



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.31.14.44-TDI

O BALANÇO DE UMIDADE NA AMÉRICA DO SUL: CONSEQUÊNCIAS DAS MODIFICAÇÕES DE USO E COBERTURA DO SOLO SOBRE O BRASIL

Marília Guedes do Nascimento

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 17 de dezembro de 2013.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FLPDSE>](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FLPDSE)

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.31.14.44-TDI

O BALANÇO DE UMIDADE NA AMÉRICA DO SUL: CONSEQUÊNCIAS DAS MODIFICAÇÕES DE USO E COBERTURA DO SOLO SOBRE O BRASIL

Marília Guedes do Nascimento

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 17 de dezembro de 2013.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FLPDSE>](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FLPDSE)

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Nascimento, Marília Guedes do.
N17o O balanço de umidade na América do Sul: consequências das modificações de uso e cobertura do solo sobre o Brasil / Marília Guedes do Nascimento. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 154 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.31.14.44-TDI)

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

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis.

1. balanço de umidade. 2. Bacia Amazônica. 3. Bacia do Prata.
4. modelo ETA. I.Título.

CDU 551.584.3(81)

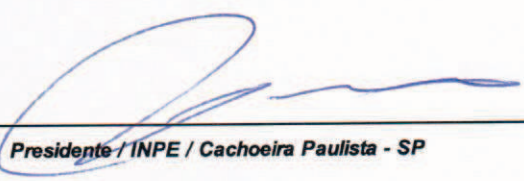


Esta obra foi licenciada sob uma [Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

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

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Frederico de Angelis



Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



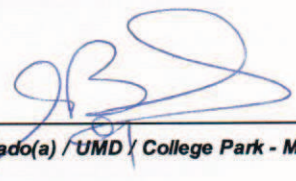
Membro da Banca / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Mario Francisco Leal de Quadro



Convidado(a) / IFSC / Florianópolis - SC

Dr. Ernesto Hugo Berbery



Convidado(a) / UMD / College Park - MD

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

☒ unanimidade

Aluno (a): **Marília Guedes do Nascimento**

São José dos Campos, 17 de Dezembro de 2013

“O segredo da força está na vontade.”

Giuseppe Mazzini

A minha família, com todo meu amor.

AGRADECIMENTOS

Durante esses quase seis anos de caminhada, o meu muito obrigada é pouco pra Ti, meu Deus, que esteve presente em todos os momentos, muitos deles difíceis e desafiadores. Que eu possa sempre sentir Teu abraço e Tua companhia na minha vida.

Ao meu orientador Dirceu Herdies, pelos ensinamentos, oportunidades, incentivo constante e por toda amizade sincera construída ao longo dos anos. Muito obrigada!

Ao membro da banca, Hugo Berbery, pelas contribuições e pela acolhida em Maryland. Agradeço também aos demais membros da banca, Marengo, Mário e Regina.

Ao companheiro e amigo que Deus me apresentou. Você realmente é um presente, Diego! Espero poder retribuir todo o seu amor, carinho e amizade. Não posso deixar de agradecer por todo seu apoio científico e psicológico. Tudo foi e é muito importante! Muito obrigada, meu amor!

Ao meu anjinho, companheiro e amigo, Raul. Você esteve ao meu lado em grande parte dos parágrafos escritos nesta tese, por vezes até dormindo no meu colo, me passando paz e alegria. Que felicidade ter você conosco!

A minha linda e abençoada família, incluindo a família do Diego. Vocês estiveram presentes mesmo distantes, em todas as orações, em toda confiança, em toda torcida. Que maravilhoso é fazer parte da vida de cada um de vocês!

Ao amigo e mestre do modelo Eta, André Lyra, que juntamente com Diego, me ajudaram a todo tempo e sem medida a enfrentar a modelagem numérica e o supercomputador do CPTEC. Vocês foram essenciais para a conclusão do meu trabalho. Obrigada é pouco!

À estrutura computacional do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), essencial para o desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço também ao Grupo de Desenvolvimento em Assimilação de Dados da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento, pois através do espaço computacional cedido pelo Luiz Gustavo, pude armanezar o enorme volume de dados e resultados do meu trabalho. Obrigada, Gustavo!

Aos professores e secretárias do Programa de Pós-graduação em Meteorologia do INPE e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro durante o primeiro ano de desenvolvimento desta pesquisa.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo pela bolsa e suporte financeiro concedido durante o doutorado (processo no 2008/09969-6).

Agradeço à Bianca Maske, por ter cedido os dados de evapotranspiração.

Aos amigos que convivi na DSA, especialmente à Izabelly, Weber, Aline, Rômulo, Enrique, Renato, Wagner e as ótimas secretárias com quem tive o prazer de conviver, entre elas Luciana Coura e Adna Sabará. Os momentos difíceis encontrados no decorrer da minha pesquisa eram partilhados e recompensados com a alegria e amizade de vocês. Foi ótimo ter feito parte deste time!

Aos meus amigos do doutorado (A turma das sete mulheres e três homens), principalmente à Sheila, que convivi durante todo o mestrado, e Wanderson, que convivi durante toda a graduação. Está sendo um prazer compartilhar junto a vocês e na mesma época mais uma grande vitória nas nossas vidas.

Aos queridos amigos de Cachoeira Paulista, São José dos Campos, Campina Grande e de tantos outros lugares, especialmente à Marina, Felipe, Isabel, Sheila, Éder, Michelyne, Sandro, Wendell, Luana e Gabriela Muller, que perto ou longe sempre estão presentes, sempre no coração. Com vocês me sinto em casa!

Aos meus amigos do Cemaden, especialmente a minha turma Alfa: Carla, Dorinha, Lidiane e Maicon. Conviver com vocês é uma alegria e um enorme prazer pra mim.

A todas pessoas queridas que eu não citei, que fazem parte da minha vida, que torcem e se alegram com minhas conquistas. Muito obrigada!

RESUMO

Com o objetivo de realizar uma climatologia das principais variáveis do balanço de umidade sobre grande parte da América do Sul e analisar as consequências das modificações dos usos e cobertura da terra sobre o Brasil nestas variáveis, em uma primeira etapa foi gerada uma climatologia (1979-2008) do balanço de umidade e de suas principais componentes em grande parte da América do Sul, com destaque para a região Amazônica e Bacia do Prata. Os resultados mostraram que na média para o período analisado, a Amazônia comportou-se como sumidouro de umidade ($ET < P$) e a convergência de umidade sobre a região correspondeu a 62% da precipitação, indicando assim que a umidade proveniente de outros locais é fundamental para a precipitação. A Bacia do Prata também comportou-se como sumidouro de umidade, e a convergência de umidade representa apenas 42% da precipitação, indicando assim que os processos de evaporação são fundamentais para o balanço de umidade sobre a região. Quando analisado o balanço de umidade em dias com JBN, observou-se que a Amazônia comportou-se como fonte de umidade, principalmente na época seca, e a Bacia do Prata comportou-se como sumidouro durante todos os meses. Em uma segunda etapa, procurou-se analisar os impactos das modificações nos padrões dos usos da terra no território brasileiro sobre o comportamento do balanço de umidade na Amazônia e Bacia do Prata através de simulações numéricas com o modelo regional ETA para o período de 30 anos. A partir dos experimentos foi possível constatar que com o avançar das modificações nos padrões de uso e cobertura da terra a Amazônia intensificou ainda mais seu comportamento como sumidouro de umidade, principalmente devido ao aumento da precipitação e redução significativa da evapotranspiração, constatando também que a redução de umidade disponível para a atmosfera não foi compensada pelo aumento da convergência de umidade. Sobre a Bacia do Prata, observou-se que as modificações nos padrões de usos e cobertura da terra da década de 90 levaram a um aumento significativo da precipitação e evapotranspiração, tornando a região potencialmente fonte de umidade para a atmosfera, mesmo com a redução na convergência de umidade, mas invertendo seu comportamento para sumidouro de umidade com a inserção de modificações mais atuais de cobertura vegetal, devido principalmente à redução da precipitação e evapotranspiração sobre a bacia. Sendo assim, pode-se concluir que as constantes modificações nos usos e cobertura da terra sobre o Brasil apresentam direta influência sobre o balanço de umidade no continente, influenciando de forma direta a disponibilidade de umidade para a atmosfera.

