da precipitação sofreu um impacto positivo com a aplicação da assimilação de dados de umidade do solo. Embora seja possível perceber visualmente tais modificações, o cálculo da correlação entre cada uma das séries temporais de cada um dos experimentos com o CMAP salienta as maiores diferenças. Assim, as alterações mais importantes são percebidas sobre a América do Norte, onde a correlação entre as séries temporais passou de  $\rho_{oc} = 0,25$  no experimento OL, para  $\rho_{lc} = 0,95$  no experimento LDAS (Figura 4.30d) e sobre a Europa (Figura 4.30g), onde tem-se uma correlação de  $\rho_{oc} = -0,25$  no experimento OL e um valor de  $\rho_{lc} = 0,12$  no experimento LDAS. Nestas regiões, tanto a intensidade quanto a fase do máximo e mínimo de precipitação foram alterados. Sobre outras áreas, também houve um impacto positivo no ciclo anual médio de precipitação. Houve um aumento na correlação de  $\rho_{oc} = 0,44$  para  $\rho_{lc} = 0,80$ , refletindo os resultados positivos observados sobre a Europa e América do Norte. Também houve uma melhoria no ciclo anual da precipitação sobre a região equatorial, representado pela média sobre a faixa equatorial entre 15°S–15°N (Figura 4.30i).

### 4.3.3 Considerações finais da Seção

Nesta seção foram apresentados os resultados comparativos entre duas simulações realizadas com o MCGA–CPTEC. A primeira, uma simulação de controle, denominada OL e que corresponde a uma simulação padrão do MCGA–CPTEC, onde o modelo é forçado pela TSM observada e a umidade do solo evolui livremente. A segunda simulação, denominada LDAS é semelhante à primeira, porém a umidade do solo é proveniente de um ciclo de assimilação de dados com janela de tempo de 6 horas. A técnica de assimilação de dados utilizada para conduzir os campos de umidade do solo é descrita em Mahfouf (1991) e em Douville et al. (2000) e baseia-se nos incrementos de temperatura e umidade relativa a 2 metros.

Verificou-se que, em geral, que a simulação LDAS adicionou uma quantidade substancial de água à zona das raízes, representando uma parte considerável do balanço de água global. Grandes áreas continentais, como a América do Norte, sul da América do Sul e norte da Europa e Ásia receberam incrementos positivos de umidade do solo relacionados diretamente a incrementos positivos na umidade relativa. Assumindo-se que estes são indicadores do desempenho do MCGA–CPTEC, é possível que nestas áreas existam erros sistemáticos no modelo. Mesmo se estes erros forem causados, principalmente, por erros aleatórios nas forçantes atmosféricas,

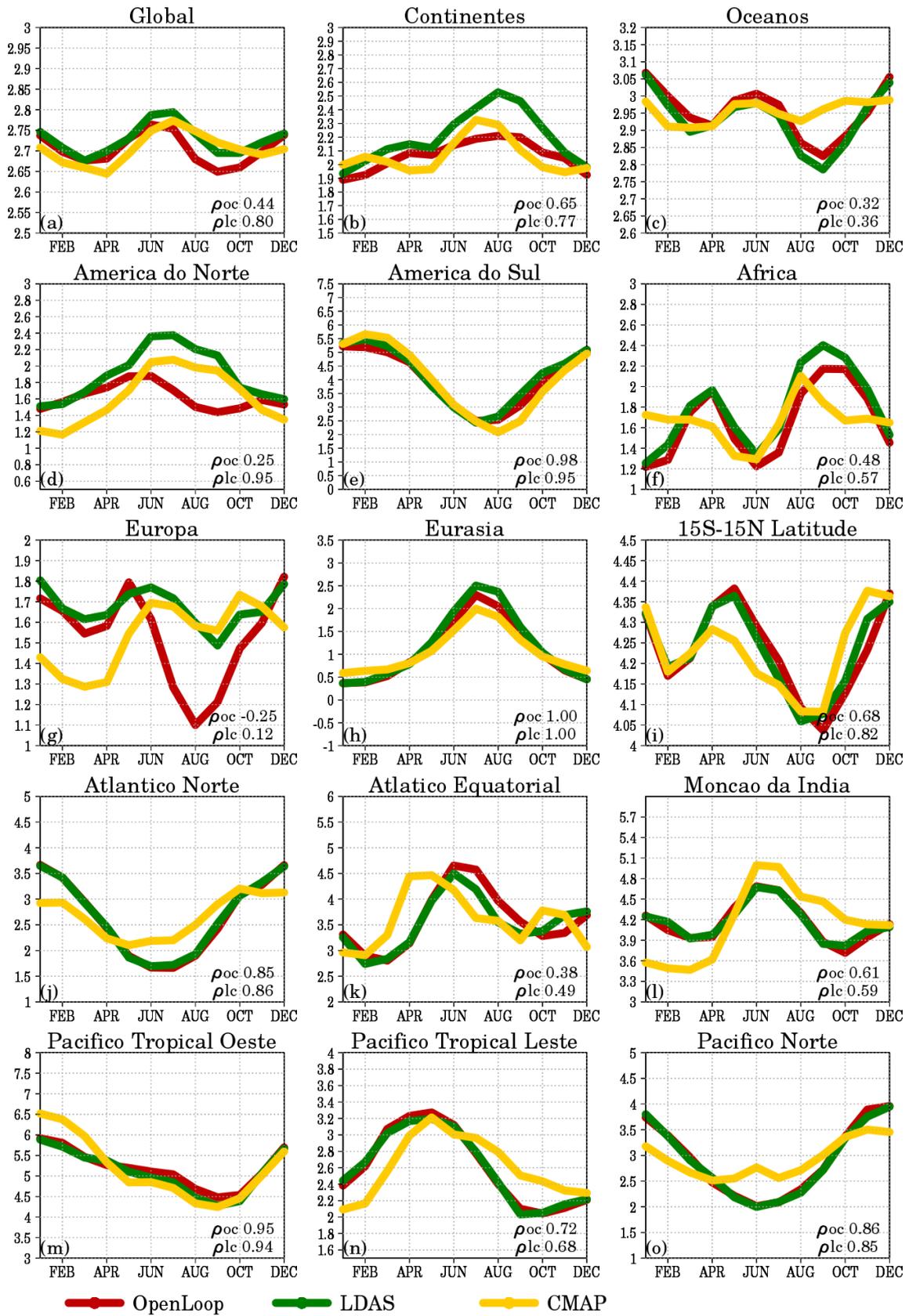


Figura 4.30 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) médio sobre cada uma das áreas apresentadas na Figura 4.29.

espera-se que os incrementos de análise sejam aleatoriamente negativos e positivos. No entanto, não é isto que foi verificado pela análise da variância temporal dos incrementos de umidade do solo.

A ligação entre a superfície continental e a atmosfera se dá por meio dos fluxos turbulentos de calor e umidade. A análise da diferença média sazonal do fluxo de calor latente entre os experimentos LDAS e OL indica uma correlação espacial positiva com os incrementos de umidade do solo. Consequentemente, onde há um incremento positivo de água no solo, ocorre um aumento no fluxo de calor latente, que posteriormente pode levar a um acréscimo na precipitação nestas áreas. Além disso, outro resultado desta ligação são os impactos nas previsões das variáveis atmosféricas em baixos níveis utilizadas no ciclo de assimilação de dados. Mudanças importantes nos campos de temperatura do ar e umidade relativa em baixos níveis podem levar a um impacto posterior na assimilação de dados destas duas variáveis por meio da melhoria dos campos de *first-guess*, e por fim, na assimilação de umidade do solo.

Por meio da análise dos incrementos de análise da temperatura do ar e da umidade relativa, e também das diferenças destas duas variáveis nos experimentos LDAS e OL, foi possível verificar que as melhorias ocorrem principalmente nos campos de umidade relativa e não levam, necessariamente, a um impacto positivo na análise subsequente da temperatura do ar. Isto pode ser devido a temperatura do ar em baixos níveis ser menos relacionada com a umidade do solo do que a umidade relativa. Outra hipótese é a de que os erros atmosféricos na temperatura do ar minimizem o sinal proveniente do incremento de umidade do solo.

O experimento de controle foi caracterizado por um viés negativo marcante nos campos de umidade do solo sobre boa parte da América do Norte, norte da África e região central do continente asiático, Austrália e centro sul da América do Sul. Os incrementos positivos de umidade do solo levaram a melhorias na distribuição horizontal de água em grande parte destas regiões. Na América do Norte, por exemplo, a distribuição horizontal de umidade do solo aproximou-se dos resultados do GLDAS. Na América do Sul, houve uma melhoria na distribuição de água no solo sobre a região centro sul, no entanto, sobre a região Amazônica, predominou um impacto negativo com uma remoção acentuada de água no solo. Isto pode ser reflexo do baixo número de observações de temperatura do e umidade relativa presentes nesta região (figura não apresentada).

As modificações nos campos de umidade do solo do experimento LDAS MCGA-CPTEC traduziram-se em impactos positivos nos totais mensais de precipitação.

Esta melhoria é reflexo de modificações no ciclo anual médio da precipitação em diferentes regiões do globo. Os resultados mais robustos foram observados sobre a América do Norte e o norte do continente asiático. Nestas regiões, a correlação entre as séries temporais de precipitação do experimento LDAS e os dados do CMAP apresentou um aumento significativo quando comparado com a correlação entre o experimento OL e o CMAP. Em geral, todas as regiões apresentaram melhorias na correlação entre as séries temporais de precipitação, possivelmente associado ao maior número de observações de superfície sobre estas áreas.

A partir da análise dos resultados apresentados nesta seção, é possível concluir que a análise dos incrementos de umidade do solo e de precipitação podem também ser utilizados como indicadores das regiões com potencial de apresentarem um forte sinal de acoplamento superfície-atmosfera. A análise das regiões com modificações no conteúdo de água no solo e os impactos subsequentes nos totais de precipitação mostram que os resultados do MCGA-CPTEC são compatíveis com a hipótese de que a melhoria na representação da umidade do solo é importante para a representação mais realista da precipitação sobre as regiões denominadas por *hotspot* (KOSTER et al., 2004a; KOSTER et al., 2006; GUO et al., 2006).

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Desde 1995 o CPTEC–INPE tem disponibilizado à sociedade inúmeros produtos provenientes dos desenvolvimentos de modelos numéricos de previsão de tempo, clima e modelagem ambiental. O grande número de pesquisas que vem sendo desenvolvidas ao longo de suas atividades possibilitou o aumento da confiabilidade das previsões numéricas, produzindo maior interesse de diferentes áreas da sociedade: agricultura, indústria, transporte, geração e transmissão de energia, comércio, turismo, educação entre outras. Apesar da constante busca pelo aperfeiçoamento das previsões e da geração de novos produtos provenientes de tais melhorias, ainda é um desafio prever a atmosfera para além de algumas semanas, especialmente sobre determinadas regiões do globo.

Uma série de estudos sugere que a principal fonte de previsibilidade para as simulações dos estados atmosféricos, principalmente em escalas de tempo sazonais, surge dos padrões anômalos da TSM. Apesar disto, existem indícios de que a TSM é somente uma das fontes de previsibilidade e seu maior impacto ocorra sobre a região Tropical, com alguns sinais em regiões extratropicais devido às teleconexões atmosféricas (ROWELL, 1998). Diferentes estudos têm demonstrado que as anomalias no conteúdo de água no solo são fontes potenciais de previsibilidade, principalmente sobre as regiões extratropicais (KOSTER et al., 2003; KOSTER et al., 2004a; KOSTER et al., 2006).

De fato, o conteúdo de água no solo impacta diretamente nos balanços de água e de energia na superfície continental. A definição dos regimes de evaporação como função do conteúdo de água no solo é um modelo conceitual clássico que caracteriza a relação entre a umidade do solo e a evaporação sob três regimes climáticos distintos: úmido, seco e de transição. No mesmo sentido, existem dois regimes de evaporação: um limitado pela disponibilidade de energia e outro limitado pela disponibilidade de água. Nas regiões com climas secos ou de transição, a evaporação é limitada pela disponibilidade no conteúdo de água do solo. Por outro lado, nas regiões de clima úmido, a evaporação é controlada pela disponibilidade de energia. Além destes processos, o conteúdo de água no solo é responsável pelo particionamento da precipitação em escoamento superficial e infiltração. Quando o solo está saturado, a água não é mais infiltrada e passa a escoar. Por outro lado, quando os valores de água no solo estão abaixo dos valores de saturação, parte da água infiltra no solo, repondo o armazenamento. Em escalas de tempo mais longas, o conteúdo infiltrado repõe o armazenamento de água subterrânea.

Dada a importância dos processos na superfície continental e sua interação com a atmosfera, diversos trabalhos têm explorado seu papel na melhoria das simulações numéricas de tempo, clima e modelagem ambiental, especialmente no entendimento dos impactos na geração da precipitação. A grande maioria dos trabalhos restringe-se aos impactos que ocorrem durante o verão boreal, devido, principalmente, à maior concentração de massa continental sobre o Hemisfério Norte. No entanto, há um número crescente de trabalhos demonstrando o impacto dos estados da superfície continental em escala regional durante o verão austral (Sørensson; Menéndez, 2011; HIRSCH et al., 2014; SPENNEMANN; SAULO, 2015) ou em ambas as estações do ano a partir dos resultados de projeções climáticas (SENEVIRATNE et al., 2013).

Embora se tenha obtido uma série de avanços no conhecimento do acoplamento superfície-atmosfera e seus impactos nas simulações numéricas de tempo e clima, algumas questões ainda não foram respondidas. Por exemplo, qual o papel dos processos da superfície continental na previsibilidade da precipitação em escala global durante o verão austral e como estes resultados se comparam com os obtidos para o verão boreal? No contexto do CPTEC-INPE, que produz rotineiramente previsões numéricas com ênfase sobre a América do Sul, é fundamental responder a estas questões e estimar também a intensidade do acoplamento superfície-atmosfera existente no MCGA-CPTEC. Assim será possível identificar as regiões com maior sensibilidade aos estados da superfície continental, levando à melhoria no sistema previsão global.

Apesar disso, muitos estudos ainda mostram que existe uma grande incerteza nas estimativas do acoplamento superfície-atmosfera utilizando modelos numéricos. Tanto a intensidade quanto a localização das regiões mais sensíveis à anomalias nos estados da superfície continental são amplamente variáveis, dependendo da configuração ou do modelo utilizado. Não existe na literatura um consenso sobre a fonte desta variabilidade. Geralmente, atribui-se às diferenças nas parametrizações dos processos físicos e à complexidade das interações da hidrologia do solo e da fisiologia da vegetação com a CLP e às demais camadas da atmosfera. Logo, outro ponto ser questionado é qual o impacto da escolha de diferentes parametrizações convectivas e sua combinação com diferentes esquemas da superfície continental no resultado do acoplamento superfície-atmosfera durante os verões boreal e austral?

Para responder a estas questões, e obter um comparativo com os principais resultados do projeto GLACE, uma série de experimentos foi realizada com o MCGA-CPTEC seguindo a metodologia descrita em (KOSTER et al., 2006). A partir destas

simulações, verificou-se que as diferentes configurações do MCGA–CPTEC apresentam um acoplamento superfície–atmosfera considerado entre fraco a moderado, sendo no entanto, comparáveis aos valores obtidos para modelos de outros centros internacionais, como do *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* (CC–Cma), da *University of California, Los Angeles* (UCLA) e do *Center for Climate System Research* (CCSR)/*National Institute for Environmental Studies* (NIES), de Tokyo, Japão. Já a distribuição espacial lembra os padrões apresentados pelo modelo do *Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies* (COLA). É provável que esta semelhança entre os resultados esteja associada ao uso do mesmo esquema de superfície (SSiB) pelos modelos UCLA e COLA ou à mesma parametrização convectiva (Kuo) pelo modelo CCSR. Este resultado demonstra que, apesar dos pequenos valores de acoplamento, o MCGA–CPTEC não representa um valor discrepante (*outlier*) em relação aos demais modelos já investigados.

Por meio da análise das simulações válidas para o verão austral, observou-se que o acoplamento nesta época do ano é em média 20% maior do que durante o verão boreal. Mesmo que exista uma ampla variabilidade entre os resultados de cada uma das configurações do MCGA–CPTEC, as áreas de acoplamento estão localizadas principalmente sobre o centro sul da América do Sul, sul da África e porção oeste da Austrália. Isto indica que, semelhante ao verão boreal, as regiões de acoplamento durante o verão austral estão localizadas preferencialmente sobre as regiões que possuem regimes climáticos de transição.

As simulações para ambos os verões indicaram que há uma diferença na intensidade do acoplamento dependendo da escolha da parametrização convectiva ou do esquema de superfície continental. Embora os valores médios mostrem-se muito semelhantes, o teste de significância *t–student* indicou que para ambas as estações do ano, as diferenças entre os valores médios de acoplamento de cada uma das configurações são significativas ao nível de confiança de 95%. Assim, é possível concluir que a escolha do modelo de superfície e da parametrização convectiva são procedimentos importantes que devem ser levados em consideração durante a configuração do modelo e são refletidos nos resultados das simulações de precipitação.

Os maiores valores de acoplamento foram observados nas configurações do MCGA–CPTEC que utilizaram o modelo de superfície IBIS. Este esquema é mais sofisticado em relação ao esquema SSiB. Há um melhor tratamento das camadas de solo e dos processos de condutividade hidráulica, sendo capaz de armazenar uma maior quantidade de água nas camadas de solo. As simulações realizadas com o IBIS (con-

figurações Grell–IBIS e Kuo–IBIS) geraram maiores valores de água disponível no solo quando comparadas às simulações com o esquema SSiB (configurações Grell–SSiB e Kuo–SSiB). Considerando que nas regiões com climas secos ou de transição a evaporação é limitada pela disponibilidade de água no solo, as características próprias do esquema IBIS levam a um aumento da evaporação nestas regiões, nas quais observou-se também os maiores acoplamentos superfície–atmosfera.

Ao contrário dos esquemas de superfície, sugere-se que a parametrização tenha um papel diferente em cada estação do ano. Em ambos os experimentos **R** e **S**, os maiores valores médios de acoplamento durante o verão boreal foram observados nas simulações da configuração Kuo–IBIS, enquanto que para o verão austral, os maiores valores foram obtidos utilizando a configuração Grell–IBIS. Além disso, os resultados de ambas as estações do ano indicaram características distintas relacionadas à escolha das parametrizações. Durante o verão austral a ordem (decrecente) da intensidade do acoplamento está relacionada primeiramente à escolha da parametrização convectiva, enquanto que durante o verão boreal, os processos dominantes estão relacionados à escolha do esquema de superfície.

Esta mesma ordem foi seguida por ambos os experimentos **R** e **S**, indicando que durante o verão austral a convecção está associada a um controle termodinâmico local e durante o verão boreal a convecção está associada à convergência de umidade de grande escala. Sobre o Hemisfério Sul, os fatores locais são determinantes para a geração de precipitação. Por outro lado, sobre o Hemisfério Norte, a circulação de larga escala pode ter um papel maior, indicando uma explicação para o maior grau de similaridade verificado ao analisar os campos de  $\Omega_p(\mathbf{W})$ , que indicam o papel das forçantes externas na produção de precipitação. Nesta análise, notou-se que a similaridade durante o verão boreal é até duas vezes maior do que durante o verão austral, e um dos motivos pode estar relacionado ao papel remoto que a TSM exerce na geração de precipitação.

A partir dos resultados apresentados nesta tese, não foi possível concluir se existe alguma relação entre a IA da componente SW→E e a IA da componente SW→P. Por outro lado, verificou-se que em ambas as estações do ano, as regiões de forte acoplamento no segmento SW→P estão intimamente relacionadas às regiões em que há uma combinação entre a maior IA do segmento SW→E e maior variabilidade  $\lambda E$ , sugerindo que a atmosfera do MCGA–CPTEC é incapaz de “sentir” a intensidade deste sinal, o que pode estar ligado a alguma deficiência na camada limite planetária do modelo.