THE SOUTH AMERICA WATER BALANCE: CONSEQUENCES OF LAND COVER AND LAND USE CHANGES IN BRAZIL

ABSTRACT

In order to perform a climatology of the water balance over South America and analyze the consequences of land cover and land use changes, in the first stage was generated a climatology (1979-2008) of the water balance and its main components, especially in the Amazon and La Plata Basin region. The results showed that on average for the analyzed period, the Amazon behaved as a sink of moisture ($ET < P$) and moisture convergence over the region accounted about 62% of the precipitation, indicating that moisture from other sites is critical for precipitation. Like Amazon, the La Plata Basin also behaved as a sink of moisture, and the moisture convergence is only 42% of the precipitation, indicating that the evaporation processes are fundamental to the water balance of the region. When analyzed the water balance in days with Low Level Jets (LLJ), it was observed that the Amazon behaves as a source of moisture, especially in the dry season, and the La Plata Basin behaves as a sink during all months. In a second part of work, to analyze the impacts of land use changes in the Brazilian territory on the behavior of water balance in the Amazon and La Plata Basin, we performed numerical simulations with the ETA model for the period of 30 years. The experiments showed that with the advance of changes in land cover over Brazil, the Amazon further intensified their behavior as a sink of moisture, mainly due to increased precipitation and significant reduction in evapotranspiration, noting also that the reduction of available moisture to the atmosphere was not offset by increased moisture convergence. About the La Plata Basin, it was observed that changes in patterns of land use of the 90's led to a significant increase in precipitation and evapotranspiration, making the area potentially a source of moisture to the atmosphere, even with the reduction in moisture convergence, but reversing their behavior to sink of moisture by inserting most current changes in vegetation cover, mainly due to reduced precipitation and evapotranspiration over the basin. Thus, we can conclude that the constant changes in the use and land cover over Brazil have a direct influence on the water balance in the South America, influencing directly the availability of moisture for the atmosphere.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Taxa anual média do desflorestamento na Amazônia Legal (km ² /ano) para o período de 1977 a 2012. Fonte: INPE (2013).....	3
Figura 3.1 – Ilustração da área de estudo com as estações utilizadas na validação dos dados de evapotranspiração	20
Figura 3.2 – Ilustração da área de estudo com as regiões pré-definidas para o cálculo do balanço de umidade. Em destaque a delimitação da Bacia Amazônica (verde) e Bacia do Prata (vermelho)	22
Figura 4.1 – Diferenças entre os valores de precipitação MERRA–TRMM (mm/mês) (a) e CFSR-TRMM (b) (contornos) com significância estatística de 95% (sombreado).....	26
Figura 4.2 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	33
Figura 4.3 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção oeste da região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	34
Figura 4.4 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção leste da região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	35
Figura 4.5 – Componente do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	37
Figura 4.6 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre o norte da Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua),	

evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	38
Figura 4.7 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre o sul da Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).....	39
Figura 4.8 - Ciclo anual do número de dias com ocorrência de JBN (eixo à esquerda) e ciclo anual da ocorrência média mensal dos JBN (eixo à direita) nas cidades de Mariscal Estigarribia e de Santa Cruz de la Sierra simultaneamente (a) e nas cidades de Mariscal (b) e de Santa Cruz (c) separadamente, entre os anos de 1979 e 2008.....	41
Figura 4.9 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias (a) com ocorrência e (b) sem ocorrência de JBN	42
Figura 4.10 - Ciclo anual do número de dias com ocorrência de JBN (eixo à esquerda) e ciclo anual da ocorrência média mensal dos JBN (eixo à direita) nas cidades de Mariscal Estigarribia (linha contínua), Santa Cruz de la Sierra (linha com maior pontilhado) e nas duas cidades simultaneamente (linha com menor pontilhado), para os horários das (a) 00UTC, (b) 06UTC, (c) 12UTC e (d) 18UTC, durante o período de 1979 e 2008.....	43
Figura 4.11 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias com JBN nos horários das (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC e (d) 18 UTC.....	45
Figura 4.12 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias com JBN durante o (a) verão (DJF), (b) outono (MAM), (c) inverno (JJA) e (d) primavera (SON).....	47
Figura 4.13 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	48

Figura 4.14 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre porção oeste da região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	51
Figura 4.15 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre porção leste da região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	53
Figura 4.16 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).	54
Figura 4.17 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção norte da Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	56
Figura 4.18 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção sul da Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	57
Figura 4.19 – Diferenças mensais das componentes do balanço de umidade precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo) (mm/mês) entre o período total (1979-2008) e eventos de El Niño sobre a (a) Amazônia e (b) sobre a Bacia do Prata. No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	60

Figura 4.20 – Diferenças mensais das componentes do balanço de umidade precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo) (mm/mês) entre o período total (1979-2008) e eventos de La Niña sobre a (a) Amazônia e (b) sobre a Bacia do Prata. No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada)	63
Figura 6.1 – Mapa de vegetação potencial (Ramankutty e Foley, 1999) utilizado na simulação POTENCIAL. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2...73	
Figura 6.2– Mapa de vegetação e usos da terra, representativo da década de 90, utilizado na simulação CONTROLE. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2	74
Figura 6.3 – Mapa de vegetação e usos da terra, representando as condições atuais, utilizado na simulação NOVO. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2	75
Figura 6.4 - Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo ETA com 38 níveis. No lado esquerdo estão os níveis atmosféricos padrões e no direito a espessura de cada camada (em hPa). (Fonte: Adaptada de Correia, 2006).....	79
Figura 6.5 - Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (h) e de velocidade (h). A distância (d) define a resolução do modelo. (Fonte: Adaptada de Correia, 2006)	80
Figura 6.6 - Seção vertical idealizada da topografia do Modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u , T , P_s). Fonte: Torres, 2008	81
Figura 6.7 - Ilustração dos Processos de Superfície NOAH LSM. (Fonte: Souza, 2009)	84
Figura 7.1 – Diferença entre os dados simulados pelo modelo ETA e dados de estimativas de precipitação TRMM para o período de 1999 a 2008 (mm/mês)	90
Figura 7.2 – Diferença entre os dados simulados pelo modelo ETA e dados de estimativas de precipitação TRMM para o período de 1999 a 2008 (mm/mês) em (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	92
Figura 7.3 – Diferença entre os dados de precipitação simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).....	95

Figura 7.4 – Diferença entre os dados de precipitação (mm/mês) simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	97
Figura 7.5 – Diferença entre os dados de precipitação simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês)	98
Figura 7.6 – Diferença entre os dados de precipitação (mm/mês) simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1980 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	100
Figura 7.7 – Diferença entre os dados de evapotranspiração simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).....	102
Figura 7.8 – Diferença entre os dados de evapotranspiração (mm/mês) simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	104
Figura 7.9 – Diferença entre os dados de evapotranspiração simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês)	105
Figura 7.10 – Diferença entre os dados de evapotranspiração (mm/mês) simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	108
Figura 7.11 – Diferença entre os dados de divergência (mm/mês) e fluxos de umidade integrados (kgm/s) verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008	110
Figura 7.12 – Diferença entre os dados de divergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	113
Figura 7.13 – Diferença entre os dados de divergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008.....	114
Figura 7.14 – Diferença entre os dados de divergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos	

NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	118
Figura 7.15 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Região Amazônica calculadas entre os experimentos POTENCIAL-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008	121
Figura 7.16 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata calculadas entre os experimentos POTENCIAL-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008	122
Figura 7.17 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Região Amazônica calculadas entre os experimentos NOVO-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.....	125
Figura 7.18 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata calculadas entre os experimentos NOVO-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.....	126