Koster et al. (2006) sugeriu que existe uma relação positiva entre o acoplamento superfície-atmosfera e a destreza dos modelos em reproduzir a média climatológica da precipitação. Neste trabalho, enquanto as distribuições geográficas dos sinais de acoplamento superfície-atmosfera foram bastante consistentes, a intensidade variou consideravelmente entre cada uma das configurações do MCGA-CPTEC. Uma análise inicial (não apresentada) mostrou que mesmo que os resultados tenham indicado a maior Intensidade de Acoplamento nas configurações Grell-IBIS e Kuo-IBIS, as mesmas apresentaram problemas sobre as regiões polares, o que motivou a realização de uma análise comparativa entre as duas configurações Grell-IBIS e Kuo-SSiB utilizadas operacionalmente no CPTEC-INPE. Desta análise, verificou-se que estas duas configurações representaram satisfatoriamente bem as principais características médias da atmosfera, sendo comparáveis aos resultados apresentados por Cavalcanti et al. (2002, entre outros). Porém, a avaliação da precipitação indicou que a configuração Grell-IBIS apresenta um viés positivo em todas as estações do ano, mais intenso do que a configuração Kuo-SSiB. Além disso, apresentou um forte viés próximo às regiões polares, sendo os maiores erros observados na estrutura vertical média da temperatura do ar e da componente zonal do vento durante o trimestre DJF. Sobre o Polo Sul, por exemplo, observou-se um aumento brusco da temperatura do ar desde a próxima à superfície até o nível de 700hPa. Esta mesma característica é percebida sobre o Hemisfério Norte durante o trimestre JJA, porém com menor intensidade. Estes mesmos erros foram observados na configuração Kuo-IBIS (não apresentado), sugerindo problemas no acoplamento do modelo de superfície IBIS ao MCGA-CPTEC.

Em função do período de simulação para o experimento de acoplamento (três meses), assumiu-se que tais problemas não afetariam os resultados sobre o acoplamento superfície-atmosfera. Entretanto, levando em consideração que a assimilação de dados é um processo cíclico, que busca reduzir os erros de uma previsão de curto prazo, considerou-se a utilização da configuração Kuo-SSiB para o processo de assimilação de dados.

Os resultados da referida etapa do trabalho revelaram que os incrementos de análise são persistentes sobre algumas regiões do globo, como o centro-sul da América do Sul, norte da América do Norte e Europa, indicando erros sistemáticos não desprezíveis no modelo sobre estas regiões, os quais representam uma parte considerável do balanço de água na superfície. Nas estações de transição, os incrementos acompanham os padrões dos verões boreal e austral, porém esta característica pode estar associada à deficiência do modelo em representar a transição de um período seco

para o período úmido. A análise da variância temporal dos incrementos de umidade do solo indicou que as áreas em que há maior variabilidade temporal nos incrementos diários de umidade do solo, também são caracterizadas pelos maiores incrementos totais. Por outro lado, o sinal do incremento de análise dificilmente muda de dia para dia, sugerindo uma adição (ou remoção) sistemática de água no solo nestas regiões. Assim, é possível concluir que a assimilação de dados de umidade do solo no MCGA–CPTEC corrige os erros sistemáticos do modelo, introduzidos, por exemplo, pelas simplificações e deficiências da parametrização da superfície, e não somente por meio dos erros aleatórios provenientes das forçantes atmosféricas.

O impacto das variáveis na superfície continental sobre os parâmetros atmosféricos em baixos níveis é exercido, principalmente, pelos fluxos turbulentos de calor latente e sensível. A diferença média sazonal destes fluxos entre os experimentos com (LDAS) e sem (OL) assimilação de dados mostra uma forte relação espacial com os incrementos de umidade do solo. Por exemplo, sobre a região sudeste da América do Sul ocorre um aumento constante no fluxo de calor latente, principalmente durante os meses de DJF, MAM e SON. Em contrapartida, há uma redução no fluxo de calor sensível. Nesta região, observou-se uma adição sistemática de água no solo ao longo das quatro estações do ano. Em termos médios globais, durante todos os meses do ano, há a predominância do aumento no fluxo de calor latente e uma redução no fluxo de calor sensível, relacionada diretamente com a adição de água no solo.

O conteúdo de água no solo foi comparado com as simulações do *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) para um período de 17 anos. Em geral, o MCGA–CPTEC intensifica os valores extremos em ambas as simulações (tanto secos quanto úmidos). No entanto, o processo de assimilação de dados de umidade do solo foi capaz de adicionar água em regiões com características mais úmidas, segundo o padrão observado no GLDAS. Este comportamento fez com que a distribuição horizontal de água sobre a América do Norte, regiões norte da Europa e Ásia, bem como as regiões sul e sudeste da América do Sul se aproximassem dos padrões observados no GLDAS. A melhor caracterização na distribuição horizontal de água foi refletida no ciclo anual da umidade do solo (não apresentado), apresentando modificações principalmente sobre a América do Norte e Europa.

A melhoria na representação da umidade do solo do MCGA–CPTEC traduziu-se no melhoramento da simulação do ciclo anual da precipitação, mais próximo ao padrão observado em várias regiões do globo, principalmente sobre a América do Norte e Europa. Em algumas áreas, tanto a intensidade quanto a fase dos máximos e mínimos

de precipitação foram modificados, gerando uma melhor correlação com o ciclo anual observado. As regiões com os melhores ajustes são caracterizadas pelo maior número de observações sobre a superfície continental, o que reflete o impacto do processo de assimilação de dados e à importância das observações de superfície. Sobre a Amazônia, o MCGA–CPTEC tende a subestimar a precipitação no experimento sem assimilação de dados. Como sobre esta região não há um grande número de observações, o processo de assimilação de dados não é capaz de ajustar o modelo às condições observadas.

Em vista do exposto, é possível afirmar que uma melhor representação da umidade do solo em um sistema de previsão numérico de tempo e clima resulta em uma melhoria da simulação da precipitação. Além disso, também é possível afirmar que os resultados são dependentes da escolha tanto do esquema de superfície, quanto da parametrização convectiva. O esquema IBIS, que apresentou maior acoplamento durante a análise dos resultados, é mais sofisticado quando comparado ao esquema SSiB. Há, por exemplo, um melhor tratamento das camadas de solo e dos processos de condutividade hidráulica, levando à melhoria da representação do armazenamento de água nas camadas de solo. Assim, acredita-se que esta característica possa ter contribuído para a geração da Intensidade de Acoplamento mais intensa que as demais configurações. Com relação à parametrização convectiva, verificou-se que sua escolha depende da época do ano, ou hemisfério que se pretende analisar. Porém, para a América do Sul durante o verão austral, quando os fluxos turbulentos controlam o disparo da convecção, um esquema de parametrização que melhor representa as interações físicas entre a atividade convectiva e o ambiente, como é o caso da parametrização convectiva de GD, implica em um acoplamento mais intenso (maiores valores de  $\omega$ ). Portanto, a combinação entre um esquema de superfície mais sofisticado e a representação dos processos convectivos mais realista corroboram para a caracterização mais robusta do acoplamento superfície–atmosfera.

Apesar destes aspectos, as deficiências apresentadas pelas simulações da configuração Grell–IBIS foram determinantes para a escolha da configuração utilizada durante o procedimento de assimilação, uma vez que poderiam degradar os resultados das simulações através da “retroalimentação” dos erros. Contudo, os bons resultados encontrados durante o processo de assimilação de dados mostra que, após a resolução das deficiências no esquema IBIS, o uso da configuração Grell–IBIS neste processo poderá levar à melhores resultados.

## 5.1 Sugestões para trabalhos futuros

A contínua melhoria dos modelos numéricos é motivada pela geração de previsões de tempo, clima e ambiental mais acuradas, em benefício da sociedade. Assim, a busca pela geração de novos conhecimentos relacionados às interações superfície-atmosfera e seu impacto em diferentes variáveis, principalmente aquelas próximas à superfície continental, que impactam diretamente as atividades humanas, é parte do processo de aperfeiçoamento das ferramentas utilizadas. Esta tese poderá servir de base para uma série de pesquisas relacionadas ao acoplamento superfície-atmosfera, beneficiando as pesquisas em modelagem numérica. Alguns temas para trabalhos futuros são listados a seguir:

- a) Estudos regionais relacionados ao acoplamento superfície-atmosfera mostram resultados um pouco diferentes daqueles em escala global. Assim é importante determinar qual o impacto da mudança na resolução espacial nos resultados do acoplamento superfície-atmosfera, ou seja, com base nos resultados desta tese, sugere-se que seja realizado o mesmo tipo de experimento para medir o acoplamento superfície-atmosfera, porém aumentando a resolução espacial do MCGA-CPTEC a fim de identificar possíveis impactos;
- b) A parametrização da camada limite planetária pode ser outra fonte relacionada às incertezas nos resultados do acoplamento superfície-atmosfera. Os impactos da umidade do solo sobre a precipitação podem ocorrer de formas indiretas, por meio de modificações na camada limite planetária. Assim, sugere-se realizar os mesmos tipos de experimentos realizados nesta tese para verificar qual o papel de diferentes parametrizações da camada limite planetária na variabilidade dos resultados do acoplamento superfície-atmosfera;
- c) A assimilação de umidade do solo apresentou de forma geral um impacto positivo sobre as simulações de precipitação. No entanto, a metodologia utilizada apresenta uma série de limitações, como as impostas pelas funções empíricas  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ , que reduzem os coeficientes ótimos. Estes por sua vez minimizam a variância dos erros de análise quando o acoplamento entre o solo e a camada limite inferior do modelo é mais fraco e os erros na previsão atmosférica contêm menos informações sobre a umidade do solo. Assim, é importante analisar o uso de diferentes metodologias de assimilação de dados que sejam capazes de utilizar medidas diretas de umidade do solo

ou por meio de satélites. Uma possibilidade é o uso do Filtro de Kalman para a assimilação de dados de satélite;

- d) Como o número de observações diretas de umidade do solo é muito reduzido, e as informações de satélite são capazes de penetrar somente poucos centímetros na superfície, sugere-se explorar uma metodologia que possibilite realizar uma assimilação de dados acoplada superfície-atmosfera. Um exemplo é o trabalho de Kang et al. (2011), que utilizando o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF) realizou a assimilação de dados de CO<sub>2</sub> em um modelo acoplado vegetação atmosfera por meio de modificações na matriz de covariância do erro de *background* a fim de relacionar variáveis atmosféricas e estimativas de CO<sub>2</sub>, uma vez que o LETKF é um sistema implementado no CPTEC-INPE.
- e) Os resultados desta tese indicam melhorias importantes nas simulações de precipitação. No entanto, as simulações com o MCGA-CPTEC foram realizadas forçando-se o modelo somente com a TSM observada. Assim, sugere-se que esta mesma técnica de assimilação seja aplicada em conjunto com de um ciclo de assimilação de dados atmosférico, a fim de verificar o impacto nas previsões de curto à médio prazo.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIRES, F.; GENTINE, P.; FINDELL, K. L.; LINTNER, B. R.; KERR, C. Neural network-based sensitivity analysis of summertime convection over the continental united states. **Journal of Climate**, v. 27, n. 5, p. 1958–1979, 2014. ISSN 08948755. 32
- ALFIERI, L.; CLAPS, P.; D'ODORICO, P.; LAIO, F.; OVER, T. M. An analysis of the soil moisture feedback on convective and stratiform precipitation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 2, p. 280–291, 2008. ISSN 1525-755X. 30
- ANTHES, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Mon. Weather Rev.**, v. 105, p. 270–286, 1977. 38, 39, 41
- ARAKAWA, A.; JUNG, J.-H.; WU, C.-M. Toward unification of the multiscale modeling of the atmosphere. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 8, p. 3731–3742, 2011. Disponível em: <<http://www.atmos-chem-phys.net/11/3731/2011/>>. 4
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part i. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 674–701, 1974. 39, 40
- ASHARAF, S.; DOBLER, A.; AHRENS, B. Soil moisture–precipitation feedback processes in the indian summer monsoon season. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 5, p. 1461–1474, 2012. ISSN 1525-755X. 31
- Avisar, R.; Pielke, R. A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 2113–+, 1989. 2
- BAEDE, A.; AHLONSOU, E.; DING, Y.; SCHIMEL, D. The climate system: an overview. In: HOUGHTON, J.; Y, D.; GRIGGS, D.; NOUGUER, M.; LINDEN, P. van der; DAI, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C. (Ed.). **Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001. cap. 1, p. 85–98. ISBN 0521 80767 0. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/>>. 1, 2
- BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.; BELJAARS, A.; BETTS, A.; KÖHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J. The simulation of the diurnal cycle of convection precipitations over land in a global model. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3119–3137, 2004. 20
- BELJAARS, A. C. M.; VITERBO, P.; MILLER, M. J.; BETTS, A. K. The anomalous rainfall over the united states during july 1993: Sensitivity to land surface parameterization and soil moisture anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 3, p. 362–383, March 1996. ISSN 0027-0644. 30, 31

BENTON, G. S.; BLACKBURN, R. T.; SNEAD, V. O. The role of the atmosphere in the hydrologic cycle. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 31, n. 1, p. 61–73, 1950. ISSN 2324-9250. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/TR031i001p00061>>. 24

BERG, A.; FINDELL, K. L.; LINTNER, B. R.; GENTINE, P.; KERR, C. Precipitation sensitivity to surface heat fluxes over north america in reanalysis and model data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 722–743, 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-0111.1>>. 31

BERRISFORD, P.; DEE, D.; FIELDING, K.; FUENTES, M.; KALLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S. **The ERA–Interim archive, version 2.0**. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, United Kingdom, 2011. 23 p. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/list/782009>>. 46, 64

BETTS, A. K. The scientific basis and objectives of the u.s. subprogram for the gate. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 55, p. 304–313, 1974. 39

\_\_\_\_\_. Understanding hydrometeorology using global models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 11, p. 1673–1688, 2004. ISSN 00030007. 31

\_\_\_\_\_. Land–surface–atmosphere coupling in observations and models. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 2, 2009. ISSN 1942-2466. 31

BETTS, A. K.; Silva Dias, M. A. a. F. Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 2, n. 2, p. 20 pp, February 2010. ISSN 1942-2466. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.3894/JAMES.2010.2.6>>. 31

BOÉ, J. Modulation of soil moisture–precipitation interactions over france by large scale circulation. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 3-4, p. 875–892, 2013. ISSN 09307575. 20, 32

BONAN, G. B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1444–1449, 2008. ISSN 1095-9203. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18556546>>. 14

BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do cptec.: **Climanálise especial (comemorativo de 10 anos)**, 1996. 37, 38

BONATTI, J. P.; RAO, V. B.; DIAS, P. L. d. S. On the westward propagation of catarina storm. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006, Foz do Iguaçu, SP, BR. **Proceedings...** American Meteorological Society (AMS), 2006. p. 1659–1675. Disponível em: <[http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm\\_conf/2005/10.31.16.47](http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.16.47)>. 82

BOSILOVICH, M. G.; CHEN, J.; ROBERTSON, F. R.; ADLER, R. F. Evaluation of Global Precipitation in Reanalyses. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 9, p. 2279–2299, 2008. ISSN 1558-8424. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JAMC1921.1>>. 112

BOUTTIER, F.; MAHFOUF, J.-F.; NOILHAN, J. Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. part i: Sensitivity and calibration studies. **Journal of Applied Meteorology**, American Meteorological Society, v. 32, n. 8, p. 1335–1351, ago. 1993. ISSN 0894-8763. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<1335:SAOSMF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<1335:SAOSMF>2.0.CO;2)>. 56, 57

BOUYSSSEL, F.; CASSÉ, V.; PAILLEUX, J. Variational surface analysis from screen level atmospheric parameters. **Tellus A**, Munksgaard International Publishers, v. 51, n. 4, p. 453–468, 1999. ISSN 1600-0870. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1034/j.1600-0870.1999.t01-2-00001.x>>. 35

BRIDGMAN, H. a.; OLIVER, J. E. **The global climate system patterns, processes, and teleconnections**. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 359 p. ISBN 0-521-53380-5. 1

BROWN, J. M. Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, p. 313–338, 1979. 40

BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate**, v. 6, n. 6, p. 1077–1089, 1993. ISSN 08948755. 24, 25

BUDYKO, M. I. **The heat balance of the earth's surface**. Washington: U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, 1956. 259 p.– p. (Translation by N. A. Stepanova, 1958). Disponível em: <<http://hdl.handle.net/2027/uc1.31822012729216>>. 18

\_\_\_\_\_. The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. In: ARCHER, D.; PIERREHUMBERT, R. (Ed.). **The warming papers: The scientific foundation for the climate change forecast**. Chichester, England: Wiley–Blackwell, 1968. p. 432. ISBN 1405196173. Book published in 2011. 7

\_\_\_\_\_. **Climate and life**. New York: Academic Press, 1974. 508 p. 18, 24

CANDIDO, L. A.; GAN, M. A.; MANZI, A. O. Sensibilidade da zona de convergência do atlântico sul (zcas) á condição hídrica do solo: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 387–397, december 2006. 3, 4, 20, 23

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; Justi da Silva, M. G. A.; Faus da Silva Dias, M. A. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 104

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A. M. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.;

PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the cptec-cola agcm. **Journal of Climate**, American Meteorological Society, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, nov. 2002. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2965:GCFIAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2965:GCFIAS>2.0.CO;2)>. 38, 81, 83, 121

CHABOUREAU, J.-P.; GUICHARD, F.; REDELSPERGER, J.-L.; LAFORE, J.-P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3105–3117, 2004. ISSN 1477-870X. 31

CHEN, F.; JANJIC, Z. I.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface–layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale eta model. **Boundary–Layer Meteorology**, v. 85, p. 391–421, 1997. 2

CHOU, M.-D. M.-D.; SUAREZ, M. J. A solar radiation parameterization for atmospheric studies. In: SUAREZ, M. J. (Ed.). **Global Modeling and Data Assimilation**. Greenbelt, MD, EUA: NASA, 1999. v. 15, n. (NASA/TM–1999–104606). Technical Report Series. Disponível em: <<http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19990060930.pdf>>. 46, 47, 81

CINTRA, R. S. C. **Implementação do sistema estatístico de assimilação de dados em espaço físico para o modelo global do CPTEC**. 184 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004-06-30 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/08.31.13.48>>. Acesso em: 08 dez. 2011. 55

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v. 14, n. 4, p. 601–604, 1978. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/WR014i004p00601>>. 45

COMER, R. E.; BEST, M. J. Revisiting GLACE: Understanding the role of the land surface in land–atmosphere coupling. **Journal of Hydrometeorology**, n. 32, p. 120726141947009, 2012. ISSN 1525-755X. 31

COOK, B. I.; BONAN, G. B.; LEVIS, S. Soil moisture feedbacks to precipitation in southern africa. **Journal of Climate**, v. 19, n. 17, p. 4198–4206, 2006. ISSN 08948755. 20, 21, 31

CRAGO, R. D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**, v. 180, n. 1-4, p. 173–194, 1996. ISSN 00221694. 17

CRAGOA, R.; BRUTSAERT, W. Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the bowen ratio. **Journal of Hydrology**, v. 178, n. 1-4, p. 241—255, 1996. ISSN 00221694. 17

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M. C.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J.-G. Introduction. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (Ed.). **Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.** [S.l.]: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. p. 119–158. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. 1

CUNNINGHAM, C.; BONATTI, J. P.; FERREIRA, M. Assessing improved CPTEC probabilistic forecasts on medium-range timescale. **Meteorological Applications**, v. 22, n. 3, p. 378–384, 2015. ISSN 13504827. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/met.1464>>. 81

DALY, E.; ZINGER, Y.; DELETIC, a.; FLETCHER, T. D. A possible mechanism for soil moisture bimodality in humid-land environments. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 7, p. 2–6, 2009. ISSN 00948276. 30

D'ANDREA, F.; PROVENZALE, A.; VAUTARD, R.; De Noblet-Ducoudré, N. Hot and cool summers: Multiple equilibria of the continental water cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 24, 2006. ISSN 00948276. 30

DEARDORFF, J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, AGU, v. 83, n. C4, p. 1889–1903, 1978. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/JC083iC04p01889>>. 2

DEWEAVER, E.; NIGAM, S. On the forcing of ENSO teleconnections by anomalous heating and cooling. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3225–3235, 2004. ISSN 08948755. 62, 67

DIFFENBAUGH, N. S.; PAL, J. S.; GIORGI, F.; GAO, X. Heat stress intensification in the mediterranean climate change hotspot. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 11, p. 1–6, 2007. ISSN 00948276. 19

DIRMEYER, P. A. Using a Global Soil Wetness Dataset to Improve Seasonal Climate Simulation. **J. Climate**, American Meteorological Society, v. 13, n. 16, p. 2900–2922, 2000. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2900:UAGSWD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2900:UAGSWD>2.0.CO;2)>. 2

\_\_\_\_\_. The role of the land surface background state in climate predictability. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 3, p. 599–610, 2003. 7

\_\_\_\_\_. The terrestrial segment of soil moisture–climate coupling. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 16, p. n/a–n/a, 2011. ISSN 1944-8007. L16702. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2011GL048268>>. 31

DIRMEYER, P. a.; BRUBAKER, K. L. Characterization of the Global Hydrologic Cycle from a Back-Trajectory Analysis of Atmospheric Water Vapor. **Journal of**

**Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 20–37, 2007. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM557.1>>. 26

DIRMEYER, P. a.; CASH, B. a.; KINTER, J. L.; STAN, C.; JUNG, T.; MARX, L.; TOWERS, P.; WEDI, N.; ADAMS, J. M.; ALTSHULER, E. L.; HUANG, B.; JIN, E. K.; MANGANELLO, J. Evidence for enhanced land–atmosphere feedback in a warming climate. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 3, p. 981–995, 2012. ISSN 1525-755X. 32