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 – Diferenças dos dados de precipitação (mm/mês) gerados pelos conjuntos de dados TRMM-MERRA e TRMM-CFSR para o período entre 1999 a 2008 sobre a Amazônia e Bacia do Prata. Valor em destaque é o que apresentam significância estatística superior a 95%.	26
Tabela 4.2 – Diferenças dos dados de evapotranspiração (mm/mês) gerados pelos conjuntos de dados TRMM-MERRA e TRMM-CFSR para o período entre 1999 a 2008 sobre a Amazônia e Bacia do Prata. Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	27
Tabela 4.3 – Variáveis do balanço de umidade observadas sobre as regiões pré-estabelecidas (mm/mês). P: precipitação. ET: Evapotranspiração. C: Convergência de umidade	29
Tabela 4.4 – Ocorrência sazonal de dias com e sem JBN durante os anos de 1979 e 2008 nas cidades de Mariscal Estigarribia e Santa Cruz de la Sierra, simultaneamente	46
Tabela 4.5 – Porcentagem da precipitação sazonal em dias com JBN com relação a precipitação sazonal para todo período de estudo (1979-2008)	48
Tabela 4.6 – Precipitação (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.	49
Tabela 4.7 – Evapotranspiração (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.....	50
Tabela 4.8 – Razão entre evapotranspiração e precipitação (ET/P) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.....	52
Tabela 4.9 – Convergência de umidade (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.....	55
Tabela 4.10 – Ocorrência de El Niño e La Niña de acordo com o Oceanic Niño Index (ONI/NOAA) durante o período de 1979 a 2008	59

Tabela 6.1 – Resumo dos experimentos realizados, em que TSM é a temperatura da superfície do mar, C.I. é Condição inicial e C.C. é condição de contorno.....	76
Tabela 6.2 – Tipos de vegetação e usos da terra.....	85
Tabela 7.1 – Diferença média (mm/mês) entre os dados simulados no experimento CONTROLE e dados de estimativas de precipitação do TRMM. Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	91
Tabela 7.2 – Estatísticas para avaliação do desempenho do modelo ETA.....	93
Tabela 7.3 – Diferença média entre os dados simulados de precipitação no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	96
Tabela 7.4 – Diferença média entre os dados simulados de precipitação no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	99
Tabela 7.5 – Diferença média entre os dados de evapotranspiração simulados no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%..	103
Tabela 7.6 – Diferença média entre os dados de evapotranspiração simulados no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	106
Tabela 7.7 – Diferença média entre os dados de convergência umidade integrada verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	111
Tabela 7.8 – Diferença média entre os dados de convergência de umidade integrada verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.....	117

Tabela 7.9 – Dias com ocorrência de JBN segundo os critérios de Bonner (1968) para o período de 1981 e 2008 nos experimentos POTENCIAL, CONTROLE e NOVO.....	119
Tabela 7.10 – Diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE (mm/mês) sobre a região Amazônica. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.....	121
Tabela 7.11 – Diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE (mm/mês) sobre a Bacia do Prata. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.....	123
Tabela 7.12 – Diferença entre os experimentos NOVO e CONTROLE (mm/mês) sobre a Região Amazônica. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.....	125
Tabela 7.13 – Diferença a entre os experimentos NOVO e CONTROLE (mm/mês) sobre a Bacia do Prata. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.....	127

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer

C – Convergência do fluxo de umidade

CFSR – Climate Forecast System Reanalysis

CLP – Camada limite planetária

DOL – Distúrbios Ondulatório de Leste

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EN – El Niño

ENSO – El Niño-Oscilação Sul

ET – Evapotranspiração

FAO – Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura

GFDL – Geophysical Fluid Dynamic's

GISS – Goddard Institute for Space Studies

GSFC – Goddard Space Flight Center

IAF – Índice de área foliar

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas

JBN – Jatos de Baixos Níveis

LBA – Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in the Amazon Basin

LIA – Linhas de Instabilidade da Amazônia

LN – La Niña

LSM – Land Surface Model

MA – Mariscal Estigarribia

MCGA – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

MCGO – Modelo de Circulação Geral Oceânico

MERRA – Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NCEP – National Centers for Environmental Prediction

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

ONI – Oceanic Niño Index

P – Precipitação

PM – Penman-Monteith

PR – Precipitation Radar

PROBIO – Projeto de Biodiversidade

PRODES – Projeto de monitoramento de desmatamento na Amazônia

PROVEG – Projeto de mapeamento de vegetação e usos da terra na Amazônia

RAMS – Regional Atmospheric Modeling System

REMQ – Raiz do erro médio quadrático

REMQ_{IM} – Raiz do erro médio quadrático imparcial

SC – Santa Cruz de la Sierra

TMI – Microwave Imager

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

USGS – United States Geological Survey

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
3 DADOS E METODOLOGIA – PARTE I.....	17
4 RESULTADOS – PARTE I	25
4.1 <i>Avaliação dos dados MERRA e CFSR</i>	25
4.2 <i>Balanço de umidade</i>	28
4.3 <i>Classificação dos dias com JBN</i>	39
4.4 <i>Balanço de Umidade durante atuação dos JBN</i>	46
4.5 <i>Balanço de Umidade em anos de El Niño e La Niña</i>	58
5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES – PARTE I	65
6 DADOS E METODOLOGIA – PARTE II	71
6.1 <i>Avaliação dos impactos das modificações nos usos e cobertura da terra</i>	71
6.2 <i>Descrição dos experimentos</i>	72
6.3 <i>Modelo regional ETA</i>	77
6.3.1 <i>Coordenada vertical eta (η)</i>	78
6.3.2 <i>Grade horizontal</i>	79
6.3.3 <i>Topografia</i>	80
6.3.4 <i>Forçantes de grande escala</i>	81
6.3.5 <i>Dinâmica do modelo ETA</i>	81
6.3.6 <i>Parametrizações físicas do modelo ETA</i>	81
6.3.6.1 <i>Difusão Vertical Turbulenta</i>	82
6.3.6.2 <i>Radiação no Modelo ETA</i>	82
6.3.6.3 <i>Esquema de Convecção no Modelo ETA</i>	83

6.4 Modelo de interação solo-vegetação-atmosfera	83
7 RESULTADOS – PARTE II	87
7.1 Impactos das mudanças do uso e cobertura da terra no balanço de umidade	87
7.2 Avaliação do desempenho das simulações numéricas realizadas com o modelo regional ETA	88
7.3 Avaliação dos impactos das mudanças do uso e cobertura da terra no balanço de umidade	94
7.3.1 Precipitação	94
7.3.2 Evapotranspiração	101
7.3.3 Convergência de umidade	109
7.3.4 Saldo de umidade	120
8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES – PARTE II	129
9 CONCLUSÕES FINAIS	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135

1 INTRODUÇÃO

A América do Sul possui duas importantes bacias hidrográficas, a Bacia Amazônica, maior do mundo, e a Bacia do Prata, formada por três sub-bacias (Paraná, Paraguai e Uruguai), sendo a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul. O papel da Bacia Amazônica, um dos maiores sistemas hidrográficos do mundo, tem sido reconhecidamente como fonte de umidade para latitudes extratropicais.

Diversos autores, tais como Herdies et al. (2002), Marengo et al. (2004), Nascimento (2008) e Arraut et al. (2013) mostraram em seus trabalhos que grande parte da umidade disponível nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, assim como na Bacia do Prata, é transportada da Amazônia através do Jato de Baixos Níveis (JBN). Em um modelo conceitual do JBN na América do Sul, Marengo et al. (2004) mostraram que o transporte de umidade inicia na região Amazônica e região do oceano Atlântico Norte impulsionado pelos alísios de nordeste, que mudam sua direção ao encontrarem a barreira montanhosa dos Andes, produzindo um escoamento para a Região Sul do Brasil e norte da Argentina, onde observa-se a região de saída do JBN. Berbery e Barros (2002) mostraram que o JBN a leste dos Andes fornece umidade da região tropical da América do Sul para a Bacia do Prata durante todo o ano.