DIRMEYER, P. a.; JIN, Y.; SINGH, B.; YAN, X. Trends in land–atmosphere interactions from CMIP5 simulations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 829–849, 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <[journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM-D-12-0107.1](http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM-D-12-0107.1)>. 32

DIRMEYER, P. a.; KOSTER, R. D.; GUO, Z. Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 1177–1198, 2006. ISSN 1525-755X. 31, 62

D'ODORICO, P.; PORPORATO, A. Preferential states in soil moisture and climate dynamics. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 101, n. 24, p. 8848–8851, 2004. ISSN 0027-8424. 30

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (sib). **Journal of Applied Meteorology**, vol. 28,, p. 833–855, 1989. 45

DOUVILLE, H.; VITERBO, P.; MAHFOUF, J.-F.; BELJAARS, A. C. M. Evaluation of the optimum interpolation and nudging techniques for soil moisture analysis using FIFE data. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 128, n. 6, p. 1733–1756, jun. 2000. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1733:EOTOIA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1733:EOTOIA>2.0.CO;2)>. 34, 56, 113

DRUSCH, M.; VITERBO, P. Assimilation of screen-level variables in ECMWF's integrated forecast system: A study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 135, n. 2, p. 300–314, fev. 2007. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3309.1>>. 33, 56

EK, M. B.; HOLTSLAG, a. a. M. Influence of soil moisture on boundary layer cloud development. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 1, p. 86–99, 2004. ISSN 1525-755X. 21, 22, 27, 29, 30

ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture–rainfall feedback mechanism: 1. theory and observations. **Water Resources Research**, AGU, v. 34, n. 4, p. 765–776, 1998. ISSN 0043-1397. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/97WR03499>>. 28

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. Precipitation recycling in the amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861–880, 1994. 24

\_\_\_\_\_. Precipitation recycling. **Reviews of Geophysics**, v. 34, n. 3, p. 367–378, 1996. ISSN 8755-1209. 24

EMANUEL, K. A. (Ed.). **Atmospheric convection**. [S.l.]: Oxford University Press, 1994. 39

FERGUSON, C. R.; WOOD, E. F. Observed land–atmosphere coupling from satellite remote sensing and reanalysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 6, p. 1221–1254, 2011. ISSN 1525-755X. 32

FERGUSON, C. R.; WOOD, E. F.; VINUKOLLU, R. K. A global intercomparison of modeled and observed land–atmosphere coupling. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 3, p. 749–784, 2012. ISSN 1525-755X. 31

FIGUEROA, S. N.; TARASOVA, T. A.; BARBOSA, H. M. J.; BONATTI, J. P.; DIAS, P. L. S. The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on southern hemisphere summer climate simulated by cptec atmospheric general circulation model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006, Foz do Iguaçú, SP, BR. **Proceedings...** American Meteorological Society (AMS), 2006. p. 1037–1040. 81

FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. A. B. An analysis of the soil moisture–rainfall feedback, based on direct observations from illinois. **Water Resources Research**, v. 33, n. 4, p. 725–735, 1997. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/96WR03756>>. 30

\_\_\_\_\_. Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: Framework development. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 3, p. 552–569, June 2003. 21, 22, 30

FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. a. B. Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental united states. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 3, p. 570–583, June 2003. ISSN 1525-755X. 21, 30

FINDELL, K. L.; GENTINE, P.; LINTNER, B. R.; KERR, C. Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 4, n. 7, p. 434–439, 2011. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo1174>>. 20, 22

FISCHER, E. M.; SENEVIRATNE, S. I.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; SCHÄR, C. Soil Moisture–Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat

- Wave. **Journal of Climate**, v. 20, n. 20, p. 5081–5099, 2007. ISSN 0894-8755.  
Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI4288.1>>. 23
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603–628, 1996. ISSN 1944-9224.  
Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/96GB02692>>. 43, 44, 45, 46, 47, 61, 66
- FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. part i: A cumulus parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, p. 3787–3799, 1987. 40
- GARREAUD, R. D.; BATTISTI, D. S. Interannual (enso) and interdecadal (enso-like) variability in the southern hemisphere tropospheric circulation\*. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2113–2123, 1999. 3
- GENTINE, P.; ENTEKHABI, D.; CHEHBOUNI, A.; BOULET, G.; DUCHEMIN, B. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 143, n. 1-2, p. 13–29, 2007. ISSN 01681923. 17
- GENTINE, P.; ENTEKHABI, D.; POLCHER, J. The diurnal behavior of evaporative fraction in the soil–vegetation–atmospheric boundary layer continuum. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 6, p. 1530–1546, 2011. ISSN 1525-755X. 17
- GENTINE, P.; HOLTSLAG, A. a. M.; D'ANDREA, F.; EK, M. Surface and atmospheric controls on the onset of moist convection over land. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 5, p. 1443–1462, 2013. ISSN 1525-755X. 19, 72
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R.; LONGO, M.; MOREIRA, D. S.; DIAS, M. A. S.; DIAS, P. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. parte ii: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 74–88, 2006b. 3, 4, 20, 23, 27, 35
- GIARD, D.; BAZILE, E. Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global nwp model. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 128, n. 4, p. 997–1015, abr. 2000. ISSN 0027-0644.  
Disponível em:  
<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0997:IOANAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0997:IOANAS>2.0.CO;2)>. 5, 34, 54, 57
- GIORGI, F.; MEARN, L. O.; SHIELDS, C.; MAYER, L. A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1988 drought and the 1993 flood over the central united states. **Journal of Climate**, v. 9, n. 5, p. 1150–1162, May 1996. ISSN 08948755. 30, 31
- GODDARD, L.; MASON, S. J.; ZEBIAK, S. E.; ROPELEWSKI, C. F.; BASHER, R.; CANE, M. a. Current approaches to seasonal-to-interannual climate

predictions. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 9, p. 1111–1152, 2001. ISSN 08998418. 66

GOESSLING, H. F.; REICK, C. H. What do moisture recycling estimates tell us? Exploring the extreme case of non-evaporating continents. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 10, p. 3217–3235, 2011. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/3217/2011/>>. 23

GRELL, A. G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764–787, 1993. 39, 40, 47, 66

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 38(1)–38(4), 2002. 39, 40, 41, 61, 66, 81

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 10, p. 5233–5250, 2014. Disponível em: <<http://www.atmos-chem-phys.net/14/5233/2014/>>. 4, 39

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. **J. Climate**, v. 13, p. 35–58, 2000. 3

GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south america: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern brazil. **Journal of Climate**, American Meteorological Society, v. 20, n. 24, p. 5929–5945, dec 2007. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI1684.1>>. 3, 4

GUICHARD, F.; PETCH, J.; REDELSPERGER, J.-L.; BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; CHEINET, S.; GRABOWSKI, W.; GRENIER, H.; JONES, C.; KÖHLER, M.; PIRIOU, J.-M.; TAILLEUX, R.; TOMASINI, M. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 604, p. 3139–3172, 2004. ISSN 00359009. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1256/qj.03.145>>. 31

GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; KOSTER, R. D.; SUD, Y. C.; BONAN, G.; OLESON, K. W.; CHAN, E.; VERSEGHY, D.; COX, P.; GORDON, C. T.; MCGREGOR, J. L.; KANAE, S.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C.-H.; MITCHELL, K.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; OKI, T.; YAMADA, T.; PITMAN, A.; TAYLOR, C. M.; VASIC, R.; XUE, Y. GLACE: The global land–atmosphere coupling experiment. Part II: Analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 4, p. 611–625, 2006. 23, 31, 37, 38, 61, 62, 63, 67, 72, 77, 112, 116

HARSHVARDHAN; CORSETTI, T. G. **Longwave radiation parameterization for the UCLA/GLAS GCM**. [S.l.], 1984. v. 86072, 65p. p. 46, 47

HARSHVARDHAN; DAVIES, R.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. **Journal of Geophysical Research**, AGU, v. 92, n. D1, p. 1009–1016, 1987. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/JD092iD01p01009>>. 46, 47

HAUCK, C.; BARTHLOTT, C.; KRAUSS, L.; KALTHOFF, N. Soil moisture variability and its influence on convective precipitation over complex terrain. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. SUPPL. 1, p. 42–56, 2011. ISSN 00359009. 31

HESS, R. Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Springer Wien, v. 77, p. 145–154, 2001. ISSN 0177-7971. 10.1007/s007030170023. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s007030170023>>. 34, 35

HESS, R.; LANGE, M.; WERGEN, W. Evaluation of the variational soil moisture assimilation scheme at deutscher wetterdienst. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 134, n. 635, p. 1499–1512, 2008. ISSN 1477-870X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.306>>. 34

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations**. 1st. ed. [S.l.]: Academic Press, 1998. ISBN 9780123485250. 15, 42

HIRSCH a.L.; PITMAN, A.; SENEVIRATNE, S. I.; EVANS, J.; HAVERD, V. Summertime maximum and minimum temperature coupling asymmetry over Australia determined using WRF. **Geophysical Research Letters**, p. 1546–1552, 2014. ISSN 19448007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2013GL059055/full>>. 63, 118

HIRSCHI, M.; SENEVIRATNE, S. I.; ALEXANDROV, V.; BOBERG, F.; BORONEANT, C.; CHRISTENSEN, O. B.; FORMAYER, H.; ORLOWSKY, B.; STEPANEK, P. Observational evidence for soil–moisture impact on hot extremes in southeastern europe. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 4, n. 1, p. 17–21, 2011. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1032>>. 19

HOERLING, M. P.; KUMAR, A. Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. **Journal of Climate**, v. 15, n. 16, p. 2184–2203, 2002. ISSN 08948755. 62, 67

HOHENEGGER, C.; BROCKHAUS, P.; BRETHERTON, C. S.; SCHÄR, C. The soil moisture–precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection. **Journal of Climate**, v. 22, n. 19, p. 5003–5020, 2009. ISSN 08948755. 21, 31

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **J. Climate**, v. 6, p. 1825–1842, 1993. 46, 47

HURK, B. J. J. M. van den; MELJGAARD, E. van. Diagnosing land–atmosphere interaction from a regional climate model simulation over west africa. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 2, p. 467–481, 2010. ISSN 1525-755X. 22, 31

IPCC, . **Climate change 2001: The scientific basis**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001. 881 p. ISSN 0521 80767 0. ISBN 0521 01495 6. 1

IRANNEJAD, P.; SHAO, Y. Land surface processes. In: \_\_\_\_\_. **Environmental modelling and prediction**. 1. ed. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2002. cap. 5, p. 173–213. ISBN 978-3-662-04868-9. 7

J.-F.MAHFOUF; P.VITERBO; DOUVILLE, H.; BELJAARS, A.; SAARINEN, S. A revised land-surface analysis scheme in the Integrated Forecasting Systems. **ECMWF Newsletter**, n. 88, p. 8–13, 2000. Disponível em: <<http://test.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/115.pdf#page=2>>. 5

JAKOB, C.; SIEBESMA, A. P. A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updrafts properties, and model climate. **Mon. Weather Rev.**, v. 131, n. 9, p. 2765–2778, 2003. 78

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. The role of the convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteor. Atmos. Phys.**, v. 49, p. 93–106, 1992. 41

\_\_\_\_\_. Convective parameterization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme. In: \_\_\_\_\_. **The representation of cumulus convection in numerical models**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1993. cap. 16, p. 165–170. ISBN 978-1-935704-13-3. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3\\_16](http://dx.doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3_16)>. 40

KANG, J.-S.; KALNAY, E.; LIU, J.; FUNG, I.; MIYOSHI, T.; IDE, K. “Variable localization” in an ensemble Kalman filter: Application to the carbon cycle data assimilation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D9, p. D09110, 2011. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014673>>. 125

KHAIROUTDINOV, M. F.; RANDALL, D. A. Cloud resolving modeling of the arm summer 1997 iop: model formulation, results, uncertainties, and sensitivities. **J. Atmos. Sci.**, v. 60, p. 607–625, 2003. 4

KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth’s annual global mean energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 78, n. 2, p. 197–208, fev. 1997. ISSN 0003-0007. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2)>. 8

KILADIS, G. N.; DIAZ, H. F. Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1069–1090, 1989. ISSN 0894-8755. 67

KINTER, J.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P.; FENNESSY, M.; KIRTMAN, B.; MARX, L.; SCHNEIDER, E.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. **The COLA atmosphere–biosphere general circulation model Volume 1: Formulation**. [S.l.], 1997. Disponível em: <<http://www.iges.org/people/Shukla'sArticles/1997/TheCOLAAtmosphere.pdf>>. 46

KOCHENDORFER, J. P.; RAMÍREZ, J. a. The impact of land–atmosphere interactions on the temporal variability of soil moisture at the regional scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 1, p. 53–67, 2005. ISSN 1525-755X. 30

KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; BONAN, G.; CHAN, E.; COX, P.; GORDON, C. T.; KANAE, S.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; LU, C.-H.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, K.; MOCKO, D.; OKI, T.; OLESON, K.; PITMAN, A.; SUD, Y. C.; TAYLOR, C. M.; VERSEGHY, D.; VASIC, R.; XUE, Y.; YAMADA, T. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v. 305, n. 5687, p. 1138–1140, 2004a. ISSN 0036-8075. 3, 18, 62, 112, 116, 117

KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; HAHMANN, A. N.; IJPELAAR, R.; TYAHLA, L.; COX, P.; SUAREZ, M. J. Comparing the degree of land–atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 3, p. 363–375, 2002. 3, 48

KOSTER, R. D.; MAHANAMA, S. P. P.; YAMADA, T. J.; BALSAMO, G.; BERG, a. a.; BOISSERIE, M.; DIRMEYER, P. a.; DOBLAS-REYES, F. J.; DREWITT, G.; GORDON, C. T.; GUO, Z.; JEONG, J. H.; LAWRENCE, D. M.; LEE, W. S.; LI, Z.; LUO, L.; MALYSHEV, S.; MERRYFIELD, W. J.; SENEVIRATNE, S. I.; STANELLE, T.; Van Den Hurk, B. J. J. M.; VITART, F.; WOOD, E. F. Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi–model experiment. **Geophysical Research Letters**, v. 37, p. 1–6, 2010. ISSN 19448007. 31

KOSTER, R. D.; MAHANAMA, S. P. P.; YAMADA, T. J.; BALSAMO, G.; BERG, a. a.; BOISSERIE, M.; DIRMEYER, P. a.; DOBLAS-REYES, F. J.; DREWITT, G.; GORDON, C. T.; GUO, Z.; JEONG, J.-H.; LEE, W.-S.; LI, Z.; LUO, L.; MALYSHEV, S.; MERRYFIELD, W. J.; SENEVIRATNE, S. I.; STANELLE, T.; HURK, B. J. J. M. van den; VITART, F.; WOOD, E. F. The second phase of the global land–atmosphere coupling experiment: Soil moisture contributions to subseasonal forecast skill. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 5, p. 805–822, 2011. ISSN 1525-755X. 30, 31

KOSTER, R. D.; SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. J. Analyzing the concurrence of meteorological droughts and warm periods, with implications for the

determination of evaporative regime. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3331—3341, 2009a. 18

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Soil moisture memory in climate models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 6, p. 558–570, 2001. 51

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; HEISER, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 1, p. 26–46, 2000. 2, 3, 5, 52

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; HIGGINS, R. W.; DOOL, H. M. V. den. Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 5, p. 1241, 2003. ISSN 0094-8276. 31, 32, 67, 117

KOSTER, R. D.; SUD, Y. C.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; BONAN, G.; OLESON, K. W.; CHAN, E.; VERSEGHY, D.; COX, P.; DAVIES, H.; KOWALCZYK, E.; GORDON, C. T.; KANAE, S.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C.-H.; MITCHELL, K.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; OKI, T.; YAMADA, T.; PITMAN, A.; TAYLOR, C. M.; VASIC, R.; XUE, Y. GLACE: The global land–atmosphere coupling experiment. Part I: Overview. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 4, p. 590–610, 2006. 3, 30, 31, 37, 38, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 61, 62, 63, 64, 66, 67, 69, 70, 71, 77, 78, 80, 112, 116, 117, 118, 121

KRISHNAMURTI, T. N.; LOW-NAM, S.; PASCH, R. Cumulus parameterization and rainfall rates ii. **Mon. Weather Rev.**, v. 111, p. 815–828, 1983. 39, 40

KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 309 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012-08-06 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42>>. Acesso em: 29 mar. 2016. 43, 44, 46, 47, 97

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; FISHER, V. A.; COE, M. T.; LENTERS, J. D.; YOUNG-MOLLING, C.; RAMANKUTTY, N.; NORMAN, J. M.; GOWER, S. T. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795–825, 2000. ISSN 1944-9224. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999GB001138>>. 43, 44, 45, 46, 61, 66

KUMAR, S. V.; REICHLER, R. H.; PETERS-LIDARD, C. D.; KOSTER, R. D.; ZHAN, X.; CROW, W. T.; EYLANDER, J. B.; HOUSER, P. R. A land surface data assimilation framework using the land information system: Description and applications. **Advances in Water Resources**, v. 31, n. 11, p. 1419 – 1432, 2008. ISSN 0309-1708. Hydrologic Remote Sensing. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170808000146>>. 1

KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 22, n. 1, p. 40–63, jan. 1965. ISSN 0022-4928. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1965\)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2)>. 39, 41, 47, 61

\_\_\_\_\_. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, jul. 1974. ISSN 0022-4928. Disponível em:

<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2)>. 39, 41, 42, 47, 61, 66, 81

LAM, A.; BIERKENS, M. F. P.; HURK, B. J. J. M. van den. Global patterns of relations between soil moisture and rainfall occurrence in ERA-40. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. 17, p. 1–8, 2007. ISSN 01480227. 32

LEE, J. E.; LINTNER, B. R.; NEELIN, J. D.; JIANG, X.; GENTINE, P.; BOYCE, C. K.; FISHER, J. B.; PERRON, J. T.; KUBAR, T. L.; LEE, J.; WORDEN, J. Reduction of tropical land region precipitation variability via transpiration. **Geophysical Research Letters**, v. 39, p. 1–6, 2012. ISSN 00948276. 23

LEJEUNE, Q.; DAVIN, E. L.; GUILLOD, B. P.; SENEVIRATNE, S. I. Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 9, p. 2769–2786, May 2015. ISSN 14320894. 27

LINGYUN, W.; JINGYONG, Z. The relationship between spring soil moisture and summer hot extremes over north china. **Advances in Atmospheric Sciences**, Adv. Atmos. Sci., p. 149, 2015. Disponível em: <[http://159.226.119.58/aas/EN/abstract/article\\_2765.shtml](http://159.226.119.58/aas/EN/abstract/article_2765.shtml)>. 19

MAHFOUF, J.-F. c. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study. **Journal of Applied Meteorology**, v. 30, n. 11, p. 1534–1547, 1991. 4, 5, 34, 54, 56, 57, 113

MANABE, S. Climate and the ocean circulation I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earths surface. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 11, p. 739–774, 1969. ISSN 00270644. Disponível em:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2)>. 2

MARENGO, J. a.; CALVALCANTI, I. F. a.; SATYAMURTY, P.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C. a.; BONATTI, J. P.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M. B.; MANZI, a. O.; CASTRO, C. a. C.; D'ALMEIDA, C.; PEZZI, L. P.; CANDIDO, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459–475, 2003. ISSN 09307575. 81

MEI, R.; WANG, G. Summer Land–Atmosphere Coupling Strength in the United States: Comparison among Observations, Reanalysis Data, and Numerical Models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 3, p. 1010–1022, 2012. ISSN 1525-755X. 32

MEI, R.; WANG, G.; GU, H. Summer land–atmosphere coupling strength over the united states: Results from the regional climate model RegCM4–CLM3.5. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 946–962, 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-12-043.1>>. 31

MENG, L.; QUIRING, S. M. Examining the influence of spring soil moisture anomalies on summer precipitation in the u.s. great plains using the community atmosphere model version 3. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. 21, p. 1–16, 2010. ISSN 01480227. 31

\_\_\_\_\_. Observational relationship of sea surface temperatures and precedent soil moisture with summer precipitation in the u.s. great plains. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 6, p. 884–893, 2010. ISSN 08998418. 32

MITCHELL, K. E.; LOHMANN, D.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J. C.; ROBOCK, A.; COSGROVE, B. A.; SHEFFIELD, J.; DUAN, Q.; LUO, L.; HIGGINS, R. W.; PINKER, R. T.; TARPLEY, J. D.; LETTENMAIER, D. P.; MARSHALL, C. H.; ENTIN, J. K.; PAN, M.; SHI, W.; KOREN, V.; MENG, J.; RAMSAY, B. H.; BAILEY, A. A. The multi–institution north american land data assimilation system (NLDAS): Utilizing multiple gcip products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. **Journal of Geophysical Research**, AGU, v. 109, n. D7, p. D07S90–, abr. 2004. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003823>>. 33