As principais diferenças apresentadas em diversos estudos a respeito do balanço de umidade sobre a Bacia Amazônica são devido às diferentes áreas consideradas na bacia, que se traduzem em diferentes descargas e *runoff*, diferentes dados de precipitação, métodos utilizados para determinar o balanço de umidade anual e o tamanho da série utilizada, as vezes até em períodos diferentes.

A ausência de medidas contínuas de precipitação e evaporação através de toda a Bacia Amazônica e de medidas de descarga do rio Amazonas e de seus tributários, tem forçado o uso de métodos indiretos para determinar o balanço de umidade na região. Estimativas das componentes do balanço de umidade têm sido derivadas usando dados em pontos de grade de umidade e circulação obtidos através de reanálises globais produzidas por alguns centros meteorológicos internacionais, como por exemplo o National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

No presente estudo, serão utilizados os dados de reanálise CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) do NCEP na realização de uma climatologia para o período de 30 anos (1979-2008), com o objetivo de conhecer e caracterizar o comportamento das componentes do balanço de umidade para grande parte da América do Sul, com destaque para as regiões Amazônica e Bacia do Prata, identificando seu comportamento como fonte ou sumidouro de umidade para a atmosfera. Ainda neste contexto, considerando a contribuição do JBN no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais, também será identificada e quantificada sua influência sobre as principais componentes do balanço.

Nesse contexto, buscar-se-á responder a pergunta: *Qual o papel dos JBN na modulação da precipitação na Bacia do Prata e qual sua influência sobre o balanço de umidade sobre grande parte da América do Sul?*

Após analisado o balanço de umidade e respondida a pergunta citada, em uma segunda etapa deste estudo foi analisado como mudanças nos usos e cobertura da terra e vegetação na Amazônia e em algumas regiões do Brasil podem influenciar as componentes do balanço de umidade, principalmente sobre áreas remotas como a Bacia do Prata. As modificações na cobertura vegetal exercem uma grande influência na hidrologia, clima e ciclos biogeoquímicos em diferentes regiões do Brasil (SALATI; VOSE, 1984; NOBRE et al., 1991; NEPSTAD, 1994; DIRMAYER; SHUKLA, 1994; SUD et al, 1996a,b; CORREIA et al., 2007).

Segundo levantamento do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2013), as taxas anuais de desflorestamento apresentaram uma diminuição nos últimos anos na Amazônia Legal, que é compreendida pelos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Maranhão (a oeste de 44W), Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins (Figura 1.1).

Quando se compara a década de 90 com a década de 2000, observa-se sobre a Amazônia Legal um aumento de aproximadamente 1300 km² de desflorestamento médio anual. Enquanto a década de 90 apresentou um desflorestamento médio de 16342,7 km²/ano, com um pico de 29059 km² no ano de 1995, a década de 2000 apresentou um desflorestamento médio de 17653,6 km²/ano, maior principalmente no início desta década.

Os estados que apresentaram maiores taxas de diminuição de desflorestamento na década de 2000 foram Mato Grosso e Rondônia, com valores aproximados de -83% e -80%, respectivamente. Por outro lado, quando analisado a década de 90 percebe-se que a taxa de desflorestamento sobre estes estados apresentou um aumento superior a 73% no Mato Grosso e superior a 41% em Rondônia. De uma maneira geral, a Amazônia Legal apresentou entre 1977 e 1988 uma área média desmatada de 21050 km² e em 2008 esta área era de 12911 km², apresentando uma diminuição de cerca de -38%. Entre os anos de 1977 e 2012 esta diminuição no desflorestamento é ainda maior, sendo superior a 78%.

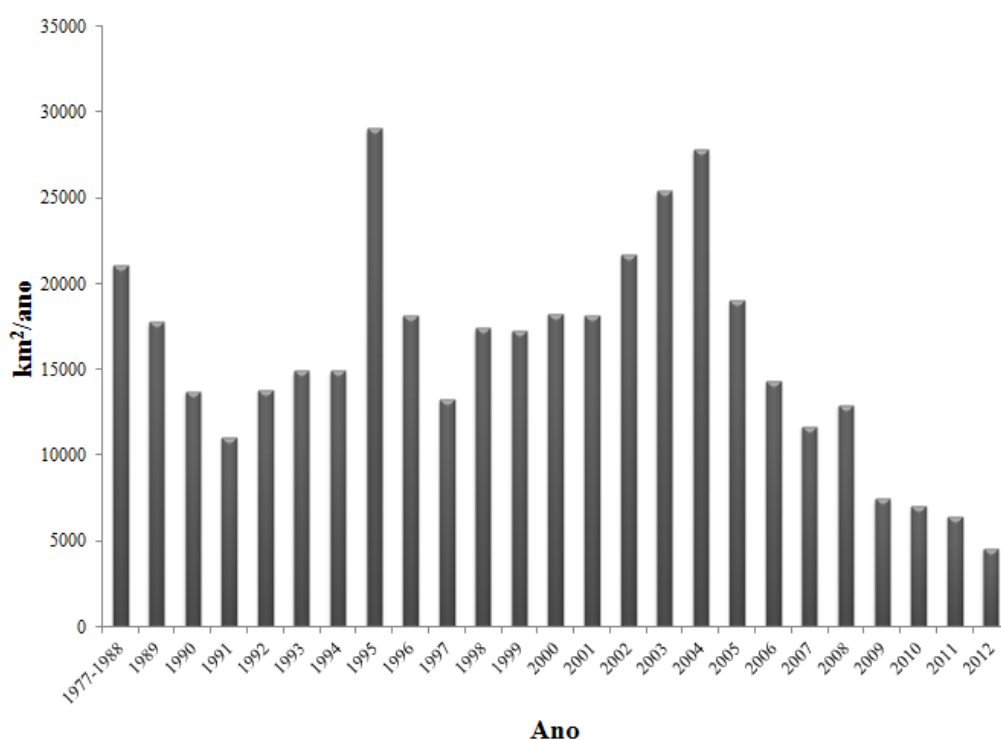


Figura 1.1 – Taxa anual média do desflorestamento na Amazônia Legal (km²/ano) para o período de 1977 a 2012. Fonte: INPE (2013).

Assim sendo, na segunda parte deste estudo procurando entender quais as possíveis consequências das mudanças de usos e cobertura da terra no Brasil sobre o comportamento do balanço de umidade em grande parte da América do Sul, com destaque para a região Amazônica e Bacia do Prata, foram realizadas simulações numéricas para o período de 30 anos com o modelo regional ETA. Foram considerados três experimentos distintos para as simulações numéricas, utilizando três diferentes condições de vegetação e usos da terra, que são: 1) Condição de Vegetação Potencial

Natural, em que não são incluídas as modificações antrópicas na cobertura vegetal do continente, 2) Controle, em que tentou-se representar as condições de usos e cobertura da terra da década de 90, e 3) Novo, o qual representa as condições mais atuais de uso e cobertura da terra. Estes experimentos serão melhor descritos na metodologia da segunda parte deste estudo.

Desta forma, com a utilização destas três diferentes condições de usos da terra, alguns questionamentos foram levantados no que diz respeito às possíveis mudanças no balanço de umidade sobre a Amazônia e Bacia do Prata: *1) Caso não tivesse ocorrido intervenção humana no processo de uso e cobertura da terra sobre a América do Sul, qual seria o comportamento das componentes do balanço de umidade na região Amazônica e na Bacia do Prata atualmente? 2) Por outro lado, qual seria o comportamento das componentes do balanço de umidade nas regiões Amazônica e na Bacia do Prata na década de 2000, se as mudanças mais atuais no uso e cobertura da terra sobre a Amazônia tivessem ocorrido desde a década de 80?*

Para responder os questionamentos levantados e analisar os resultados obtidos através da climatologia e da modelagem numérica, a metodologia e resultados desta tese são divididos em duas partes principais, uma primeira contendo a análise do balanço de umidade e influência dos JBN, e uma segunda apresentando a influência dos usos e cobertura da terra sobre as principais componentes deste balanço.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região Amazônica é caracterizada por altas temperaturas, grandes quantidades de energia solar disponível e um regime hidrológico extremamente ativo, com uma clara divisão entre as estações seca e chuvosa (FISCH et al., 1998; PAULIQUEVIS, 2005). No entanto, o início e o término de cada estação pode variar em cada parte da Amazônia. Segundo Silva Dias et al. (2002) e Marengo (2005) o período chuvoso ocorre entre os meses de dezembro a maio e o período seco ocorre entre os meses de junho a novembro, sendo que ao sul da região o pico de precipitação ocorre entre os meses de DJF e ao norte entre os meses de MAM.

Em uma classificação resumida, os principais sistemas de tempo que afetam as diferentes regiões da Amazônia e impactam as chuvas são: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), caracterizada por uma banda de nebulosidade aproximadamente zonal na região equatorial, estendendo-se da África até a América do Sul, que faz parte da célula de Hadley, sendo formada principalmente pela convergência em baixos níveis dos ventos alísios de Nordeste e de Sudeste (HASTENRATH; HELLER, 1977); Linhas de Instabilidade da Amazônia (LIA), que podem ser tanto de origem costeira como continental, sendo caracterizadas pela organização de nuvens de grande desenvolvimento vertical em forma de linha, geralmente formadas devido à convergência em baixos níveis da circulação de brisa marítima e os ventos alísios (COHEN et al, 1995; SILVA DIAS; FERREIRA, 1992); Frentes Frias associadas ao fenômeno das Friagens, caracterizadas por ondas de ar frio polar que se movem a partir do Sul do Brasil em direção à Região Sudeste e Amazônia, modificando a estrutura atmosférica e as condições climáticas (MARENGO et al., 1997; RICARTE et al., 2013); Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), caracterizada por uma banda de nebulosidade e precipitação que se estende desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Sul que fica estacionária por mais de 4 dias durante a estação chuvosa (HERDIES et al, 2002; QUADRO, 2012); Jato de Baixos Níveis (JBN), caracterizados por um forte escoamento em baixos níveis, geralmente entre 925 hPa e 700 hPa, paralelo e próximo à cadeia de montanhas dos Andes que apresenta grande influência no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais (MARENGO, 2004; NASCIMENTO, 2008; ARRAUT et al, 2013); Alta da Bolívia, caracterizada por um sistema de alta pressão em altos níveis da atmosfera que ocorre durante o verão sobre a América do Sul, influenciando de forma direta a atividade convectiva na região Amazônica

(CARVALHO, 1989); Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), caracterizados pelas oscilações no campo de pressão e vento que se encontram em fase na superfície, ocorrendo em toda a baixa troposfera tropical, embora apresentem variações em tamanho e intensidade que dependem da época do ano e da região do globo (BERRY et al., 1945; RIEHL, 1954).

Além destes sistemas, alguns fenômenos de escala menor, como circulações atmosféricas locais, também afetam as condições meteorológicas em escala local na região Amazônica. Este tipo de circulação pode ser definido como circulação de ar induzida termicamente pelos processos de superfície em regiões heterogêneas. Estas circulações podem ser as convencionais, como brisas marítima e terrestre, brisas de vale e montanha, brisas lacustres, ou as não convencionais, como as formadas por diferenças de umidade do solo ou por diferenças de vegetação (ATKINSON, 1981; PIELKE, 2002). Kousky (1980) verificou grande variabilidade na atividade convectiva relacionada com circulações locais do tipo brisa sobre o setor leste da Região Norte do Brasil.

O ciclo hidrológico da Bacia Amazônica apresenta uma importância global. Ele sustenta a maior floresta tropical do mundo, a qual fornece *habitat* para uma enorme diversidade de espécies e impacta significativamente o balanço de dióxido de carbono na atmosfera. Além disso, a hidrologia da Bacia Amazônica influencia a dinâmica hidrometeorológica na vizinhança e em áreas remotas. Em uma escala continental, a umidade atmosférica sobre a bacia é transportada para altas latitudes na América do Sul, tais como a Bacia do Prata, onde é a principal fonte de precipitação (BERBERY; BARROS, 2002; ARRAUT et al, 2013). Em escala global, o calor latente liberado pela grande taxa de chuva sobre a Bacia Amazônica é combustível para a circulação atmosférica global (COSTA; FOLEY, 1999). Ainda, a hidrologia da Bacia Amazônica está estreitamente relacionada à sua cobertura de vegetação, a qual influencia os fluxos de energia e água na superfície, bem como a formação de nuvens sobre a bacia (CHAGNON et al., 2004; CHAGNON; BRÁS, 2005).

Desde meados dos anos 70 tem sido realizados estudos em grande escala do balanço de umidade na região Amazônica. Molion (1975), Salati e Marques (1984) e Salati (1987) buscaram quantificar as componentes do balanço de umidade e reciclagem de umidade pela combinação de observações e poucas estações de radiossondagem na Amazônia

brasileira, bem como com modelos de balanço de umidade. Mais tarde, estudos como os de Eltahir e Bras (1994), Marengo et al (1994), Costa e Foley (1999), Zeng (1999), Rocha et al. (2004), Marengo (2004) e Marengo (2005), utilizaram uma variedade de conjuntos de dados observacionais, variando de dados de radiossondagens, reanálises globais e modelos climáticos para quantificar a estimativa do ciclo hidrológico, sua variabilidade em várias escalas de tempo, e os impactos das forçantes atmosféricas locais ou remotas na variabilidade das componentes do balanço de umidade, assim como o fechamento do balanço de umidade para a Amazônia. Diferenças encontradas em diversos estudos do balanço de umidade na Amazônia são devido principalmente às diferentes áreas consideradas da bacia amazônica que se traduzem em diferentes *runoff*, diferentes dados de precipitação e métodos de avaliação, tamanho da série de dados utilizada, que por vezes são em períodos diferentes. O papel da Bacia Amazônica, um dos maiores sistemas hidrográficos do mundo, tem sido reconhecidamente importante no transporte de umidade da bacia para latitudes extratropicais. O JBN a leste dos Andes fornece umidade da região tropical da América do Sul para a Bacia do Prata durante todo o ano (BERBERY; BARROS, 2002).

Durante anos de El Niño e La Niña os eventos de JBN estão associados com anomalias positivas de precipitação sobre a Bacia do Prata, sendo mais intensas em anos de La Niña. Por outro lado, os JBN identificados em anos de El Niño são mais fortes e mais frequentes quando comparados com os identificados em anos de La Niña (SILVA et al., 2009).

A Bacia do Prata é a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul, cujas coordenadas extremas estão situadas entre 67° W e 43, 6° W de longitude e entre 14,1° S e 37, 6° S de latitude, com aproximadamente 3,2 milhões de km², sendo a bacia mais populosa, apresentando cerca de 120 milhões de habitantes. Esta bacia tem uma enorme importância econômica e social para o continente sul-americano, apresentando uma importante característica que é a sua identidade cultural e também a construção de grandes reservatórios para a produção de eletricidade, cujos usos múltiplos tem se intensificado nos últimos anos para ampliar atividades de recreação, de turismo, pesca, aquicultura e navegação para transporte de cargas à longa distância. Outra característica fundamental desta bacia hidrográfica é a abundância de água, devido principalmente ao Rio Paraná, que é o principal formador da bacia, o décimo maior do mundo em descarga e o quarto em área de drenagem, drenando todo o centro-sul da América do Sul, desde

as encostas dos Andes até a Serra do Mar, nas proximidades da costa atlântica. De sua nascente, no planalto central, até a foz, no estuário do Prata, percorre 4.695 km e em território brasileiro drena uma área de 891.000 km².