MUELLER, B.; SENEVIRATNE, S. I. Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 31, p. 12398–12403, 2012. ISSN 0027-8424. 19

MYOUNG, B.; NIELSEN-GAMMON, J. W. The convective instability pathway to warm season drought in texas. Part I: The role of convective inhibition and its modulation by soil moisture. **Journal of Climate**, v. 23, n. 17, p. 4461–4473, 2010. ISSN 08948755. 32

\_\_\_\_\_. The convective instability pathway to warm season drought in texas. Part II: Free-tropospheric modulation of convective inhibition. **Journal of Climate**, v. 23, n. 17, p. 4474–4488, 2010. ISSN 08948755. 32

NAIROBI, N. S. The East African monsoons and their effects on agriculture. **GeoJournal**, v. 3, n. 2, p. 193–200, 1979. ISSN 03432521. 92

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 957–988, 1991. ISSN 0894-8755. 26

- NOTARO, M. Statistical identification of global hot spots in soil moisture feedbacks among IPCC AR4 models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, 2008. ISSN 01480227. 30
- OKOOLA, R. E. A diagnostic study of the eastern Africa monsoon circulation during the Northern Hemisphere spring season. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 2, p. 143–168, 1999. ISSN 08998418. 91, 92
- OOYAMA, K. A theory on parameterization of cumulus convection. **J. Meteorol. Soc. Jpn**, v. 39 (Spec. issue), p. 744–756, 1971. 39
- ORLOWSKY, B.; SENEVIRATNE, S. I. Statistical analyses of land–atmosphere feedbacks and their possible pitfalls. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, p. 3918–3932, 2010. ISSN 08948755. 30
- PAL, J. S.; ELTAHIR, E. a. B. Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land–atmosphere system. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1227–1242, 2001. ISSN 08948755. 20, 22, 28
- PALMER, T. N. Extended-Range Atmospheric Prediction and the Lorenz Model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 74, p. 49–65, 1993. ISSN 0003-0007. 62
- PALMER, T. N.; ANDERSON, D. L. T. The prospects for seasonal forecasting—A review paper. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, John Wiley & Sons, Ltd, v. 120, n. 518, p. 755–793, 1994. ISSN 1477-870X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712051802>>. 62
- PITMAN, a. J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 479–510, 2003. ISSN 08998418. 1
- QUESADA, B.; VAUTARD, R.; YIOU, P.; HIRSCHI, M.; SENEVIRATNE, S. I. Asymmetric european summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs. **Nature Climate Change**, Nature Publishing Group, v. 2, n. 10, p. 736–741, 2012. ISSN 1758-678X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1536>>. 19
- RABIN, R. M.; STENSRUD, D. J.; STADLER, S.; WETZEL, P. J.; GREGORY, M. Observed effects of landscape variability on convective clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, p. 272–280, 1990. 27
- REYNOLDS, R. W. A Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis. **Journal of Climate**, v. 1, n. 1, p. 75–86, 1988. ISSN 1520-0442. 64
- REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite sst analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609–1625, 2002. 46, 47, 100

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C.-J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADAKOVICH, J.; BOSILOVICH, M.; ENTIN\*, J. K.; WALKER, J. P.; LOHMANN, D.; TOLL, D. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-85-3-381>>. 100

RODRÍGUEZ, E.; NAVASCUÉS, B.; AYUSO, J. J.; JÄRVENOJA, S. Analysis of surface variables and parameterization of surface processes in HIRLAM. Part I: Approach and verification by parallel runs. **HIRLAM Technical Report 58**, p. 52, 2003. 5

ROUNDY, J. K.; FERGUSON, C. R.; WOOD, E. F. Temporal variability of land–atmosphere coupling and its implications for drought over the southeast united states. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 2, p. 622–635, 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-090.1>>. 32

ROWELL, D. P. Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multidecadal GCM Simulations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 2, p. 109–120, 1998. ISSN 0894-8755. 62, 66, 117

RUIZ-BARRADAS, A.; NIGAM, S. Atmosphere–land surface interactions over the southern great plains: Characterization from pentad analysis of DOE ARM field observations and NARR. **Journal of Climate**, v. 26, n. 3, p. 875–886, 2013. ISSN 08948755. 32

SALVUCCI, G. D.; SALEEM, J. a.; KAUFMANN, R. Investigating soil moisture feedbacks on precipitation with tests of granger causality. **Advances in Water Resources**, v. 25, n. 8-12, p. 1305–1312, 2002. ISSN 03091708. 30

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 17, p. n/a–n/a, 2007. ISSN 1944-8007. L17709. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030612>>. 26

SANTANELLO, J. a.; PETERS-LIDARD, C. D.; KENNEDY, A. D.; KUMAR, S. V. Diagnosing the nature of land–atmosphere coupling: A case of dry/wet extremes in the U. S. southern great plains. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 3–24, 2013. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/2060/20110013390>>. 31

SANTANELLO, J. a.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V. Diagnosing the sensitivity of local land–atmosphere coupling via the soil moisture–boundary layer interaction. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 5, p. 766–786, 2011. ISSN 1525-755X. 31

SANTANELLO, J. a.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V.; ALONGE, C.; TAO, W.-K. A modeling and observational framework for diagnosing local land–atmosphere coupling on diurnal time scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, n. 3, p. 577–599, 2009. ISSN 1525-755X. 22, 31

SANTOS, A. F.; MENDONCA, A. M.; BONATTI, J. P.; MATTOS, J. G. Z. de; KUBOTA, P. Y.; FREITAS, S. R.; Silva Dias, M. a. F.; RAMIREZ, E.; CAMAYO, R. Evaluation of the CPTEC/AGCM wind forecasts during the hurricane Catarina occurrence. **Advances in Geosciences**, v. 14, p. 317–326, 2008. ISSN 16807340. 81

SANTOS, A. F. d. **Problemas inversos usando o método de otimização Firefly aplicado na parametrização de precipitação do modelo BRAMS sobre América do Sul**. 350 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014-02-24 2014. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2013/11.30.00.35>>. Acesso em: 29 mar. 2016. 4, 39, 40

Santos e Silva, C. M.; FREITAS, S. R. de; GIELOW, R. Numerical simulation of the diurnal cycle of rainfall in sw amazon basin during the 1999 rainy season: the role of convective trigger function. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 473, 2012. 20, 78

SAVENIJE, H. Does moisture feedback affect rainfall significantly? **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 20, n. 5-6, p. 507–513, 1995. ISSN 00791946. 24

SAVENIJE, H. H. New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the sahel. **Journal of Hydrology**, v. 167, n. 1-4, p. 57–78, 1995. ISSN 00221694. 24

SCHÄR, C.; LÜTHI, D.; BEYERLE, U.; HEISE, E. The soil–precipitation feedback: A process study with a regional climate model. **Journal of Climate**, v. 12, n. 2-3, p. 722–741, 1999. ISSN 08948755. 20, 22, 31

SCHLEMMER, L.; HOHENEGGER, C.; SCHMIDLI, J.; SCHÄR, C. Diurnal equilibrium convection and land surface–atmosphere interactions in an idealized cloud–resolving model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 667, p. 1526–1539, July 2012. ISSN 00359009. 30

SELLERS, P. J. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. **Science**, v. 275, n. 5299, p. 502–509, jan. 1997. ISSN 00368075. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.275.5299.502>>. 17

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. 43, 44, 61

SENEVIRATNE, S. I.; CORTI, T.; DAVIN, E. L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E. B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A. J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, Elsevier B.V., v. 99, n. 3-4, p. 125–161, 2010. ISSN 00128252.

Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>>. 11, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 22, 29, 31, 62

SENEVIRATNE, S. I.; KOSTER, R. D.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C.-H.; OLESON, K. W.; VERSEGHY, D. Soil moisture memory in AGCM simulations: Analysis of global land–atmosphere coupling experiment (GLACE) data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 5, p. 1090–1112, 2006b. 19

SENEVIRATNE, S. I.; LÜTHI, D.; LITSCHI, M.; SCHÄR, C. Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. **Nature**, v. 443, n. 7108, p. 205–209, 2006a. ISSN 0028-0836. 18

SENEVIRATNE, S. I.; WILHELM, M.; STANELLE, T.; Van Den Hurk, B.; HAGEMANN, S.; BERG, A.; CHERUY, F.; HIGGINS, M. E.; MEIER, A.; BROVKIN, V.; CLAUSSEN, M.; DUCHARNE, A.; DUFRESNE, J. L.; FINDELL, K. L.; GHATTAS, J.; LAWRENCE, D. M.; MALYSHEV, S.; RUMMUKAINEN, M.; SMITH, B. Impact of soil moisture–climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 19, p. 5212–5217, 2013. ISSN 00948276. 63, 118

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. **Science**, v. 125, n. 4539, p. 1498–1501, 1982. 2, 23

SMITH, R. N. B.; BLYTH, E. M.; FINCH, J. W.; GOODCHILD, S.; HALL, R. L.; MADRY, S. Soil state and surface hydrology diagnosis based on MOSES in the met office nimrod nowcasting system. **Meteorological Applications**, v. 13, n. 02, p. 89–109, 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/S1350482705002069>>. 33

SOLOMON, S.; QUIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. (Ed.). **Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007. 7, 8, 15

Sørensson, A. A.; Menéndez, C. G. Summer soil–precipitation coupling in South America. **Tellus Series A**, v. 63, p. 56–68, Jan. 2011. 63, 118

SOUZA, E. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica**. 121 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1999. 81

SPENNEMANN, P. C.; SAULO, A. C. An estimation of the land–atmosphere coupling strength in south america using the global land data assimilation system. **International Journal of Climatology**, p. n/a–n/a, 2015. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.4274>>. 63, 118

SPRACKLEN, D.; ARNOLD, S.; TAYLOR, C. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 489, p. 282–285, 2012. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature11390>>. 26

STENSRUD, D. J. **Parameterization schemes: Keys to understanding numerical weather prediction models**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007. 4

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666. 102

SULTAN, B.; JANICOT, S. Abrupt shift of the itcz over west africa and intra–seasonal variability. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 20, p. 3353–3356, 2000. ISSN 1098-6596. 92

SUN, S.; WANG, G. The complexity of using a feedback parameter to quantify the soil moisture–precipitation relationship. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. 11, p. 1–15, 2012. ISSN 01480227. 30

TARASOVA, T. A.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. São José dos Campos, São Paulo, 2006. INPE-14052, 44p. p. 46, 47

TAYLOR, C. M.; ELLIS, R. J. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 3, p. 11–14, 2006. ISSN 00948276. 20, 23

TAYLOR, C. M.; GOUNOU, A.; GUICHARD, F.; HARRIS, P. P.; ELLIS, R. J.; COUVREUX, F.; De Kauwe, M. Frequency of sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil–moisture patterns. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 4, n. 7, p. 430–433, 2011. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://www.nature.com/ngeo/journal/v4/n7/full/ngeo1173.html>>. 20, 23

TAYLOR, C. M.; JEU, D.; RICHARD, a. M.; GUICHARD, F.; HARRIS, P. P.; DORIGO, W. a. Afternoon rain more likely over drier soils. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 489, n. 7416, p. 423–426, 2012. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://www.nature.com/nature/journal/v489/n7416/full/nature11377.html>>. 20, 21

TAYLOR, C. M.; PARKER, D. J.; HARRIS, P. P. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 15, p. 2–7, 2007. ISSN 00948276. 23

- TEULING, a. J.; HIRSCHI, M.; OHMURA, a.; WILD, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; BUCHMANN, N.; AMMANN, C.; MONTAGNANI, L.; RICHARDSON, a. D.; WOHLFAHRT, G.; SENEVIRATNE, S. I. A regional perspective on trends in continental evaporation. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 2, p. 1–5, 2009a. ISSN 00948276. 17, 18
- TEULING, A. J.; UIJLENHOET, R.; TROCH, P. a. On bimodality in warm season soil moisture observations. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 13, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. 30
- TIEDTKE, M. The sensitivity of the time–mean large–scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE NUMERICAL MODELS, 1983, Shinfield Park, Reading, UK. **Proceedings...** Shinfield Park, 1983. p. 297–316. 46, 47
- TRENBERTH, K. E. Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5 II, p. 1368–1381, 1999. ISSN 08948755. 25
- TRENBERTH, K. E.; SMITH, L.; QIAN, T.; DAI, A.; FASULLO, J. Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 758–769, 2007. ISSN 1525-755X. 10
- UVO, C. R. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da região norte do nordeste brasileiro.** 99 p. Dissertação (Dissertação de Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Agosto 1989. 90
- Van Der Ent, R. J.; SAVENIJE, H. H. G. Length and time scales of atmospheric moisture recycling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 5, p. 1853–1863, 2011. ISSN 16807316. 25, 26
- Van Der Ent, R. J.; SAVENIJE, H. H. G.; SCHAEFLI, B.; STEELE-DUNNE, S. C. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. **Water Resources Research**, v. 46, n. 9, p. 1–12, 2010. ISSN 00431397. 9, 26
- VAUTARD, R.; YIOU, P.; D’ANDREA, F.; NOBLET, N. de; VIOVY, N.; CASSOU, C.; POLCHER, J.; CIAIS, P.; KAGEYAMA, M.; FAN, Y. Summertime european heat and drought waves induced by wintertime mediterranean rainfall deficit. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, p. 1–5, 2007. ISSN 00948276. 19
- VINNIKOV, K. Y.; ROBOCK, A.; SPERANSKAYA, N. a.; SCHLOSSER, C. A. Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D3, p. 7163–7174, 1996. ISSN 0148-0227. 2
- WALLACE, J. M.; RASMUSSEN, E. M.; MITCHELL, T. P.; KOUSKY, V. E.; SARACHIK, E. S.; STORCH, H. von. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA.

- Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 241–259, 1998. ISSN 0148-0227. 3, 62
- WEI, J.; DIICKINSON, R. E.; CHEN, H. A negative soil moisture–precipitation relationship and its causes. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, p. 1364–1376, 2008. 20, 21, 30
- WEI, J.; DIRMEYER, P. a. Toward understanding the large-scale land–atmosphere coupling in the models: Roles of different processes. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. July, p. 1–5, 2010. ISSN 00948276. 31, 38, 62, 63
- WEI, J.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z. How Much Do Different Land Models Matter for Climate Simulation? Part II: A Decomposed View of the Land–Atmosphere Coupling Strength. **Journal of Climate**, v. 23, n. 11, p. 3135–3145, 2010. ISSN 08948755. 63
- WEI, J.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; ZHANG, L.; MISRA, V. How much do different land models matter for climate simulation? Part I: Climatology and variability. **Journal of Climate**, v. 23, n. April, p. 3120–3134, 2010. ISSN 08948755. 63
- WEI, J.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; ZHANG, L. Impact of atmospheric variability on soil moisture–precipitation coupling. In: HANNACHI, A. (Ed.). **Climate variability - some aspects, challenges and prospects**. InTech, 2012. cap. 2, p. 204. ISBN 978-953-307-699-7. Disponível em: <<http://www.intechopen.com/books/climate-variability-some-aspects-challenges-and-prospects>>. 23, 63
- WESTRA, D.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, a. a. M. Some observational evidence for dry soils supporting enhanced relative humidity at the convective boundary layer top. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 4, p. 1347–1358, 2012. ISSN 1525-755X. 32
- WILD, M.; FOLINI, D.; SCHÄR, C.; LOEB, N.; DUTTON, E. G.; KÖNIG-LANGLO, G. The global energy balance from a surface perspective. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 11–12, p. 3107–3134, 2013. ISSN 09307575. 7, 8
- WILLIAMS, C. J. R.; ALLAN, R. P.; KNIVETON, D. R. Diagnosing atmosphere–land feedbacks in CMIP5 climate models. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 4, p. 044003, 2012. ISSN 1748-9326. 31
- WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 5, n. 6, p. 589–606, 1985. ISSN 1097-0088. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370050602>>. 46, 47, 64, 100
- XIE, P.; ARKIN, P. a. Global precipitation: A 17–year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2539–2558, 1997. ISSN 00030007. 82

XUE, Y.; SALES, F. de; LI, W.-P.; MECHOSO, C. R.; NOBRE, C. A.; JUANG, H.-M. Role of land surface processes in south american monsoon development. **J. Climate**, v. 19, p. 741–762, 2006. 3, 4

XUE, Y.; SALES, F. de; VASIC, R.; MECHOSO, C. R.; ARAKAWA, A.; PRINCE, S. Global and seasonal assessment of interactions between climate and vegetation biophysical processes: a gcm study with different land–vegetation representations. **J. Climate**, v. 23, p. 1411–1433, 2010. 3

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, American Meteorological Society, v. 4, n. 3, p. 345–364, mar. 1991. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2)>. 43, 44, 47, 66

YAMADA, T. J.; KOSTER, R. D.; KANAE, S.; OKI, T. Estimation of predictability with a newly derived index to quantify similarity among ensemble members. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 7, p. 2674–2687, 2007. 52, 54, 76

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.-H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **J. Atmos. Sci.**, v. 30, p. 611–627, 1973. 39

YOSHIDA, M. C. **Implementação e avaliação da parametrização de emissão e transporte de poeira de solo no CCATT/MCGA–CPTEC**. 206 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015-02-20 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mte-m21b/2015/01.22.13.48>>. Acesso em: 02 fev. 2016. 38

ZENG, X.; BARLAGE, M.; CASTRO, C.; FLING, K. Comparison of land–precipitation coupling strength using observations and models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 1996, p. 979–994, 2010. ISSN 1525-755X. 32

ZHANG, Y.; KLEIN, S. a. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the arm southern great plains site. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2943–2959, 2010. ISSN 0022-4928. 32

ZHENG, X.; ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture–rainfall feedback mechanism: 2. numerical experiments. **Water Resources Research**, AGU, v. 34, n. 4, p. 777–785, 1998. ISSN 0043-1397. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/97WR03497>>. 28

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over south america? **J. Climate**, v. 11, p. 1020–1040, May 1998. 4



# Journal of Hydrometeorology

## Land-Atmosphere Coupling Strength in the CPTEC/INPE Atmospheric Global Circulation Model

--Manuscript Draft--

<b>Manuscript Number:</b>	JHM-D-15-0182
<b>Full Title:</b>	Land-Atmosphere Coupling Strength in the CPTEC/INPE Atmospheric Global Circulation Model
<b>Article Type:</b>	Article
<b>Corresponding Author:</b>	João Gerd Zell de Mattos, Msc National Institute For Space Research Cachoeira Paulista, Sao Paulo BRAZIL
<b>Corresponding Author's Institution:</b>	National Institute For Space Research
<b>First Author:</b>	João Gerd Zell de Mattos, Msc
<b>Order of Authors:</b>	João Gerd Zell de Mattos, Msc Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, PhD Dirceu Luis Herdies, Dr Ariane Frassoni, Dr
<b>Abstract:</b>	<p>The importance of the land surface feedbacks on the weather and climate have been recognized and studied during the past decade. Initiatives such as the Global Land--Atmosphere Experiment (GLACE) have investigated extensively the coupling strength between land surface and atmospheric models, with particular interest in how soil moisture affects precipitation. In spite of the great progress in the understanding of the mechanisms underlying the land--atmosphere interactions, the majority of the studies have been focused on the boreal summer in the Northern Hemisphere. The Center for Weather Forecast and Climate Studies from the Brazilian National Institute for Space Research through its Atmospheric Global Circulation Model has special interest in weather and climate operational prediction for regions such as the tropics and midlatitudes in the Southern Hemisphere. Experiments using an ensemble of simulations are performed following GLACE methodology to investigate the coupling strength over tropical and mid--latitudes during the boreal and austral summer. Furthermore, the experiments comprise a series of combinations of land surface and convective schemes in order to investigate the sensitivity of the coupled system to the choice of parameterization. Results show that similarly to GLACE, the analysis for the austral summer also found that the higher values for coupling strength are located in the transition zones. Moreover, results also suggest that during the boreal summer the land surface scheme exerts stronger influence over the coupling intensity whereas during the austral summer is the choice of convective scheme.</p>
<b>Suggested Reviewers:</b>	<p>Randal Koster randal.d.koster@nasa.gov</p> <p>Sonia Seneviratne sonia.seneviratne@env.ethz.ch</p> <p>Paul Dirmeyer dirmeyer@cola.iges.org</p> <p>Wei Jianfeng jianfeng@cola.iges.org</p> <p>Xubin Zeng xubin@atmo.arizona.edu</p> <p>Pedro Leite da Silva Dias pedro.dias@iag.usp.br</p> <p>Ernesto Hugo Berbery berbery@atmos.umd.edu</p>

João Gerd Zell de Mattos  
Center for Weather Forecast and Climate Studies  
National Institute for Space Research  
Cachoeira Paulista, Sao Paulo – 12630-000  
[joao.gerd@cptec.inpe.br](mailto:joao.gerd@cptec.inpe.br)

September 26, 2016

**Dr. Christa D. Peters-Liard**  
Chief Editor  
Journal of Hydrometeorology

Dear Dr. Christa,

Please find enclosed a manuscript entitled “**Land–Atmosphere Coupling Strength in the CPTEC/INPE Atmospheric Global Circulation Model**” which I am submitting for exclusive consideration of publication as an article in Journal of Hydrometeorology.