Berbery e Barros (2002) documentaram as propriedades das principais componentes do ciclo hidrológico da Bacia do Prata. Os aspectos de grande escala do ciclo hidrológico da Bacia do Prata foram examinados com um interesse especial no ciclo anual e variabilidade das componentes vazão do rio, precipitação e fluxo de umidade. Os autores verificaram que a vazão do Rio da Prata tem uma amplitude média anual pequena, devido aos diferentes regimes de precipitação presentes na bacia durante todo o ano. A vazão máxima tende a ocorrer no final do verão e outono austral, devido ao efeito mais dominante da precipitação de verão. O ciclo anual da vazão das sub-bacias é determinado por suas características físicas e pelo regime de precipitação de cada localidade. As porções médias e altas do Rio Paraná são em sua maioria influenciada pelo regime de monção de verão. Desta forma, a vazão máxima do rio é no final do verão. O ciclo anual de precipitação sobre a Bacia do Rio Uruguai apresenta dois máximos, um no final do outono e um segundo na primavera, sendo a maior vazão no inverno e primavera. Como citado anteriormente, o transporte de umidade para a Bacia do Prata se dá através do JBN à leste dos Andes. Berbery e Barros (2002) também afirmam que o JBN é mais intenso durante o verão apenas em latitudes menores que 15°S. Ao sul desta latitude o JBN está presente durante todo o ano com grande intensidade no inverno e primavera. Em termos de grande escala, o JBN se torna mais intenso em eventos de El Niño.

A região Amazônica tem sofrido mudanças significativas no padrão de usos da terra, através de intenso processo de ocupação humana (NOBRE et al., 1996; ARTAXO; SILVA DIAS, 2003; DAVIDSON; ARTAXO, 2004). As mudanças hidroclimáticas resultantes da substituição de floresta natural por vegetação degradada ainda não foi totalmente compreendido e quantificado. Estimar este impacto é muito importante não só para a região, mas também para o ciclo hidrológico global (AVISSAR; NOBRE, 2002; AVISSAR; WERTH, 2005).

Como tem sido mostrado por diversos autores, o desmatamento da Amazônia continua ocorrendo em ritmo acelerado. Sendo assim, é de extrema importância conhecer os impactos que essa redução na floresta pode causar no clima regional e global. Diversos

estudos têm investigado os efeitos do desmatamento da Amazônia nas mudanças e variabilidade do clima regional, como por exemplo, Nobre et al., 1991; Zeng et al., 1996; Werth e Avissar, 2002; Voldoire e Royer, 2005, Correia et al., 2006; Schneider et al., 2006; Ramos da Silva e Avissar, 2006; Correia et al., 2007; Sampaio et al., 2007; Ramos da Silva et al., 2008; Nobre et al., 2009.

A Amazônia é uma grande fonte de calor e vapor de água para a atmosfera global. Abrange uma extensa área e está posicionada nos trópicos, onde as trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera são bastante intensas. Mudanças nesse ecossistema provavelmente conduziriam à impactos na circulação atmosférica, no transporte de umidade e no ciclo hidrológico, não somente sobre a América do Sul, mas em outras partes do mundo (HAHMANN; DICKINSON, 1997; KLEIDON; HEIMANN, 2000; VOLDOIRE; ROYER, 2004).

Pelo fato da floresta amazônica estar localizada nos trópicos, a precipitação é dominada pela convecção úmida. A estação chuvosa é dominada pela advecção de umidade do oceano Atlântico, o qual fornece em média em torno da metade da umidade utilizada para precipitação sobre a região (SALATI et al., 1979). O restante dessa umidade é fornecida através da evapotranspiração da própria floresta. Assim, a floresta amazônica desempenha um papel importante na manutenção do balanço hidrológico da região.

Como parte do experimento do LBA (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in the Amazon Basin), diversos estudos de modelagem tem sido realizados para estudar os impactos do desmatamento da Amazônia. Muitos estudos desenvolvidos no contexto do impacto de mudanças da vegetação sobre as principais variáveis atmosféricas incluem apenas efeitos locais. Podendo-se citar trabalhos como o de Nobre et al (1991), em que os autores utilizando um modelo acoplado biosfera-atmosfera, estudaram o efeito do desmatamento em grande escala da Amazônia no clima. Os autores integraram o modelo por um ano com uma representação das florestas tropicais que cobrem a Amazônia (Controle) e também por um ano substituindo a floresta por pastagem degradada (Desmatado). As diferenças entre estas duas simulações foram interpretadas como o possível resultado de desmatamento na Amazônia. Os resultados encontrados neste estudo mostram um aumento na temperatura da superfície de 1° a 3°C na região desmatada, um decréscimo de 20% a 40% na evapotranspiração e uma diminuição na precipitação em torno de 20% a 30%. Os autores também mostraram neste estudo que a

redução da precipitação simulada sobre a Amazônia, a qual é maior do que a correspondente redução regional na evapotranspiração, implica que a convergência do fluxo de umidade também decresce como resultado do desmatamento.

Wang et al. (2000) utilizaram um modelo numérico de mesoescala para investigar os impactos das circulações de mesoescala na distribuição da precipitação e nebulosidade sobre a área desmatada de Rondônia. Os resultados encontrados sugerem que a forçante sinótica, em termos de estabilidade atmosférica e vento horizontal, dominaram durante a estação chuvosa, na qual as condições sinóticas foram tão favoráveis à convecção de umidade que os efeitos adicionados pela heterogeneidade da superfície foram insignificantes. Segundo o autor, durante a estação seca, o perceptível impacto das circulações de mesoescala resultaram em um realce das nuvens rasas que foram simuladas. As circulações de mesoescala também desencadearam convecção profunda dispersa, causando assim uma alteração na distribuição de precipitação. Na transição destas estações seca e chuvosa, o impacto das circulações de mesoescala nas nuvens de baixos níveis foi evidente apenas na redução da magnitude do vento. Silva Dias et al. (2002) mostraram que na estação chuvosa, especificamente na ausência do sistema de monção da América do Sul, o efeito do desmatamento aumenta a precipitação em linhas de instabilidade simuladas.

Oyama e Nobre (2003) mostraram através de um modelo simples de interação continente-oceano-atmosfera que mudanças na cobertura de vegetação na Amazônia provocam uma redução na convergência de umidade, influenciando assim diretamente alguns processos relacionados com a circulação geral da atmosfera.

Baydia Roy e Avissar (2002) simularam o impacto do desmatamento nas componentes hidrometeorológicas de Rondônia. Para isto, foi utilizado um modelo de mesoescala com espaçamento de grade de 1 km. Eles encontraram que a brisa da vegetação e a convergência sobre as áreas desmatadas resultaram em fortes correntes ascendentes que carregaram a umidade da própria floresta, gerando assim nuvens de convecção rasa. Os autores também verificaram estes resultados através das imagens de satélite do GOES-7.

Ramos da Silva e Avisar (2006) utilizaram o modelo atmosférico regional RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) para simular a evolução da convecção em uma região parcialmente desmatada da Bacia Amazônica (no estado de Rondônia),

durante a estação chuvosa, e também para elucidar complexas interações superfície-atmosfera existentes na região. Os autores demonstraram que o RAMS é capaz de simular corretamente a precipitação acumulada em Rondônia quando são fornecidos perfis iniciais confiáveis de umidade relativa e umidade do solo. Testes de sensibilidade mostraram que a umidade relativa e a umidade do solo inicial afetam temporal e espacialmente a precipitação acumulada. Geralmente, mais água no solo e na atmosfera produz mais precipitação, mas estas condições afetam o início da precipitação de formas diferentes; enquanto maior umidade relativa antecipa a precipitação, maior umidade do solo atrasa sua formação. Os autores afirmam que o impacto do conteúdo de umidade do solo na localização espaço-temporal da precipitação cria um feedback negativo que atua para homogeneizar a distribuição de precipitação e o conteúdo de água na superfície. Eles afirmam que os resultados encontrados concordam com simulações prévias de cenários teóricos, os quais mostram desenvolvimento de precipitação convectiva sobre a parte mais seca dos cenários, criando um feedback negativo (CHEN; AVISSAR, 1994a,b; AVISSAR; LIU, 1996; EMORI, 1998).