The paper demonstrates significant finding about differences between austral and boreal land-atmosphere coupling strength. For this analysis, we made a series of combinations of land surface and convective schemes in order to investigate the sensitivity of the coupled system to the choice of parameterization for both seasons. As such this paper should be of interest to a broad readership including those interested in land–atmosphere interactions.

Please address all correspondence concerning this manuscript to me by e-mail at [joao.gerd@cptec.inpe.br](mailto:joao.gerd@cptec.inpe.br).

Thank you for your consideration of this manuscript.

Sincerely,



João Gerd Zell de Mattos on behalf of the authors

1 **Land–Atmosphere Coupling Strength in the CPTEC/INPE**

2 **Atmospheric Global Circulation Model**

3 João G. Z. de Mattos\*, Luis G. G. de Gonçalves, Dirceu L. Herdies, Ariane Frassoni

4 *Center for Weather Forecasting and Climate Studies, National Institute for Space Research*

5 *\*Corresponding author address: João G. Z. de Mattos, Center for Weather Forecasting and*

6 *Climate Studies, Rodovia Presidente Dutra Km 40, Cachoeira Paulista, SP, Brazil*

7 *E-mail: joao.gerd@cptec.inpe.br*

## ABSTRACT

8 The importance of the land surface feedbacks on the weather and cli-  
9 mate have been recognized and studied during the past decade. Initia-  
10 tives such as the Global Land–Atmosphere Experiment (GLACE) have  
11 investigated extensively the coupling strength between land surface and  
12 atmospheric models, with particular interest in how soil moisture affects  
13 precipitation. In spite of the great progress in the understanding of the  
14 mechanisms underlying the land–atmosphere interactions, the majority  
15 of the studies have been focused on the boreal summer in the North-  
16 ern Hemisphere. The Center for Weather Forecast and Climate Studies  
17 from the Brazilian National Institute for Space Research through its At-  
18 mospheric Global Circulation Model has special interest in weather and  
19 climate operational prediction for regions such as the tropics and mid-  
20 latitudes in the Southern Hemisphere. Experiments using an ensemble  
21 of simulations are performed following GLACE methodology to inves-  
22 tigate the coupling strength over tropical and mid–latitudes during the  
23 boreal and austral summer. Furthermore, the experiments comprise a  
24 series of combinations of land surface and convective schemes in order to  
25 investigate the sensitivity of the coupled system to the choice of param-  
26 eterization. Results show that similarly to GLACE, the analysis for the  
27 austral summer also found that the higher values for coupling strength  
28 are located in the transition zones. Moreover, results also suggest that  
29 during the boreal summer the land surface scheme exerts stronger influ-  
30 ence over the coupling intensity whereas during the austral summer is  
31 the choice of convective scheme.

## 1. Introduction

In the last decades, modeling of the different earth system components have been extensively developed and improved. The development of state-of-the-art coupled climate models up to complex earth system models (ESM) that incorporate many components of the earth system have been explored to forecast from short, medium and seasonal prediction up to climate change. A proper representation of the coupling between the different components of the earth system is key to fully detailed forecasts across different spatial and temporal scales.

Following the efforts from other centers worldwide in the development of a seamless prediction system (Palmer et al. 2008; Shukla 2009; Grell and Freitas 2014), a Brazilian ESM (BESM) is in development with the capability of performing short-medium-seasonal to decadal predictions (Nobre et al. 2013). As showed by Nobre et al. (2013), BESM is a natural evolution of previous versions of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC in the Portuguese acronym) at the National Institute for Space Research (INPE in the Portuguese acronym) coupled ocean-atmosphere model, which have been used to study the impacts of Amazon deforestation on climate (Nobre et al. 2009), the dynamics of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) over cold waters (Chaves and Nobre 2004; Nobre et al. 2012), the importance of ocean-atmosphere coupling to represent the Atlantic thermocline depth (Siqueira and Nobre 2006), and regional seasonal predictions with the Eta regional model over South America (Pilotto et al. 2012). All these studies highlighted the importance of ocean-atmosphere coupling to better predict the phenomena of study (Nobre et al. 2013).

54 From an operational meteorology center perspective, a proper representation of the under-  
55 lying effects of the land surface memory in the atmosphere can improve the model predictive  
56 skill from short to medium range scales (Koster and Suarez 2003; Douville 2004; Dirmeyer  
57 2005; Koster et al. 2011; Seneviratne and Koster 2012). In this way, Eltahir (1998) was the  
58 first to present a hypothetical pathway connecting soil moisture conditions with successive  
59 precipitation, focusing on radiative feedbacks induced by anomalously wet soil moisture,  
60 increasing net radiation at the surface and the total heat flux from the surface into the  
61 atmosphere, enhancing moist static energy in the boundary layer. It therefore suggests that  
62 soil moisture should explain a great part of precipitation variation over a certain region by  
63 controlling the amount of available water for evapotranspiration.

64 Furthermore, convective activity transports heat, moisture and momentum vertically, ex-  
65 erting an important effect on large-scale dynamics and thermodynamics (Zhang 1995). The  
66 model physics, specially the convective processes, have a strong component regarding the  
67 uncertainties in the process of weather and climate forecasts due to the imperfect represen-  
68 tation of the atmosphere in the model (Tribbia and Baumhefner 1988). In practice it makes  
69 difficult for the General Circulation Models (GCM) to develop and organize convection in the  
70 correct location and time (Kain and Fritsch 1992). These characteristics are often affected  
71 by the assumptions used to develop the model parameterization schemes for convection and  
72 other processes (Stensrud et al. 2000). Therefore model physics, specially the convective  
73 processes, becomes a strong component with respect to the uncertainties in the process of  
74 weather and climate forecasts due to the imperfect representation of the atmosphere in the  
75 model (Tribbia and Baumhefner 1988).

76 Several studies in the last decade have been conducted in order to better understand how  
77 soil moisture interacts with the overlying atmosphere, albeit the scarcity of observations

78 of soil moisture and surface fluxes. A great number of these studies employed numerical  
79 models to conduct their analyses and they were most focused in the Northern Hemisphere,  
80 frequently during the boreal summer (Dirmeyer 2001; Koster et al. 2002, 2004; Lawrence  
81 and Slingo 2005; Koster et al. 2006; Guo et al. 2006; Seneviratne et al. 2006; Wang et al.  
82 2007; Wei et al. 2010a; Zeng et al. 2010; Zhang et al. 2011). A major effort was made by the  
83 Global Land–Atmosphere Coupling Experiment (Koster et al. 2004, 2006; Guo et al. 2006,  
84 GLACE) that provided a framework for quantifying the influence of GCM soil moisture  
85 on its precipitation (and other atmospheric variables) using the internal variability of the  
86 models to define the range of soil moisture sampled. In this study, 12 models were compared  
87 and three “hot spots” regions were identified as having consistently strong coupling across  
88 most of the models: India, the Sahel region of Africa and the southern United States of  
89 America (Koster et al. 2004). However, these “hot spots” are not stationary and they can  
90 vary from year to year (Guo and Dirmeyer 2013). Using this same framework, Guo et al.  
91 (2006) divided the soil moisture–precipitation coupling into two segments and showed that  
92 soil moisture must have a strong influence on evaporation, and it must have reasonably high  
93 variability, and the atmosphere must respond to that evaporative variability. Furthermore,  
94 Seneviratne et al. (2006) demonstrated that the processes controlling soil moisture memory  
95 in the Atmospheric GCM (AGCM) are mostly controlled by two effects: evaporation’s sen-  
96 sitivity to soil moisture, which increases with decreasing soil moisture content, and runoff’s  
97 sensitivity to soil moisture, which increases with increasing soil moisture content.

98 Although these results had shown different regions of strong land–atmosphere coupling  
99 worldwide, they were emphasized on the boreal summer. Further, for the austral summer  
100 most of the studies have been focused on specific regions rather than over the entire hemi-  
101 sphere or they are part of a broader study (Sörensson and Menéndez 2011; Spennemann and

102 Saulo 2015). Hence, Wang et al. (2007) proposed an index ( $\Phi$ ) and compared it with index  
103 proposed in GLACE and analyzed both boreal and austral summer. The results indicated  
104 that the two indexes were consistent in identifying most regions of strong soil moisture–  
105 precipitation coupling and found that there are very few areas of modest–to–strong coupling  
106 during austral summer over Southern Hemisphere like West Australia and the subtropical  
107 and equatorial South America. In the same way, Zeng et al. (2010) proposed another sta-  
108 tistical index ( $\Gamma$ ) to quantify the land–atmosphere coupling strength and to analyze both  
109 austral and boreal summer. These results corroborated with the identified “hot spots” of  
110 GLACE boreal summer. For austral summer, they found “hot spots” that included most  
111 of Australia, Argentina, and South Africa. In a regional study conducted by Sörensson and  
112 Menéndez (2011), the authors examined the impacts of land surface conditions during the  
113 mature phase of the monsoon over South America. They used the Rossby Centre Atmospheric  
114 regional model to compute the coupling strength between soil moisture, evapotranspiration  
115 and precipitation. They found “hot spots” regions over La Plata Basin, northeastern Brazil  
116 and in the SACZ. In the same way, Spennemann and Saulo (2015) identified regions of  
117 strong land surface–atmosphere coupling for the austral summer over South America using  
118 a statistical methodology described by Zhang et al. (2008) to compute the coupling be-  
119 tween soil moisture and precipitation in the monthly scale, however using Global Land Data  
120 Assimilation System (GLDAS).

121 Given the reduced number of studies similar to GLACE with emphasis in the austral  
122 summer and following the development of a ESM perspective, the overall goal of this study  
123 is two fold: (a) analyse the land–atmosphere coupling strength for both boreal and austral  
124 summers and to improve our understanding on the soil moisture–atmosphere interactions  
125 and related processes during the austral summer in the Southern Hemisphere and; (b) recog-

126 nising the importance of the convection in vertical transport of heat, moisture and momen-  
127 tum, therefore impacting the land–atmosphere coupling strength this study also attempts  
128 to investigate the impact of the choice of two different convective parameterization schemes:  
129 Kuo (Kuo 1965, 1974) and Grell and Dévényi (2002) (hereafter called GD). Thus, a set of  
130 simulations following Koster et al. (2006) using the CPTEC/INPE AGCM are performed  
131 with the combination of two different Land Surface Models (LSM), the Simplified Simple  
132 Biosphere Model (SSiB, Xue et al. 1991) and the Integrated Biosphere Simulator (IBIS,  
133 Foley et al. 1996; Kucharik et al. 2000).

134 The next section describes the experimental design, including details on the configuration  
135 for the model physics and dynamics and also a description of the methodology. Section 3  
136 presents the main results and discussion and, finally, conclusions are given in Section 4.

## 137 **2. Experimental Design**

### 138 *a. Modeling System*

139 The CPTEC/INPE AGCM has originated from the same model used for medium–range  
140 weather forecast at National Centers for Environmental Prediction (NCEP) back in 1985  
141 with further modifications by the Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies (COLA) in  
142 the late 80’s and 90’s (Bonatti 1996). The model performance when simulating the major  
143 climate features of the Northern and Southern Hemispheres has been previously documented  
144 in Cavalcanti et al. (2002).

145 The CPTEC/INPE AGCM has undergone substantial improvements during the past few  
146 years including spectral wave truncation, dissipation processes, computer performance, post-  
147 processing scheme, increased number of vertical levels and modernized physical processes.

148 All numerical model codes, rewritten considering triangular truncation use an Eulerian spec-  
149 tral leapfrog time scheme in the dynamical core. When running in standard climate reso-  
150 lution, the triangular spectral truncation at total wavenumber is 62 (T62) in the horizontal  
151 resolution (approximately  $1.9^\circ$  grid), and 28 vertical sigma levels in the atmosphere. The  
152 available set of physical parameterization schemes used includes the Rasch and Kristjánsson  
153 (1998) single moment microphysics scheme, shortwave radiation codes (Chou and Suarez  
154 1999; Tarasova et al. 2006), longwave module (Harshvardhan and Corsetti 1984; Harshvard-  
155 han et al. 1987), and the model for interaction of radiation with clouds (Slingo 1987; Hou  
156 1990; Kinter et al. 1997). In the shortwave and longwave radiation schemes the carbon diox-  
157 ide is globally specified, assuming either a 370-ppm fixed value, the vertical diffusion Mellor  
158 and Yamada (1982) scheme and modified by Kubota (2012), the gravity-wave Alpert et al.  
159 (1988) scheme, gravity wave module (Anthes 1977), deep convection module (Kuo 1965,  
160 1974; Grell and Dévényi 2002), shallow convection module (Tiedtke 1983).

161 Furthermore, as described in Nobre et al. (2013), the options for physical parameterizations  
162 include at least two LSMs, SSiB (Xue et al. 1991, 1996), used in the first version and  
163 IBIS (Foley et al. 1996; Kucharik et al. 2000), currently used in the operational version of  
164 the CPTEC/INPE AGCM. Moreover, CPTEC/INPE AGCM has at least two convective  
165 schemes: the convective parameterization developed by GD, used operationally and the  
166 Kuo scheme (Kuo 1974). Both land and convective parameterizations are described below  
167 in more details.

#### 168 1) SIMPLIFIED SIMPLE BIOSPHERE MODEL (SSiB)

169 SSiB (Xue et al. 1991, 1996) is based on a simplification of the Simple Biosphere Scheme  
170 (SiB) proposed by Sellers et al. (1986). According to Misra et al. (2001), this simplification

171 lead to the reduction of vegetation layers from two to one with ground cover vegetation  
172 being removed, simplified stomatal resistance on root–zone soil wetness and the parameter-  
173 ization of the fluxes of heat and water between canopy and the adjacent atmosphere using a  
174 linearized version of the Monin–Obukhov theory (Monin and Obukhov 1954). However, the  
175 full two stream calculation for surface radiation (Sellers 1985) has been retained (Dirmeyer  
176 and Zeng 1997, 1999). The SSiB includes 12 different vegetation types according to Dorman  
177 and Sellers (1989) and 8 prognostic variables: soil wetness for three layers; temperature  
178 at the canopy, ground surface, and deep soil layers; snow depth at the ground; and water  
179 intercepted by the canopy.

180 From the atmospheric model (CPTEC/INPE AGCM), SSiB receives as meteorological  
181 forcing temperature, vapor pressure and wind speed at the lowest sigma level and, precipi-  
182 tation rate, solar zenith angle, the rain/snow flag (based on the temperature at 850 hPa),  
183 short wave and downwelling long wave radiation flux at the surface. The SSiB communicates  
184 back to the AGCM through sensible and latent heat fluxes, roughness and drag coefficient  
185 for momentum fluxes. The latent and sensible heat fluxes in the SSiB are communicated  
186 to the atmospheric model as the ratio of the potential difference of vapor pressure and  
187 temperature, respectively, between the canopy and the reference level height (lowest sigma  
188 level).

## 189 2) INTEGRATED BIOSPHERE SIMULATOR (IBIS)

190 IBIS is a terrestrial biosphere model that uses a modular, physically consistent framework  
191 to perform integrated simulations of water, energy and carbon fluxes (Foley et al. 1996).  
192 According to Pollard and Thompson (1997), IBIS was prepared based on the earlier versions  
193 of Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) (Dickinson et al. 1986) and SiB (Sellers

194 et al. 1986), with most of the components of SiB but without the numerical complexities. The  
195 scheme includes four modules organized with respect to their temporal scale: land surface  
196 processes (energy, water, carbon, and momentum balance), soil biogeochemistry (carbon and  
197 nitrogen cycling from plants through soil), vegetation dynamics, and vegetation phenology.

198 The central core of IBIS is composed by a coupled system of nine equations that express  
199 conservation of thermal energy and water vapor mass for the vegetation, canopy air, soil  
200 and snow surfaces. According to Pollard and Thompson (1997), IBIS, as described in Foley  
201 et al. (1996) and Kucharik et al. (2000), is based at the Land–Surface Transfer Model (LSX)  
202 which is responsible for physical processes related to the land surface. The land surface  
203 module contains two vegetation layers, three snow layers, and up to six soil layers, allowing  
204 it to resolve changes in state variables both within the lower (shrubs, grasses) and upper  
205 (trees) canopies, as well as each individual layer of soil and snow (Kucharik et al. 2000).

206 From the atmospheric model (CPTEC/INPE AGCM), IBIS receives temperature, specific  
207 humidity, wind magnitude, precipitation, snow, (short e long) wave radiation. The IBIS  
208 communicates back to CPTEC/INPE AGCM sensible and latent heat fluxes, momentum  
209 and CO2 fluxes, temperature and specific humidity at surface.

### 210 3) CONVECTIVE SCHEMES

211 In the CPTEC/INPE AGCM, it is assumed the parameterization of GD, who developed  
212 a deterministic scheme for the convective activity processes. GD based their scheme in the  
213 "quasi–equilibrium" balance between large scale (resolved) forcings and the net large–scale  
214 effects of unresolved convective cloud processes (Arakawa and Shubert 1974). The scheme  
215 expands the convective parameterization of Grell (1993) to include several assumptions of  
216 classical closures and parameters commonly used in convective parameterizations (dos Santos

217 et al. 2013). The ensemble of closures consists of disturbances around the classical closures  
218 of Grell (1993); Arakawa and Shubert (1974); Kain and Fritsch (1993), low-level Omega  
219 (Frank and Cohen 1987), and moisture convergence (Krishnamurti et al. 1983). The GD  
220 parameterization scheme has been developed to provide more freedom to users to choose one  
221 or more assumptions, and closures within the extensive existing options (dos Santos et al.  
222 2013). In the cloud model, GD defined some assumptions affecting the heat and humidity  
223 redistributions, as well as the precipitation rate. GD uses lateral entrainment rate, which  
224 considers the mass convergence in the updraft equal to the difference between the amount  
225 of entrained air and the portion of detrained air in the cloud. More details of the scheme  
226 are found in GD.

227 The convective parameterization also takes into account the Kuo-type moisture conver-  
228 gence scheme (Kuo 1965, 1974) modified by Anthes (1977). The Kuo scheme considers a  
229 conditionally unstable atmosphere and a positive source of humidity, since convergence of  
230 humidity plus evaporation are evaluated into the atmospheric column, as the main driver  
231 for the development of deep convection (Pezzi et al. 2008). Within this column where deep  
232 convection is developed, part of the humidity excess is condensed (producing rain) which  
233 in turn heats and moistens the surrounding environment (Pezzi et al. 2008). The clouds  
234 temperature and specific humidity are determined by the air parcel lifting from the lowest  
235 model layer following the dry adiabatic up to the lifting condensation level (cloud base) and  
236 then following the wet adiabatic up to the level where the cloud temperature is equal to the  
237 surrounding environment temperature (cloud top) (Pezzi et al. 2008).

238 *b. Methodology*

239 To objectively assess the degree of interaction between land surface and atmosphere in  
240 the CPTEC/INPE AGCM the methodology proposed by Koster et al. (2006) was employed.  
241 We considered three sets of 16-member 92-day simulations spanning 1 June–31 August,  
242 forced only by a particular year of Sea Surface Temperature (SST), 1994 in boreal summer  
243 case and three sets of 16-member 90-day simulations spanning 1 December–28 February,  
244 forced only by a particular year of SST, 1993/1994 in austral summer case. Both periods  
245 were considered "climatologically neutral" since no indication of strong El Niño Southern  
246 Oscillation (ENSO) was found (Koster et al. 2006).

247 The 16 ensemble members differ from each other only by atmospheric and land initial  
248 conditions. They were taken from the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP)  
249 type simulations, available for 1 June 1994 (boreal summer) and for 1 December 1993 (austral  
250 summer). The first ensemble (base ensemble), denoted by **W** for "write", was ran with a  
251 full land surface–atmosphere coupling. In this base ensemble, one member was chosen  
252 arbitrarily (**W1**) to be the test basis and all land surface state variables for each of the soil  
253 levels were recorded at each time step and saved to a file (referred as **W1\_STATES**). A  
254 second set of simulations, denoted **R** for "read" was performed and all land surface state  
255 variables were specified at each time step from the saved file **W1\_STATES**. The final part  
256 of the experiment, denoted **S** for "subsurface", was equivalent to **R**, except that only soil  
257 moistures corresponding to soil layers centred in 5 cm or more below the surface are reset  
258 from **W1\_STATES**.

259 Comparison of simulations **R** and **S** with simulation **W** shows an indication of the impact  
260 of keeping the same land states for every member of an ensemble (Zhang et al. 2011). If

261 the land surface had exerted systematic influence on the atmosphere, the ensemble spread  
 262 in cases **R** or **S** should be reduced compared to case **W**. This can be quantified for any flux  
 263 or state variable  $x$  by the “similarity quantity”  $\Omega$  (Koster et al. 2006):

$$\Omega_x = \frac{m\sigma_x^2 - \sigma_x^2}{(m-1)\sigma_x^2}, \quad (1)$$

264 where  $\sigma_x^2$  is the temporal variance of the ensemble mean,  $\sigma_x^2$  is the full-sample variance  
 265 calculated across all time periods and all ensemble members and  $m$  is the ensemble size. The  
 266  $\Omega_x$  is calculated as a function of space for each case, and should be interpreted as the fraction  
 267 of total variance of  $x$  explained by the boundary condition (the total variance is dependent  
 268 of the internal variability of the model and boundary conditions).  $\Omega_x$  varies from 0 (implying  
 269 a complete lack of coherence) to 1 (implying maximum coherence, such that all simulations  
 270 produce precisely the same time series). The coupling diagnostic is simply the difference  
 271 between the similarity in the two ensembles [ $\Omega_x(R) - \Omega_x(W)$  or  $\Omega_x(S) - \Omega_x(W)$ ] wherein  
 272 higher values of this coupling diagnostic indicate that soil moisture provides a constraint on  
 273  $x$ .

274 The starting point to identify the land-atmosphere coupling strength in the CPTEC/INPE  
 275 AGCM is through the analysis of similarity  $\Omega_p(\mathbf{W})$  ( $\Omega_x$  computed from a given set  $\mathbf{W}$ , and  $p$   
 276 is precipitation). According to Koster et al. (2006), each member from the dataset  $\mathbf{W}$  differ  
 277 only in its atmospheric initial condition in addition to the land surface – those conditions  
 278 should be consistent with the model to be analyzed. To satisfy this criterion, Koster et al.  
 279 (2006) recommended that the initial conditions should be fully consistent with the model  
 280 used. Koster et al. (2006) suggested several approaches for initializing land and atmosphere  
 281 states, although they favored one in particular which in turn is the choice for this study.  
 282 Consequently, multidecade simulations (i.e., simulations using SST observed, as in AMIP)

283 were performed using 4 different combinations as follows: the first two comprised by the  
284 Kuo convective parameterization and the land surface models IBIS and SSiB, hereinafter  
285 named KI and KS respectively; and the last two by the GD convective parameterization and  
286 the same land surface models IBIS and SSiB, hereinafter called GI and GS respectively. Each  
287 of these simulations was performed using a 16 ensemble members, with initial conditions for  
288 the land surface and atmosphere for 1 December 1993 (austral summer) and for 1 June 1994  
289 (boreal summer). From the extracted model states, the following sets initialized  $\mathbf{W}$ ,  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{S}$ .

### 290 **3. Results**

291 The spatial pattern identified by  $\Omega_p(\mathbf{W})$  for the boreal summer (Fig. 1) is similar to most  
292 of the 12 AGCM used in GLACE (see Fig. 2 from Koster et al. (2006)). Despite the  
293 CPTEC/INPE AGCM development has been branched out several years ago it holds more  
294 similarity with the COLA AGCM, where the KI combination is effectively the closest. The  
295 differences may be associated with different physical processes included in CPTEC/INPE  
296 AGCM during its continuous development. The larger values are clustered mainly over the  
297 tropical region and some portions in the mid-latitudes. There is a variability in the intensity  
298 and positioning of the regions with some degree of similarity between the 4 combinations,  
299 showing that the model becomes more sensitive to external forcing, depending on the choice  
300 of parameterization combination. The same pattern is also found during the austral summer  
301 (Figure 2). Moreover, when comparing both seasons, the austral summer is less sensitive to  
302 the external (prescribed) forcing, showing significant impact only over the tropics although  
303 with less intensity. Furthermore, it is possible to identify a similarity between the coupling  
304 strength in the same LSM, so, KI and GI and KS and GS during boreal summer, while  
305 during austral summer, the similarity in the patterns is associated with the convective

306 parameterization scheme, so, KI and KS and GI and GS mainly over Africa and South  
 307 America, suggesting a thermodynamic control associated with convection during austral  
 308 summer. A global average (excluding regions where ice cover is present) of  $\Omega_p(\mathbf{W})$  for both  
 309 seasons are presented in Table 1. It is observed enhancement of the intensity difference  
 310 between both seasons. Nevertheless, for the boreal summer, the values of  $\Omega_p(\mathbf{W})$  were up to  
 311 twice as much as the austral summer, suggesting that the precipitation in the CPTEC/INPE  
 312 AGCM is more sensitive to prescribed SST and solar radiation, since only SST and radiation  
 313 are considered force the model simulations.

314 The precipitation produced by CPTEC/INPE AGCM can be greatly influenced by the  
 315 land surface characteristics at different time scales. To measure the degree at which the  
 316 land surface influences the precipitation production at synoptic scales, identifying the land–  
 317 atmosphere coupling strength, it is necessary to examine how similar are the precipitation  
 318 time series in the sets of simulations. In this phase, we used all the land surface prognos-  
 319 tic variables. The land surface states, for each member, were forced by the surface states  
 320 stored in the file **W1\_STATES**. The explained variance by the set **R** represents two differ-  
 321 ent sources (Koster et al. 2006): (a) the surface variables prescribed and (b) the seasonal  
 322 behavior that contributes to the set **W**, showed in the Figs. 1 and 2 using the index  $\Omega_p(\mathbf{W})$ .  
 323 Therefore, the difference between  $\Omega_p(\mathbf{R})$  and  $\Omega_p(\mathbf{W})$  due to the impact of the surface pre-  
 324 scribed variables in the precipitation variance in the synoptic time scales. This difference is  
 325 showed in Fig. 3 (boreal summer) and Fig. 4 (austral summer).

326 The boreal summer results (Fig. 3) are widely different in the degree to which the at-  
 327 mosphere responds to anomalies imposed by the land surface state variables. Higher values  
 328 were found on the equatorial and mid–latitude regions. The mean values of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$ ,  
 329 showed in Table 2, are within the same range of values found by GLACE and they are sim-

330 ilar to the Canadian Centre for Climate Modelling models and Analysis (CCCma) and the  
331 University of California, Los Angeles (UCLA) (Koster et al. 2006).

332 The global fields of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  for the austral summer are shown in Fig. 4. There is a  
333 wide difference among the 4 configurations, with the highest values on the equatorial region  
334 and parts of the mid-latitudes. Sparse points with positive coupling signal are verified  
335 on the Northern Hemisphere during both austral and boreal summer. These points are  
336 only due to precipitation of large scale (figure not shown), showing that there is a remote  
337 influence of land surface on rainfall, but not prospected by this type of experiment, which  
338 takes into account only the local influence of surface fields. However, it is possible verify, like  
339 in Fig. 3 and Fig. 4, a similar pattern between LSM during boreal summer and convective  
340 scheme during austral summer mainly in Africa and South America. For both seasons, in  
341 opposition to the results in Table 1, there is no expressive difference between the mean values  
342 of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$ , i.e. the coupling strenght between land surface-atmosphere shows, on  
343 average, virtually the same for both seasons.

344 The control of the land surface on the variability of the precipitation of CPTEC/INPE  
345 AGCM in the subseasonal time scale is showed in Figs. 5 and 6. For boreal summer (Fig. 5),  
346 some regions are consistent with the mean results found in Koster et al. (2006). There is a  
347 strong coupling over the Sahel, central North America, some parts of China and India, as  
348 well as the equatorial portion of South America. However, various coupling regions in the  
349 globe have negative values. These negative regions are spurious values associated with the  
350 type of experiments (Koster et al. 2006).

351 During the austral summer (Figure 6), the similarity between the same convective schemes  
352 are present, in opposition to boreal summer (Fig. 5). The highest values are on the  
353 equatorial region, in some semi-arid regions and on monsoon areas. The similarity between

354 central Africa and northern South America with GI and GS is stronger than the similarities  
355 between central-south Africa and northern South America with KI and KS. Furthermore, it  
356 is possible observe coupling regions in the Northern Hemisphere associated with large scale  
357 precipitation (figure not shown) and do not necessarily reflect the local impact of surface  
358 states. They may be linked to moisture convergence at low levels from other regions.

359 In Table 3, it is shown in the second and sixth columns (mean values over the regions  
360 without the presence of ice) for both seasons the values of  $\Omega_p(\mathbf{S}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  are smaller than  
361 the values of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$ , subsurface soil moisture specification has a much smaller  
362 impact on the variability of rainfall than the specification of external forcing or specifying  
363 all prognostic variables of the state of the surface. This same result was shows by Koster  
364 et al. (2006) and Guo et al. (2006) and reflect a characteristic of this experiment.

365 In general, the spatial results of the four configurations of CPTEC/INPE AGCM resem-  
366 bling with some degree the results presented by Koster et al. (2006). The largest coupling  
367 values are located in the equatorial region, in some areas with typically monsoon regimes  
368 and also appear in semi-arid regions, typically transition zones between dry and wet cli-  
369 mates. While similarities occur, there are numerous differences between each configuration  
370 used by the CPTEC/INPE AGCM, as the variation in the intensity of the coupling and  
371 the differences between the two seasons. However, the similarity between the configurations  
372 with the same convection scheme in austral summer and those with the same LSM in boreal  
373 summer are outstanding.

374 To try to understand why the aspects of land surface and atmospheric parameterization  
375 cause differences in coupling strength between the analyzed configurations, we separated  
376 the land surface-atmosphere coupling in two stages, as proposed by Guo et al. (2006); the  
377 first step is related to the skill of the states of the continental surface that affect evapo-

378 transpiration (SW–ET), and the second takes to account the ability of evapotranspiration  
379 affecting precipitation (ET–P). The results related with these components in 4 configura-  
380 tions of CPTEC/INPE AGCM are presented in Tables 2 and 3. These values are means  
381 over the regions without the presence of ice, for each one of the aforementioned components.

382 The mean balance resulting from the coupling, i.e., the mean impact of continental sur-  
383 face over precipitation (SW–P) is shown in the second (boreal summer) and sixth (austral  
384 summer) columns from both Tables 2 and 3. The average value of each one is equal for both  
385 seasons in the set **R** (0.039) and slightly higher in the boreal summer to the set **S**. Moreover,  
386 by analyzing each configuration, the largest coupling value is approximately twice greater  
387 than the lowest value. For both seasons, the configurations that used the IBIS surface model  
388 showed the highest coupling, combined with the convective parameterization GD during the  
389 austral summer and the convective parameterization Kuo for the boreal summer.

390 This result is not directly related to the land surface impact over the evapotranspiration.  
391 This coupled land surface–atmosphere segment (SW–ET) is showed in the third (boreal  
392 summer) and seventh (austral summer) columns on Tables 2 and 3. The impact on each  
393 configuration is different and does not necessarily follow the same order as it is seen in the  
394 direct impact on precipitation (SW–P). However, as mentioned before, the highest values  
395 are assigned to the configurations with IBIS surface model in both sets (**R** and **S**), paying  
396 attention to convective parameterization is the same in the sets **R** and **S**, and also for the  
397 two seasons. Unlike the results of Guo et al. (2006) when we compared the experiments  
398 **R** and **S**, the specification of the variables “fast” do not necessarily alter the order in the  
399 intensity of the models coupling.

#### 4. Discussion and summary

Several studies proposed to investigate the role of the land surface on the rainfall predictability and variability at different temporal and spatial scales (Koster et al. 2004, 2006; Guo et al. 2006; Dirmeyer et al. 2006; Wei et al. 2010a). From the GLACE studies Koster et al. (2006) and Guo et al. (2006) it was investigated the uncertainty resulting from numerical simulations. Additionally, they concluded that the transition areas between wet and dry conditions have higher land surface–atmosphere coupling strength, mainly due to the coexistence of a high sensitivity of the evapotranspiration to the soil moisture and high temporal variability of evapotranspiration in these regions.

Nevertheless, GLACE studies were not truly “global” since the Southern Hemisphere mid-latitudes were not fully studied when compared to the Northern Hemisphere. Coupling strength should be higher during summer, when evaporation rates are at the highest. Consequently, GLACE had focused on the boreal summer simulations because most of Earth’s landmass is in the Northern Hemisphere. The potential for the appearance of different patterns of coupling strength during austral summer should be kept in mind when examining the results herein (Koster et al. 2006). Likewise, the variability of the coupling intensity was attributed to differences between the physical and dynamical processes considered in the models employed in the analysis. Some studies have identified the choice of AGCM as the main reason for the differences encountered in the variability and predictability of precipitation and surface–atmosphere coupling strength, with a secondary role attributed to the land surface models (Guo et al. 2006; Wei et al. 2010a,b; Wei and Dirmeyer 2010; Wei et al. 2012).

422 The results showed in this work lead to at least two key questions as follows: What is the  
423 role of land surface in the rainfall predictability during the austral summer? And what is  
424 the impact of the choice for convective and land surface parameterizations on the coupling  
425 strength and its spatial location between land surface and atmosphere? To address these  
426 two important questions we used the CPTEC/INPE AGCM with different convective and  
427 land surface parameterizations combinations, namely: Kuo and GD, and SSiB and IBIS.  
428 The experiments followed the methodology described in Koster et al. (2006) where SST was  
429 prescribed based on observations following AMIP-type simulations. The results presented  
430 for the boreal summer are valid for the same period of GLACE and the results for austral  
431 summer were conducted for 1 December 1993 to 28 February 1994, both corresponding to  
432 neutral periods with respect to ENSO (Koster et al. 2006).

433 The experiment proposed by Koster et al. (2006) estimates the predictability of the time  
434 series of a set of simulations, and it is equivalent to the percentage of the variance caused  
435 by radiation, oceanic and continental surface processes. Particularly  $\Omega_p(\mathbf{W})$  indicates the  
436 predictability of rainfall imposed by SST and the solar radiation.  $\Omega_p(\mathbf{W})$  for boreal and  
437 austral summer have an indication that this kind of forcing has a strong role during the bo-  
438 real summer, twice greater than austral summer. This behavior naturally leads to questions.  
439 What is the reason for the difference in the similarity of precipitation between boreal and  
440 austral summer? Figures 1 and 2 highlight the potential answers to this question. However,  
441 the difference does not seem to be related to the type of atmospheric and surface parame-  
442 terization, as all 4 configurations have the same characteristics. Maximum similarity values  
443 over the tropical region, with some areas on the mid-latitudes during the boreal summer  
444 were observed. Mean precipitation fields for both seasons (figure not shown) indicated some  
445 regions with the highest accumulated rainfall are similar to areas with the greatest similar-

446 ity, especially during the boreal summer. On the other hand, for the austral summer this  
447 type of similarity is not confirmed. For example, areas typically influenced by the monsoon  
448 system in Africa are identified in the mean fields of AGCM, but the similarity in this region  
449 does not show consistency with this result.

450 The impact of land surface on precipitation was analyzed from “fast” and “slow” reservoirs.  
451 According to Figure 3 and 5, valid for the boreal summer, the spatial patterns of similarity  
452 related to both reservoirs are comparable to those found by Koster et al. (2006). The highest  
453 values are found on the equatorial region and in some areas of mid-latitudes, highlighting  
454 the Sahel, Amazon basin and parts of Asia and India. The mean values of coupling of  
455 CPTEC/INPE AGCM resemble those found for CCma and UCLA models, and none of the  
456 four configurations is an outlier within the range of values presented by GLACE. Similarly,  
457 the results for the austral summer (Figs. 4 and 6) are within the expected behavior. There  
458 was a wide disparity between the four configurations, yet, with some characteristics in  
459 common. The highest values are found mainly over the equatorial region, especially in  
460 mid-latitudes of regions with transitional features between dry and wet climates, such as  
461 the southwestern South America and the monsoon region of Africa. In Tables 2 and 3 is  
462 showed a summary of the main differences between configurations. The mean values over  
463 the regions without the presence of ice for both seasons and for both reservoirs are presented.  
464 The largest surface-atmosphere coupling values are found using two configurations using the  
465 IBIS surface model, for both reservoirs (“fast” and “slow”). Therefore, the difference was due  
466 to the choice of convective parameterization. During the boreal summer, the combination  
467 KI had the highest coupling, and for the austral summer the combination GI was more  
468 intense.

469 The two configurations using IBIS had higher “soil wetness” when compared to SSiB (fig-  
470 ure not shown), possibly because IBIS model have more layers and provides greater depth  
471 than SSiB. Both features lead to greater availability of water, both for soil evaporation, while  
472 for the removal of water by plants, providing greater transpiration, and consequently greater  
473 potential for convective precipitation production. Each one of the convective schemes has a  
474 distinct feature on how to use the available moisture in the atmosphere to generate precipi-  
475 tation. While the scheme Kuo takes into account the large-scale moisture convergence, GD  
476 is more sensitive to the local availability.

477 In summary, the results presented in this study indicate from the ensemble simulations  
478 that the impact from the external forcing i.e. radiation and sea surface temperature exert a  
479 strong influence over the precipitation in the equatorial region. Additionally, during the bo-  
480 real summer similar impacts were also found in some regions in the subtropics which requires  
481 detailed further investigation. Furthermore, when comparing the simulations performed in  
482 this work, albeit using one single model (i.e. CPTEC/INPE AGCM), it was found that  
483 similarly to Koster et al. (2006), the highest values of coupling strength were also located  
484 in the transition zones (e.g. the Sahel and India in Figure 3 and 5). Koster et al. (2006)  
485 suggested that the parameterizations employed by the models used in GLACE could be  
486 responsible for the differences in the geographical variations of the coupling strength. When  
487 testing this hypothesis we found that differences in the soil schemes between IBIS and SSIB  
488 led to differences in the coupling strenght during the boreal summer. Similarly, coupling  
489 intensity is more sensitive to the differences between Kuo and Grell during the austral sum-  
490 mer. One possible hyphotesis to which type of parameterization (either land or atmospheric  
491 convection) the coupling strength is sensitive to is the Global landmass distribution between  
492 Northern and Southern Hemispheres. Therefore this study recommends that both choices

493 of atmospheric model as well as land surface and convective parameterizations should be  
494 considered with care.

495 *Acknowledgments.* We thank to the Group on Data Assimilation Development at  
496 CPTEC/INPE for their support and collaboration. This work was carried out with the  
497 aid of a grant from the InterAmerican Institute for Global Change Research (IAI) CRN3035  
498 which is supported by the US National Science Foundation (Grant GEO-1128040). We  
499 also acknowledge the support of the funding agencies from Brazil (CAPES, CNPq, and  
500 CAPES/PROEX-1613-2013) who made this research possible. Free Software packages like  
501 Debian, OpenGrADS and GNU Fortran have been used for data analysis and graphics.

## 502 **References**

- 503 Alpert, J. C., M. Kanamitsu, P. M. Caplan, J. G. Sela, G. H. White, and E. Kalnay, 1988:  
504 Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium range forecast  
505 model. *CONF. On Numerical Weather Prediction*, Baltimore, MD, Baltimore: The Society,  
506 726-733, 8.
- 507 Anthes, R. A., 1977: A Cumulus Parameterization Using One-Dimensional Cloud Model.  
508 *Monthly Weather Review*, **105**, 270-286.
- 509 Arakawa, A., and W. H. Shubert, 1974: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the  
510 Large-Scale Environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Science*, **31**, 674-701.
- 511 Bonatti, J. P., 1996: Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. *Climanálise especial*  
512 *(comemorativo de 10 anos)*.
- 513 Cavalcanti, I. F. a., and Coauthors, 2002: Global climatological features in a simula-  
514 tion using the CPTEC-COLA AGCM. *Journal of Climate*, **15** (21), 2965-2988, doi:

515 10.1175/1520-0442(2002)015<2965:GCFIAS>2.0.CO;2, URL <http://dx.doi.org/10.1175/>  
516 1520-0442(2002)015<2965:GCFIAS>2.0.CO;2.

517 Chaves, R. R., and P. Nobre, 2004: Interactions between sea surface temperature over the  
518 South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical Research*  
519 *Letters*, **31** (3), n/a—n/a, doi:10.1029/2003GL018647, URL <http://dx.doi.org/10.1029/>  
520 2003GL018647.

521 Chou, M.-D. M.-D., and M. J. Suarez, 1999: A Solar Radiation Parameterization for Atmo-  
522 spheric Studies. Tech. Rep. 104606, NASA.

523 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986: Biosphere-  
524 atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Tech. Rep.  
525 December, Atmospheric Analysis and Prediction Division, BOULDER, COLORADO, 72  
526 pp. doi:10.5065/D67W6959.