Correia et al. (2007) investigaram os impactos das mudanças de cobertura do solo no clima regional da Amazônia. Foram realizados treze meses de simulações para os seguintes cenários: (1) sem desmatamento, (2) condições atuais, (3) desmatamento previsto para 2033, e (4) desmatamento em grande escala. Todas as condições iniciais e de contorno foram semelhantes, exceto as mudanças de cobertura do solo. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que, durante a estação seca, a diminuição da profundidade das raízes após o desmatamento apresentou grande influência sobre o balanço de energia, uma vez que há menos umidade no solo disponível para a evapotranspiração. Em todos os cenários houve um aumento significativo na temperatura da superfície, passando de 2°C no primeiro cenário para 2,8°C no último. Nos cenários 1, 2 e 3, um mecanismo de feedback negativo foi observado no ciclo hidrológico, com maior quantidade de umidade sendo transportada para as áreas desmatadas. O aumento na convergência de umidade foi maior que a redução na evapotranspiração em ambos cenários 2 e 3. Este fator, assim como os processos termodinâmicos de mesoescala, causaram um aumento na precipitação. No cenário 4 (desmatamento em grande escala) foi observado um aumento local da convergência de umidade, mas não suficientemente grande para causar um aumento na precipitação. A diminuição da evapotranspiração local foi dominante neste cenário. Estes resultados

indicaram que um desmatamento parcial na Amazônia, poderia causar um aumento local da precipitação. No entanto, se o desmatamento aumenta, esta condição torna-se insustentável, levando à condições secas e conseqüentemente redução de precipitação na região.

Sampaio et al. (2008) usaram o modelo de circulação geral do CPTEC para encontrar um limite dos efeitos perceptíveis do desmatamento. Seus resultados mostraram que a cobertura vegetal da Amazônia modifica os campos calculados de radiação, energia, balanço hidrológico, e na estrutura dinâmica da atmosfera, e conseqüentemente na convergência de massa e umidade nos baixos níveis na atmosfera, principalmente na estação seca. Os principais impactos no clima da Amazônia, devido ao desmatamento, ocorreram na porção leste e central da Amazônia e foi mais evidente quando a área desmatada foi maior que 40%. No entanto os resultados são dependentes da baixa resolução dos modelos de circulação geral da atmosfera, os quais impedem o desenvolvimento de uma verdadeira circulação local causada pelos cenários de desmatamento. Ramos da Silva et al. (2008) utilizaram o modelo regional RAMS juntamente com cenários socioeconômicos de mudanças de uso da terra, buscando entender os impactos de projeções de desmatamento na Bacia Amazônica e na sua hidroclimatologia. As simulações mostraram que há uma diminuição gradual na precipitação com o aumento do desmatamento, mas a magnitude dos impactos dependem do regime climático que prevalece e há também uma significativa variabilidade espacial. Os impactos se mostraram mais fortes em condições mais secas de El Niño e também mais intensas nas regiões mais a oeste e ao sul, situadas à jusante dos ventos alísios, os quais intensificam-se após o desmatamento. Isto levou conseqüentemente a grandes áreas com baixos valores de precipitação, altas temperaturas e maior fluxo de calor sensível na Bacia.

Nobre et al (2009), por meio de experimentos numéricos realizados com o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC e com este mesmo MCGA acoplado com o Modelo de Circulação Geral Oceânico (MCGO), o Geophysical Fluid Dynamic's (GFDL) Modular Ocean Model versão 3, sobre os trópicos, investigaram os impactos do desmatamento na Amazônia nas mudanças do clima. Os autores estudaram a sensibilidade das simulações numéricas acopladas oceano-atmosfera para cenários extremos de desmatamento, isto é, substituição da floresta amazônica por savana, e analisaram os últimos 20 anos das simulações para cada experimento. Os resultados

encontrados pelos autores mostraram uma redução local de precipitação e aumento da temperatura da superfície, apresentando para o caso do MCGO respostas remotas mais significativas sobre os oceanos. A principal resposta remota que os autores encontraram em seus experimentos numéricos com o MCGO foi uma diminuição na variabilidade do El Niño-Oscilação Sul (ENSO) sobre o oceano Pacífico, devido as interações oceano-atmosfera originadas pelo desmatamento na Amazônia. Segundo os autores, a substituição de floresta tropical reduz a convecção e conseqüente precipitação na Amazônia, ocasionando uma redução da circulação atmosférica meridional impactando nos sistemas subtropicais de alta pressão e desta forma reduzindo os ventos alísios, o que conseqüentemente desintensifica o sistema de correntes da superfície, reduzindo a ressurgência equatorial e, desta forma, aumentando a temperatura média na superfície sobre o Pacífico Leste. A presença de água quente no Pacífico leste desloca a convecção da porção oeste para as porções central e leste do Pacífico, criando assim um estado no qual aumentará a precipitação na América do Sul devido à incursão de episódios quentes de ENOS, tal deslocamento da convecção sobre águas quentes em direção a leste no Pacífico aumenta o aprisionamento da célula de circulação zonal, induzindo uma maior subsidência de grande escala sobre a floresta amazônica, e assim futuramente reduzindo a precipitação nesta área.

Diversos outros autores estudaram os efeitos locais do desmatamento da Amazônia, como McGuffie et al (1995), Walker et al.(1995), Manzi e Planton (1996), Hahmann e Dickinson (1997), Costa e Foley (2000) e Gandu et al (2004). Rocha (2001) e Oyama (2002) mostram que o MCGA do CPTEC/COLA apresenta erros sistemáticos com relação aos campos de precipitação sobre a Amazônia e grande parte do Nordeste. Desta forma, a utilização de modelos mais sofisticados para estudos desta natureza tornam-se necessários.

A maioria dos estudos dos impactos dos desmatamentos da Amazônia, utilizando modelos de circulação geral da atmosfera, focaram nos efeitos locais de aquecimento e secagem. No entanto, também existem estudos que analisaram os impactos remotos causados por este desmatamento.

Gedney e Valdes (2000) utilizaram um modelo de circulação geral para mostrar que um desmatamento completo na Amazônia poderia gerar mudanças no clima muito longe da região desmatada. Em particular, o modelo previu estatisticamente mudanças

significativas na precipitação no inverno sobre o nordeste do Atlântico, estendendo-se em direção ao oeste da Europa. Estas mudanças foram associadas com mudanças na circulação de grande escala em médias e altas latitudes. Simulações destas mudanças nas circulações com um modelo simples confirmaram que o mecanismo físico responsável é a propagação das ondas planetárias.

Evidências teóricas de acoplamento entre a convecção na Amazônia e teleconexões atmosféricas em escala global são testadas em simulações com modelos de circulação geral da atmosfera. Estudos de modelagem de mesoescala indicam que o desmatamento poderia intensificar a atividade de tempestades na bacia amazônica. Em 2002, Avissar et al. especularam que poderiam se desenvolver teleconexões fora da bacia amazônica, e utilizando o modelo de circulação geral GISS (Goddard Institute for Space Studies) da NASA resolveram investigar. Os autores encontraram diversas áreas remotas onde não havia uma resposta perceptível. O efeito remoto tende a ser mais forte em áreas próximas da Amazônia e decresce corrente abaixo como se passa sobre o Pacífico.

Mais recentemente, Hasler et al. (2009) reviram estas questões e resolveram realizar um estudo com três diferentes modelos de circulação geral: o modelo de circulação geral GISS, o modelo atmosférico GISS e o National Center for Atmospheric Research Community Climate Version 3. Utilizando um ensemble destes três modelos os autores verificaram a existência destas teleconexões com a bacia amazônica, mostrando mudanças na precipitação mensal de até 34% fora da área desmatada, principalmente nos trópicos e em algumas localidades nas latitudes médias no hemisfério norte. No entanto, pelo fato destes três modelos simularem padrões diferentes de geopotencial em latitudes médias e as mudanças de precipitação devido ao desmatamento tropical, o ensemble reduz a intensidade destas teleconexões.