527 Dirmeyer, P. a., 2001: An Evaluation of the Strength of Land–Atmosphere Coupling. *Journal*  
528 *of Hydrometeorology*, **2** (4), 329–344, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0329:AEOTSO>2.  
529 0.CO;2, URL [http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0329:AEOTSO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0329:AEOTSO>2.0.CO;2).

530 Dirmeyer, P. A., 2005: The Land Surface Contribution to the Potential Predictability of  
531 Boreal Summer Season Climate. *Journal of Hydrometeorology*, **6** (5), 618–632, doi:10.  
532 1175/JHM444.1, URL <http://dx.doi.org/10.1175/JHM444.1>.

533 Dirmeyer, P. A., R. D. Koster, and Z. Guo, 2006: Do Global Models Properly Represent  
534 the Feedback between Land and Atmosphere? *Journal of Hydrometeorology*, **7** (6), 1177–  
535 1198, doi:10.1175/JHM532.1.

536 Dirmeyer, P. A., and F. Zeng, 1997: A Two Dimensional Implemntation of the Simple  
537 BiosStudies (SiB) Model. Tech. Rep. 48, COLA, Calverton, MD 20705-3106. URL [http:](http://www.iges.org/reps/rep48/colarep48.html)  
538 [//www.iges.org/reps/rep48/colarep48.html](http://www.iges.org/reps/rep48/colarep48.html).

539 Dirmeyer, P. A., and F. J. Zeng, 1999: An update to the distribution and treatment of  
540 vegetation and soil properties in SSiB. Tech. Rep. 78, COLA, Calverton, MD 20705,  
541 USA.

542 Dorman, J. L., and P. J. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length  
543 and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the  
544 Simple Biosphere Model (SiB). *Journal of Applied Meteorology*, **28** (9), 833–855, doi:  
545 [10.1175/1520-0450\(1989\)028<0833:AGCOAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0833:AGCOAR>2.0.CO;2), URL [http://dx.doi.org/10.1175/](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0833:AGCOAR>2.0.CO;2)  
546 [1520-0450\(1989\)028<0833:AGCOAR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0833:AGCOAR>2.0.CO;2).

547 dos Santos, A. F., H. F. de Campos Velho, E. F. P. Luz, S. R. Freitas, G. Grell, and M. A.  
548 Gan, 2013: Firefly optimization to determine the precipitation field on South America.  
549 *Inverse Problems in Science and Engineering*, **21** (3), 451–466, doi:10.1080/17415977.  
550 2012.712531.

551 Douville, H., 2004: Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions:  
552 Is it an initial value problem? *Climate Dynamics*, **22** (4), 429–446, doi:10.1007/  
553 [s00382-003-0386-5](https://doi.org/10.1007/s00382-003-0386-5), URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-003-0386-5>.

554 Eltahir, E. a. B., 1998: A Soil Moisture–Rainfall Feedback Mechanism: 1. Theory and  
555 observations. *Water Resources Research*, **34** (4), 765–776, doi:10.1029/97WR03499, URL  
556 <http://dx.doi.org/10.1029/97WR03499>.

- 557 Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Haxeltine,  
558 1996: An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance,  
559 and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, **10** (4), 603–628, doi:10.1029/  
560 96GB02692, URL <http://dx.doi.org/10.1029/96GB02692>.
- 561 Frank, W. M., and C. Cohen, 1987: Simulation of Tropical Convective System. Part I: A  
562 Cumulus Parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**, 3787–3799.
- 563 Grell, G. a., 1993: Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameteriza-  
564 tions. *Monthly Weather Review*, **121** (3), 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:  
565 PEOAUB>2.0.CO;2.
- 566 Grell, G. A., and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convec-  
567 tion combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*,  
568 **29** (14), 38(1)–38(4), doi:10.1029/2002GL015311.
- 569 Grell, G. a., and S. R. Freitas, 2014: A scale and aerosol aware stochastic convective pa-  
570 rameterization for weather and air quality modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics*,  
571 **14** (10), 5233–5250, doi:10.5194/acp-14-5233-2014, URL <http://www.atmos-chem-phys.net/14/5233/2014/>.
- 573 Guo, Z., and P. A. Dirmeyer, 2013: Interannual Variability of Land–Atmosphere Cou-  
574 pling Strength. *Journal of Hydrometeorology*, **14** (2011), 1636–1646, doi:10.1175/  
575 JHM-D-12-0171.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM-D-12-0171.1>.
- 576 1.
- 577 Guo, Z., and Coauthors, 2006: GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Exper-  
578 iment. Part II: Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, **7** (4), 611–625, doi:10.1175/

579 JHM511.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JHM511.1>.

580 Harshvardhan, and T. G. Corsetti, 1984: Longwave radiation parameterization for the  
581 UCLA/GLAS GCM. Tech. rep., NASA Tech. Memo., 65p. pp.

582 Harshvardhan, R. Davies, D. a. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation  
583 parameterization for atmospheric circulation models. *Journal of Geophysical Research*,  
584 **92 (D1)**, 1009–1016, doi:10.1029/JD092iD01p01009, URL [http://dx.doi.org/10.1029/  
585 JD092iD01p01009](http://dx.doi.org/10.1029/JD092iD01p01009).

586 Hou, Y. T., 1990: Cloud–radiation–dynamics interaction. Tese de doutorado, University of  
587 Maryland, College Park.

588 Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1992: The role of the convective ”trigger function” in numerical  
589 forecasts of mesoscale convective systems. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **49 (1-  
590 4)**, 93–106, doi:10.1007/BF01025402.

591 Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models:  
592 The Kain-Fritsch scheme. *Meteor. Monogr.*, K. A. Emanuel, and D. J. Raymond, Eds.,  
593 24, American Meteorological Society, Boston, 165–170.

594 Kinter, J. L., and Coauthors, 1997: The COLA atmosphere–biosphere general circulation  
595 model. Volume I: Formulation. Tech. Rep. 51, Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.  
596 URL <http://www.iges.org/people/Shukla'sArticles/1997/TheCOLAAtmosphere.pdf>.

597 Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, A. N. Hahmann, R. Ijpelaar, L. Tyahla, P. M. Cox, and  
598 M. J. Suarez, 2002: Comparing the Degree of Land–Atmosphere Interaction in Four  
599 Atmospheric General Circulation Models. *Journal of Hydrometeorology*, **3 (3)**, 363–

600 375, doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0363:CTDOLA>2.0.CO;2, URL <http://hdl.handle.net/10036/68819>.

601

602 Koster, R. D., and M. J. Suarez, 2003: Impact of Land Surface Initialization on Seasonal  
603 Precipitation and Temperature Prediction. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 408–423, doi:  
604 10.1175/1525-7541(2003)4<408:IOLSIO>2.0.CO;2.

605 Koster, R. D., and Coauthors, 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and  
606 Precipitation. *Science*, **305 (5687)**, 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.

607 Koster, R. D., and Coauthors, 2006: GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling  
608 Experiment. Part I: Overview. *Journal of Hydrometeorology*, **7 (4)**, 590–610, doi:10.  
609 1175/JHM511.1, URL [http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2FJHM510.1)  
610 [10.1175%2FJHM510.1](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2FJHM510.1).

611 Koster, R. D., and Coauthors, 2011: The Second Phase of the Global Land–Atmosphere  
612 Coupling Experiment: Soil Moisture Contributions to Subseasonal Forecast Skill. *Journal*  
613 *of Hydrometeorology*, **12 (5)**, 805–822, doi:10.1175/2011JHM1365.1.

614 Krishnamurti, T. N., S. Low-Nam, and R. Pasch, 1983: Cumulus Parameterization and  
615 Rainfall Rates: Part II. *Monthly Weather Review*, **111 (4)**, 815–828, doi:10.1175/  
616 1520-0493(1983)111.

617 Kubota, P. Y., 2012: Variabilidade de Energia Armazenada na Superfície e seu Impacto na  
618 Definição do Padrão de Precipitação na América do Sul. Ph.D. thesis, Instituto Nacional  
619 de Pesquisas Espaciais, 311 pp., São José dos Campos, São Paulo, URL [http://urlib.net/](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2)  
620 [8JMKD3MGP7W/3CCP5R2](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2).

- 621 Kucharik, C. J., and Coauthors, 2000: Testing the performance of a dynamic global ecosys-  
622 tem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. *Global Biogeochemi-  
623 cal Cycles*, **14** (3), 795–825, doi:10.1029/1999GB001138, URL [http://dx.doi.org/10.1029/  
624 1999GB001138](http://dx.doi.org/10.1029/1999GB001138).
- 625 Kuo, H. L., 1965: On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent  
626 Heat Release by Cumulus Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **22** (1), 40–  
627 63, doi:10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2, URL [http://dx.doi.org/10.  
628 1175/1520-0469\(1965\)022\(0040:OFAIOT\)2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022(0040:OFAIOT)2.0.CO;2).
- 629 Kuo, H. L., 1974: Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus  
630 Convection on Large-Scale Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31** (5), 1232–  
631 1240, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2, URL [http://dx.doi.org/  
632 10.1175/1520-0469\(1974\)031\(1232:FSOTPO\)2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031(1232:FSOTPO)2.0.CO;2).
- 633 Lawrence, D. M., and J. M. Slingo, 2005: Weak Land–Atmosphere Coupling Strength in  
634 HadAM3: The Role of Soil Moisture Variability. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 670–680,  
635 doi:10.1175/JHM445.1.
- 636 Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model  
637 for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, **20** (4), 851–875, doi:10.1029/  
638 RG020i004p00851, URL <http://dx.doi.org/10.1029/RG020i004p00851>, 82/002R-0808.
- 639 Misra, V., P. A. Dirmeyer, and B. P. Kirtman, 2001: The Implementation of Simplified  
640 Simple Biosphere ( SSiB ) Scheme in the Regional Spectral Model. Tech. Rep. March,  
641 Center for Ocean–Land-Atmosphere Studies, Institute of Global Environment and Society,  
642 Calverton, MD 20705, 32 pp. URL [http://www.iges.org/pubs/ctr\\_95.pdf](http://www.iges.org/pubs/ctr_95.pdf)[http://www.iges.  
643 org/pubs/ctr\\\_95.pdf](http://www.iges.org/pubs/ctr\_95.pdf).

- 644 Monin, A., and A. Obukhov, 1954: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshiv-  
645 anija v prizemnom sloe atmosfery(Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of  
646 the atmosphere). *Akad. Nauk USSR Geofiz. Inst. Tr.*, **153**, 163–187.
- 647 Nobre, P., R. a. De Almeida, M. Malagutti, and E. Giarolla, 2012: Coupled ocean-  
648 atmosphere variations over the South Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **25** (18), 6349–  
649 6358, doi:10.1175/JCLI-D-11-00444.1.
- 650 Nobre, P., M. Malagutti, D. F. Urbano, R. a. F. De Almeida, and E. Giarolla, 2009: Amazon  
651 deforestation and climate change in a coupled model simulation. *Journal of Climate*, **22**,  
652 5686–5697, doi:10.1175/2009JCLI2757.1.
- 653 Nobre, P., and Coauthors, 2013: Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate  
654 Model. *Journal of Climate*, **26**, 6716–6732, doi:10.1175/JCLI-D-12-00580.1.
- 655 Palmer, T. N., F. J. Doblas-Reyes, a. Weisheimer, and M. J. Rodwell, 2008: Toward seamless  
656 prediction: Calibration of climate change projections using seasonal forecasts. *Bulletin of*  
657 *the American Meteorological Society*, **89** (4), 459–470, doi:10.1175/BAMS-89-4-459.
- 658 Pezzi, L. P., I. F. A. Cavalcanti, and A. M. . Mendonça, 2008: A Sensitivity Study Using Two  
659 Different Convection Schemes Over South America. *Revista Brasileira de Meteorologia*,  
660 **23** (2), 170–190.
- 661 Pilotto, I. L., S. C. Chou, and P. Nobre, 2012: Seasonal climate hindcasts with Eta model  
662 nested in CPTEC coupled ocean–atmosphere general circulation model. *Theoretical and*  
663 *Applied Climatology*, **110** (3), 437–456, doi:10.1007/s00704-012-0633-y, URL [http://dx.](http://dx.doi.org/10.1007/s00704-012-0633-y)  
664 [doi.org/10.1007/s00704-012-0633-y](http://dx.doi.org/10.1007/s00704-012-0633-y).

665 Pollard, D., and S. L. Thompson, 1997: Climate and ice-sheet mass balance at the last  
666 glacial maximum from the GENESIS version 2 Global Climate Model. *Quaternary Science*  
667 *Reviews*, **16 (96)**, 841–863.

668 Rasch, P. J., and J. E. Kristjánsson, 1998: A Comparison of the CCM3 Model Climate Using  
669 Diagnosed and Predicted Condensate Parameterizations. *Journal of Climate*, **11 (7)**,  
670 1587–1614, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<1587:ACOTCM>2.0.CO;2.

671 Sellers, P. J., 1985: Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International*  
672 *Journal of Remote Sensing*, **6 (8)**, 1335–1372, doi:10.1080/01431168508948283, URL [http:](http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431168508948283)  
673 [//www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431168508948283](http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431168508948283).

674 Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A Simple Biosphere Model (SiB)  
675 for Use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43 (6)**,  
676 505–531, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2.

677 Seneviratne, S. I., and R. D. Koster, 2012: A Revised Framework for Analyzing Soil Moisture  
678 Memory in Climate Data: Derivation and Interpretation. *Journal of Hydrometeorology*,  
679 **13**, 404–412, doi:10.1175/JHM-D-11-044.1.

680 Seneviratne, S. I., and Coauthors, 2006: Soil Moisture Memory in AGCM Simulations:  
681 Analysis of Global Land–Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) Data. *Journal of*  
682 *Hydrometeorology*, **7 (5)**, 1090–1112, doi:10.1175/JHM533.1.

683 Shukla, J., 2009: Seamless prediction of weather and climate: A new paradigm for  
684 modeling and prediction research. US National Oceanic and Atmospheric Administra-  
685 tion, Maryland, URL [http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY09CTBSeminars/](http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY09CTBSeminars/shukla_021009.pdf)  
686 [shukla\\_021009.pdf](http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY09CTBSeminars/shukla_021009.pdf), 103pp pp.

- 687 Siqueira, L., and P. Nobre, 2006: Tropical Atlantic sea surface temperature and heat flux  
688 simulations in a coupled GCM. *Geophysical Research Letters*, **33** (15), n/a—n/a, doi:  
689 10.1029/2006GL026528, URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026528>.
- 690 Slingo, J. M., 1987: The Development and Verification of A Cloud Prediction Scheme For  
691 the Ecmwf Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **113** (477),  
692 899–927, doi:10.1002/qj.49711347710, URL <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49711347710>.
- 693 Sörensson, A. A., and C. G. Menéndez, 2011: Summer soil–precipitation coupling in South  
694 America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **63**, 56–68, doi:10.  
695 1111/j.1600-0870.2010.00468.x.
- 696 Spennemann, P. C., and A. C. Saulo, 2015: An estimation of the land-atmosphere coupling  
697 strength in South America using the Global Land Data Assimilation System. *Interna-*  
698 *tional Journal of Climatology*, n/a–n/a, doi:10.1002/joc.4274, URL [http://doi.wiley.com/](http://doi.wiley.com/10.1002/joc.4274)  
699 [10.1002/joc.4274](http://dx.doi.org/10.1002/joc.4274)<http://dx.doi.org/10.1002/joc.4274>.
- 700 Stensrud, D. J., J.-W. Bao, and T. T. Warner, 2000: Using Initial Condition and Model  
701 Physics Perturbations in Short-Range Ensemble Simulations of Mesoscale Convective  
702 Systems. *Monthly Weather Review*, **128** (7), 2077–2107, doi:10.1175/1520-0493(2000)  
703 128<2077:UICAMP>2.0.CO;2.
- 704 Tarasova, T. A., H. M. J. Barbosa, and S. N. Figueroa, 2006: Incorporation of new solar  
705 radiation scheme into CPTEC GCM. Tech. rep., INPE, São José dos Campos, São Paulo,  
706 44p. pp.
- 707 Tiedtke, M., 1983: The sensitivity of the time–mean large–scale flow to cumulus convec-  
708 tion in the ECMWF model. *Workshop on Convection in Large-scale Numerical Models*,

- 709 Shinfield Park, Reading, 297–316.
- 710 Tribbia, J. J., and D. P. Baumhefner, 1988: The Reliability of Improvements in Deterministic  
711 Short-Range Forecasts in the Presence of Initial State and Modeling Deficiencies. *Monthly*  
712 *Weather Review*, **116**, 2276–2288.
- 713 Wang, G., Y. Kim, and D. Wang, 2007: Quantifying the Strength of Soil Moisture–  
714 Precipitation Coupling and Its Sensitivity to Changes in Surface Water Budget. *Journal*  
715 *of Hydrometeorology*, **8 (3)**, 551–570, doi:10.1175/JHM573.1.
- 716 Wei, J., and P. A. Dirmeyer, 2010: Toward understanding the large-scale land-atmosphere  
717 coupling in the models: Roles of different processes. *Geophysical Research Letters*,  
718 **37 (July)**, 1–5, doi:10.1029/2010GL044769.
- 719 Wei, J., P. A. Dirmeyer, and Z. Guo, 2010a: How Much Do Different Land Models Matter  
720 for Climate Simulation? Part II: A Decomposed View of the Land–Atmosphere Coupling  
721 Strength. *Journal of Climate*, **23 (11)**, 3135–3145, doi:10.1175/2010JCLI3178.1.
- 722 Wei, J., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, and L. Zhang, 2012: Impact of Atmospheric Variability  
723 on Soil Moisture–Precipitation Coupling. *Climate Variability - Some Aspects, Challenges*  
724 *and Prospects*, A. Hannachi, Ed., InTech, chap. 2, 204, doi:10.5772/1103, URL [http://](http://www.intechopen.com/books/climate-variability-some-aspects-challenges-and-prospects)  
725 [www.intechopen.com/books/climate-variability-some-aspects-challenges-and-prospects](http://www.intechopen.com/books/climate-variability-some-aspects-challenges-and-prospects).
- 726 Wei, J., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, L. Zhang, and V. Misra, 2010b: How much do different  
727 land models matter for climate simulation? Part I: Climatology and variability. *Journal*  
728 *of Climate*, **23 (April)**, 3120–3134, doi:10.1175/2010JCLI3177.1.
- 729 Xue, Y., P. Sellers, J. Kinter, and J. Shukla, 1991: A Simplified Biosphere Model for Global  
730 Climate Studies. *Journal Of Climate*, **4 (3)**, 345–364, doi:10.1175/1520-0442(1991)

- 731 004(0345:ASBMFG)2.0.CO;2, URL [http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2F1520-0442(1991)004%3C0345%3AASBMFG%3E2.0.CO%3B2\npapers2://publication/uuid/45A5926D-FBC0-4228-8BC6-4C55EBEEA203)  
732 [get-abstract&doi=10.1175%2F1520-0442\(1991\)004%3C0345%3AASBMFG%3E2.0.CO%](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2F1520-0442(1991)004%3C0345%3AASBMFG%3E2.0.CO%3B2\npapers2://publication/uuid/45A5926D-FBC0-4228-8BC6-4C55EBEEA203)  
733 [3B2\npapers2://publication/uuid/45A5926D-FBC0-4228-8BC6-4C55EBEEA203](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2F1520-0442(1991)004%3C0345%3AASBMFG%3E2.0.CO%3B2\npapers2://publication/uuid/45A5926D-FBC0-4228-8BC6-4C55EBEEA203).
- 734 Xue, Y., F. J. Zeng, and C. A. Schlosser, 1996: SSiB and its sensitivity to soil  
735 properties—a case study using HAPEX-Mobilhy data. *Global and Planetary Change*,  
736 **13** (1–4), 183–194, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00045-3](http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181(95)00045-3), URL [http://](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818195000453)  
737 [www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818195000453](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818195000453).
- 738 Zeng, X., M. Barlage, C. Castro, and K. Fling, 2010: Comparison of Land–Precipitation  
739 Coupling Strength Using Observations and Models. *Journal of Hydrometeorology*,  
740 **11** (1996), 979–994, doi:[10.1175/2010JHM1226.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1226.1).
- 741 Zhang, G. J., 1995: The Sensitivity of Surface Energy Balance to Convective Parameter-  
742 ization in a General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52** (9),  
743 1370–1382, doi:[10.1175/1520-0469\(1995\)052<1370:TSEOSEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1370:TSEOSEB>2.0.CO;2).
- 744 Zhang, J., W.-C. Wang, and J. Wei, 2008: Assessing land–atmosphere coupling using soil  
745 moisture from the Global Land Data Assimilation System and observational precipitation.  
746 *Journal of Geophysical Research*, **113** (D17), 1–14, doi:[10.1029/2008JD009807](https://doi.org/10.1029/2008JD009807).
- 747 Zhang, L., P. A. Dirmeyer, J. Wei, Z. Guo, and C.-H. Lu, 2011: Land–Atmosphere Coupling  
748 Strength in the Global Forecast System. *Journal of Hydrometeorology*, **12**, 147–156, doi:  
749 [10.1175/2010JHM1319.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1319.1).

750 **LIST OF TABLES**

751 **Table 1.** Globally averaged (over nonice land points) land–atmosphere cou-  
752 pling strength, computed for **W** simulations of 4 configurations of  
753 CPTEC/INPE AGCM and to austral and boreal summer. . . . . 36

754 **Table 2.** Globally averaged (over nonice land points) land–atmosphere coupling  
755 strength, computed between **R** and **W** simulations of 4 configurations of  
756 CPTEC/INPE AGCM and to austral and boreal summer. As in Table 1  
757 of Guo et al. (2006), it is showed metrics for the path from soil wetness  
758 to precipitation (SW–P), soil wetness to ET (SW–ET), and the metric  
759 for ET to precipitation (ET–P). . . . . 37

760 **Table 3.** Same as Table 2, except for land–atmosphere coupling strength computed  
761 between **S** and **W** simulations. . . . . 38

762 TABLE 1. Globally averaged (over nonice land points) land–atmosphere coupling strength, computed  
 763 for **W** simulations of 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM and to austral and boreal summer.

<b>Model Config</b>	<b>Boreal Summer</b>	<b>Austral Summer</b>
KI	0.081	0.025
KS	0.071	0.032
GI	0.071	0.015
GS	0.053	0.027
Mean	0.069	0.024

764 TABLE 2. Globally averaged (over nonice land points) land-atmosphere coupling strength, computed  
765 between **R** and **W** simulations of 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM and to austral and boreal  
766 summer. As in Table 1 of Guo et al. (2006), it is showed metrics for the path from soil wetness to  
767 precipitation (SW-P), soil wetness to ET (SW-ET), and the metric for ET to precipitation (ET-P).

Model Config	Boreal Summer				Austral Summer			
	SW-P	SW-ET	(ET-P) <sub>1</sub>	(ET-P) <sub>2</sub>	SW-P	SW-ET	(ET-P) <sub>1</sub>	(ET-P) <sub>2</sub>
KI	0.047	0.227	0.225	0.208	0.027	0.175	0.260	0.152
KS	0.031	0.174	0.172	0.177	0.037	0.099	0.094	0.374
GI	0.041	0.314	0.093	0.129	0.055	0.239	0.245	0.229
GS	0.035	0.252	0.197	0.138	0.035	0.149	0.146	0.236
Mean	0.039	0.242	0.172	0.163	0.039	0.166	0.186	0.248

768 TABLE 3. Same as Table 2, except for land–atmosphere coupling strength computed between **S** and  
769 **W** simulations.

Model Config	Boreal Summer				Austral Summer			
	SW–P	SW–ET	(ET–P) <sub>1</sub>	(ET–P) <sub>2</sub>	SW–P	SW–ET	(ET–P) <sub>1</sub>	(ET–P) <sub>2</sub>
KI	0.011	0.099	0.173	0.115	0.006	0.095	0.193	0.068
KS	0.009	0.111	0.182	0.079	0.007	0.057	-0.008	0.127
GI	0.007	0.193	0.158	0.035	0.015	0.164	0.188	0.091
GS	0.007	0.174	0.151	0.039	0.000	0.083	0.133	0.001
Mean	0.009	0.144	0.166	0.067	0.007	0.100	0.127	0.072

770 **LIST OF FIGURES**

771 **Fig. 1.** Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{W})$  for 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM: (a) KI,  
772 (b) KS, (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer. . . . . 40

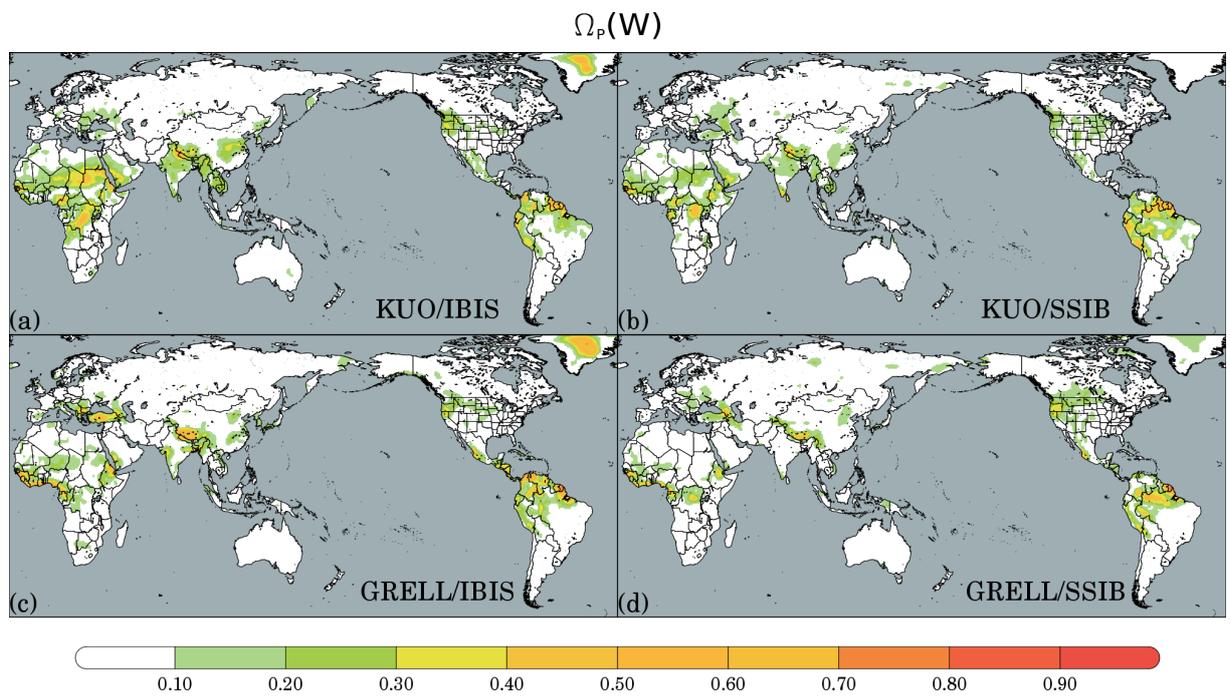
773 **Fig. 2.** Same as Fig. 1, except for for austral summer. . . . . 41

774 **Fig. 3.** Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  of 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM:  
775 (a) KI, (b) KS, (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer. . . . . 42

776 **Fig. 4.** Same as Fig. 3, but for austral summer. . . . . 43

777 **Fig. 5.** Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{S}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  for 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM:  
778 (a) KI, (b) KS, (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer. . . . . 44

779 **Fig. 6.** Same as Fig. 5, but for austral summer. . . . . 45



780 FIG. 1. Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{W})$  for 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM: (a) KI, (b) KS,  
 781 (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer.

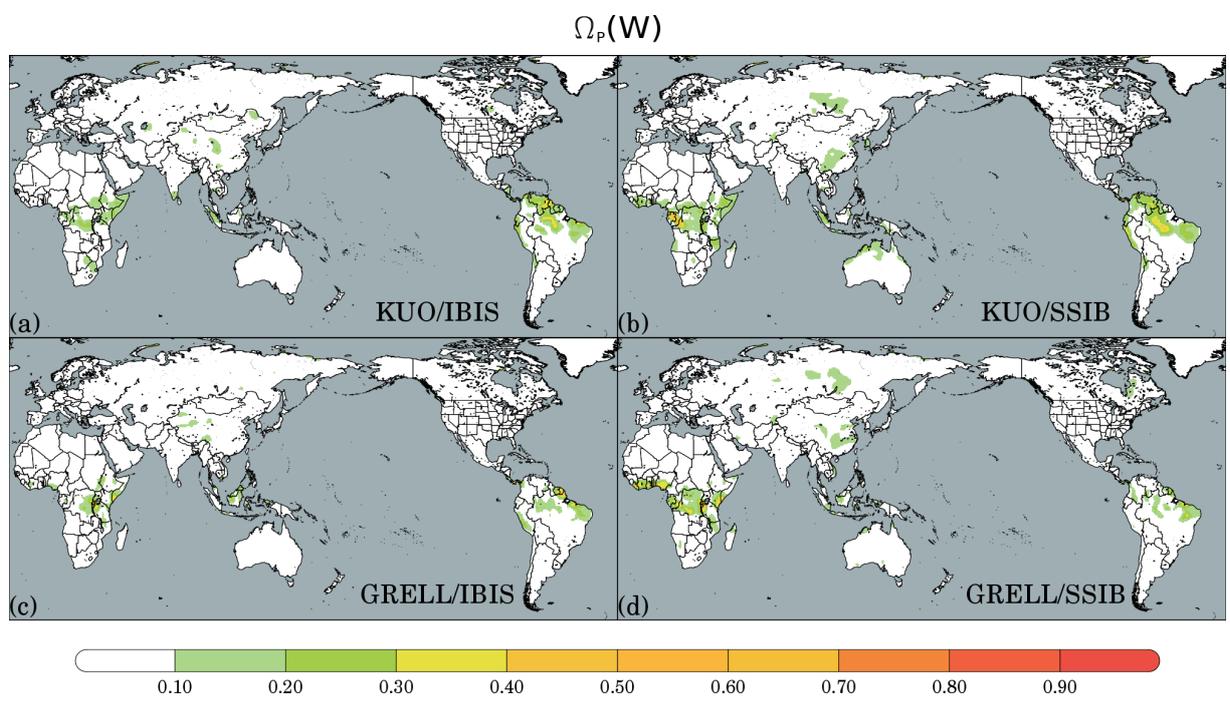
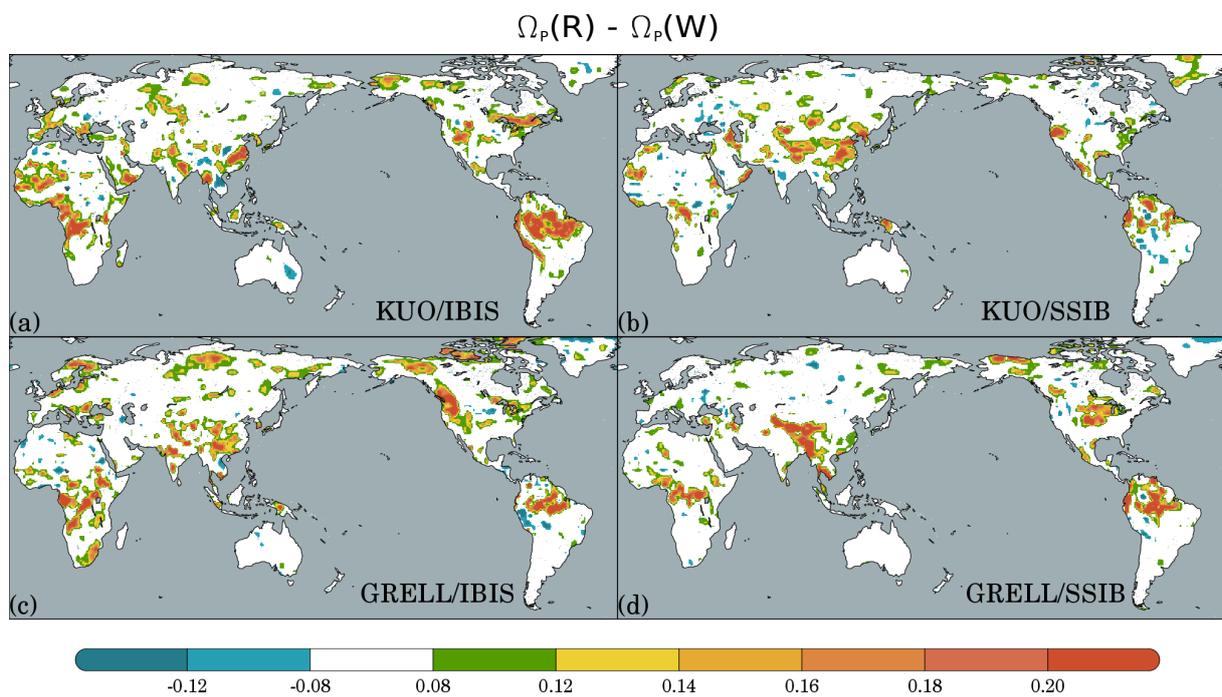


FIG. 2. Same as Fig. 1, except for for austral summer.



782 FIG. 3. Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{R}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  of 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM: (a) KI,  
 783 (b) KS, (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer.

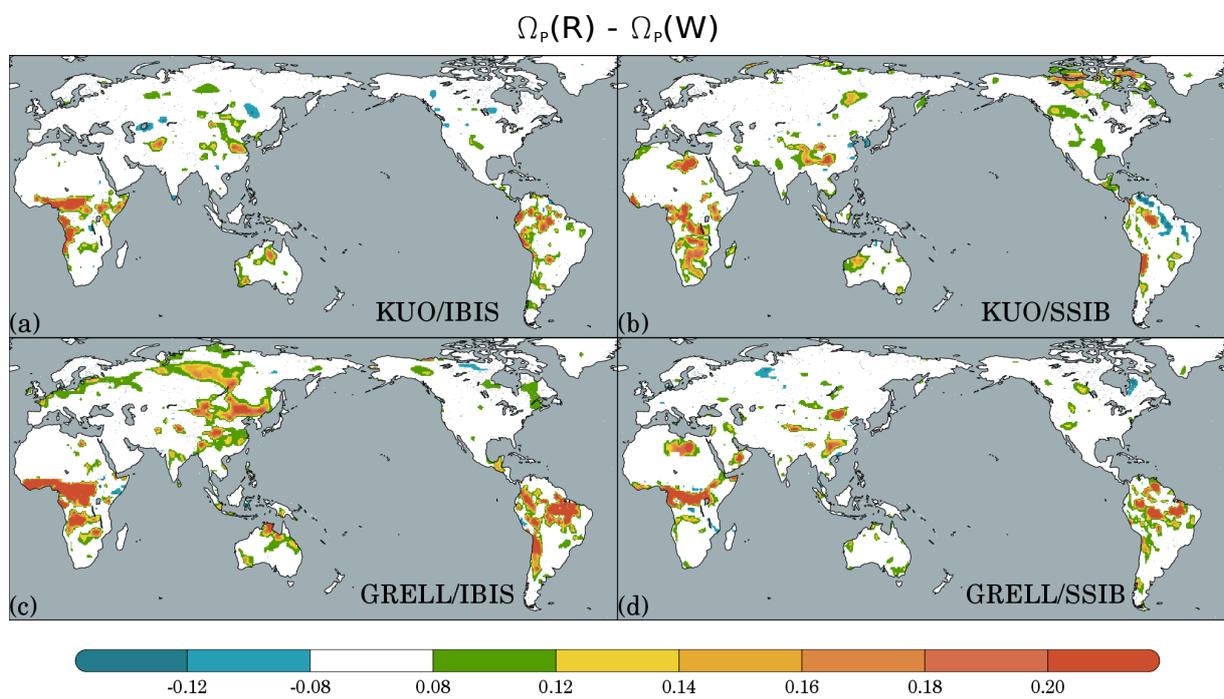
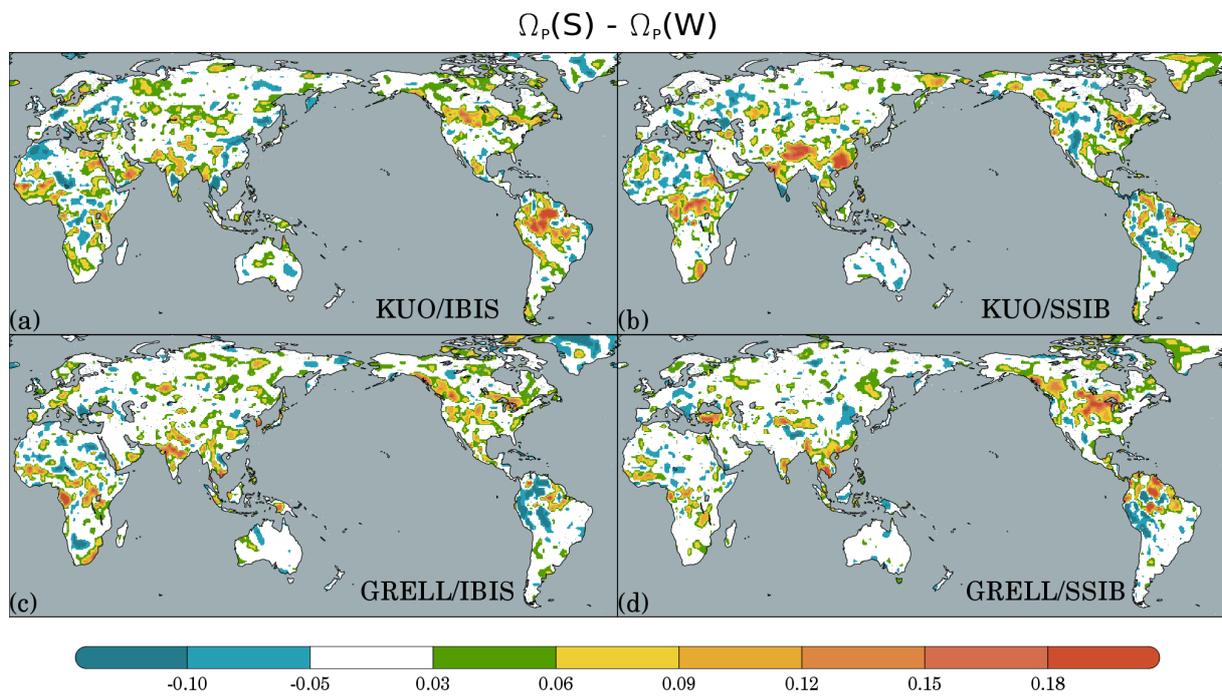


FIG. 4. Same as Fig. 3, but for austral summer.



784 FIG. 5. Global distribution of  $\Omega_p(\mathbf{S}) - \Omega_p(\mathbf{W})$  for 4 configurations of CPTEC/INPE AGCM: (a) KI,  
 785 (b) KS, (c) GI and (d) GS. All configurations are for boreal summer.

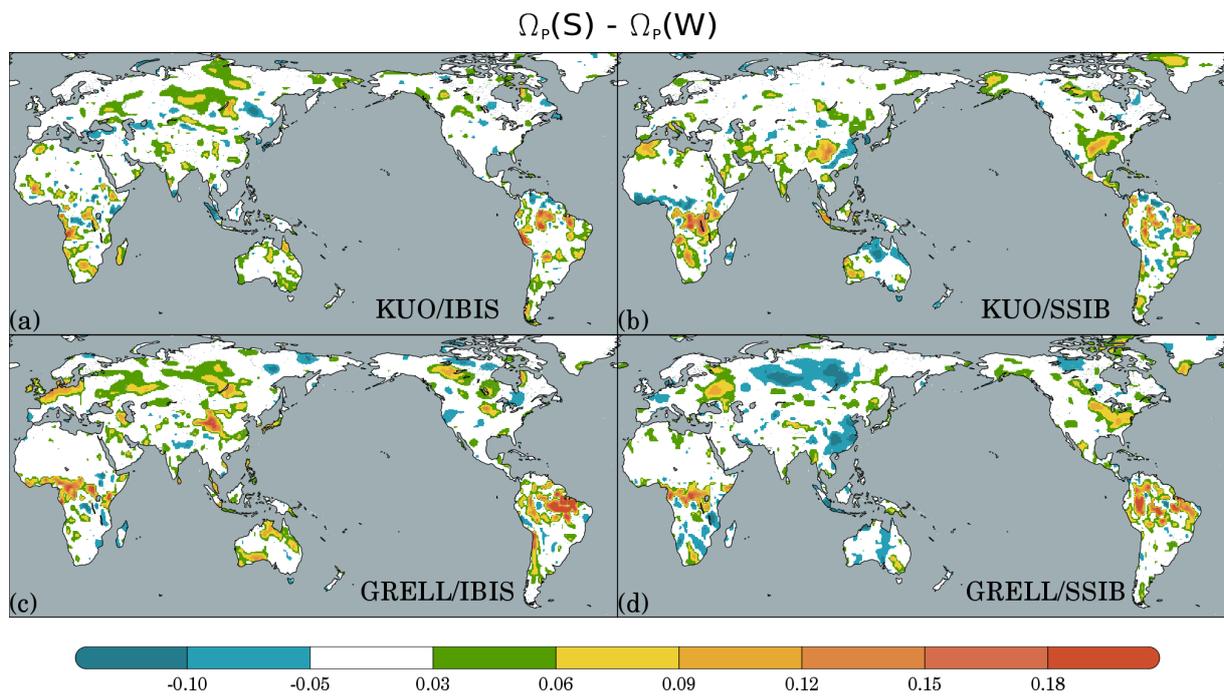


FIG. 6. Same as Fig. 5, but for austral summer.