Previsões de descargas de rios utilizando modelos globais para o clima presente e para cenários futuros com o dobro da quantidade de CO₂, foram calculados por Russell e Miller (1990) e Nijssen et al. (2001). Alguns problemas com as parametrizações dos modelos ou talvez a falta de dados do runoff para validações indicaram que na maioria dos modelos a precipitação e o *runoff* na Amazônia são subestimados. Isto gera uma incerteza nos valores de runoff projetados para o futuro, forçado ou pelo aumento dos gases de efeito estufa ou pelas mudanças no uso e cobertura da terra.

Simulações realizadas por Coe et al. (2002) utilizando um modelo de ecossistema terrestre tiveram sucesso em simular a variabilidade interanual e sazonal do runoff na Amazônia, e mesmo a descarga sendo subestimada, o modelo capturou a variabilidade climática e os impactos do El Niño desde o início da década de 50.

Milly et al. (2005) utilizaram 12 modelos do 4º Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC AR4) para avaliar mudanças nas vazões em vários rios do mundo, para o período de 2041-2060 relativo a 1900-1970 para o cenário A1B. A projeção média é para uma redução de 10-15% da Amazônia. Uma possível redução na vazão na bacia amazônica pode ter impactos negativos no transporte, biodiversidade e recursos hídricos. Mesmo a Amazônia sendo considerada um sistema fechado, a região constitui uma fonte de umidade atmosférica para outras regiões. O transporte de umidade provindo da bacia amazônica tem sido estudado desde a década de 90 utilizando uma variedade de conjunto de dados. As características da circulação regional responsável por este transporte e a variabilidade espacial e temporal têm sido detectadas e estudadas utilizando observações adquiridas em experimentos de campo.

O JBN que ocorre à leste dos Andes pode ser descrito como um corredor de umidade que transporta umidade da região Amazônica até a região da Bacia do Prata. Isto ocorre especialmente durante a estação chuvosa e quente, em que os ventos alísios sobre a Amazônia e Atlântico Tropical Norte estão mais fortes; enquanto na estação fria, o JBN é alimentado da umidade vinda do Atlântico Sul associada com o intenso anticiclone do Atlântico Subtropical, que está mais próximo do continente durante o inverno austral (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). Diversos autores mostram que grande parte da umidade disponível sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil, assim como sobre a Bacia do Prata, são transportadas da região amazônica pelo JBN (HERDIES et al, 2002; MARENGO et al, 2004; NASCIMENTO, 2008). Desta forma, a região Amazônica apresenta-se como grande fonte de umidade para estas regiões.

Algumas preocupações são questionadas no que diz respeito ao papel das mudanças climáticas (aquecimento e resfriamento) na Amazônia no clima na Bacia do Prata. Soares e Marengo (2008) encontraram resultados interessantes utilizando projeções de mudanças de transporte de umidade com o modelo regional HadRM3. Os autores encontraram que com o aumento da concentração dos gases de efeito estufa os JBN

ficaram mais intensos no verão. O transporte de umidade da Amazônia se mostrou mais forte, visto que os ventos alísios se mostram mais fortes no futuro. No clima presente, o transporte de umidade da Amazônia para a Bacia do Prata pelo JBN é mais forte e mais frequente na estação quente (MARENGO et al., 2004). Entretanto, o transporte de umidade integrado é mais forte no futuro, mas principalmente devido à componente meridional do vento ser mais forte, embora o conteúdo de umidade possa ser menor. Isto também leva a um aumento na convergência de umidade no futuro. Os resultados também mostraram que no futuro para o cenário A2, o JBN é mais frequente ao longo de todo o ano, especialmente no verão e no inverno, comparando com o presente. Segundo os autores, o fato de possivelmente haver uma maior intensidade e ocorrência do JBN no futuro, implica em um clima mais quente com possível distribuição irregular destes sistemas. Isto é consistente com os mais frequentes e intensos eventos de precipitação intensa ocorridos na região de saída do JBN (Sudeste do Brasil) sugeridos por Marengo et al. (2009b) através de simulações com o HadRM3P.

3 DADOS E METODOLOGIA – PARTE I

A ausência de medidas contínuas de precipitação e evaporação através de toda a Bacia Amazônica e de medidas de descarga do rio Amazonas e de seus tributários tem forçado o uso de métodos indiretos para determinar o balanço de umidade na região. Grande parte do conhecimento atual do clima, assim como estimativas das componentes do balanço de umidade foi adquirido com a utilização de reanálises globais. Resumidamente, um sistema de reanálise consiste da combinação de um modelo de previsão (como *background*) e um sistema de assimilação de dados. Como as observações possuem uma distribuição irregular no espaço e no tempo, a assimilação combina essas informações disponíveis com o modelo de previsão para gerar uma nova análise (QUADRO, 2012).

Nesse contexto, antes de tomar a decisão de qual conjunto de reanálises iria ser utilizado neste estudo, procurou-se discutir as incertezas existentes entre os dados de precipitação e evapotranspiração gerados por dois recentes conjuntos de reanálises, que são: 1) Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications (MERRA) desenvolvida pelo Goddard Space Flight Center (GSFC/NASA) (BOSILOVICH et al, 2008) e 2) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) desenvolvida pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (SAHA et al, 2010).

Os dados de reanálise MERRA estão disponíveis a partir de 1979 e possuem uma resolução temporal de 6 horas, com um espaçamento de grade de $2/3^\circ$ de longitude e $1/2^\circ$ de latitude, contabilizando uma grade horizontal com 540 pontos em x e 361 pontos em y, e possuem 42 níveis verticais de pressão. Esses dados de reanálise foram gerados utilizando o sistema global de assimilação de dados da NASA (National Aeronautics and Space Administration), com ênfase na estimativa do ciclo hidrológico.

Os dados de reanálise CFSR do NCEP possuem 64 níveis de pressão, que vão da superfície até 0,26 hPa, com espaçamento horizontal de $0,5^\circ$ e resolução temporal de 6 horas. Com relação às reanálises anteriores produzidas pelo NCEP, Silva et al. (2011) destacaram três principais diferenças presentes nos dados CFSR: 1) alta resolução vertical e horizontal, 2) as simulações são realizadas com um sistema acoplado atmosfera-oceano-mar gelo-terra, e 3) são assimiladas medidas históricas das radiações.

Sabendo que a precipitação é um dos componentes críticos do balanço de umidade e energia e, que nos dados de reanálise, está altamente relacionada com as parametrizações físicas do modelo, foi realizada inicialmente uma avaliação dos dados de precipitação gerados por estes dois conjuntos de reanálise através de uma comparação com estimativas de precipitação obtida através do algoritmo 3B42 do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). O produto 3B42 utiliza estimativas de precipitação por microondas do TRMM Microwave Imager (TMI), instrumento a bordo do satélite TRMM, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical das nuvens obtidas do Precipitation Radar (PR), radar a bordo do satélite TRMM. A grande vantagem deste produto 3B42 é sua alta resolução temporal (3 horas) e espacial (0,25° em latitude e longitude, na faixa global entre 50°S e 50°N) (KUMMEROW et al, 2000).

Considerando as diferentes resoluções espaciais dos dados de reanálises MERRA e CFSR e dos dados 3B42, todos foram transformados para a resolução de 0,5° x 0,5°.

Sendo assim, médias anuais foram utilizadas para avaliar os dados de precipitação MERRA e CFSR através do cálculo das diferenças e correlação espacial entre estimativas de precipitação, obtidas a partir do algoritmo 3B42, e reanálises. Essa avaliação foi feita para o período de 10 anos (1999-2008) sobre grande parte da América do Sul, com ênfase sobre a região da Bacia Amazônica e Bacia do Prata.

Posteriormente, foi realizada uma avaliação dos dados de evapotranspiração obtidos através da equação que envolve o calor latente (equação 3.1), que por sua vez foi gerado pelos dois conjuntos de dados de reanálises analisados. Foi realizada então uma comparação dos dados de evapotranspiração derivados dos dados de reanálises com os dados de evapotranspiração estimados através do método de Penman-Monteith (Equação 3.2).

$$ET = CL/2,5 \times 10^6 \quad (3.1)$$

O método de Penman-Monteith, parametrizado pela Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) para o cálculo da evapotranspiração em mm/dia, pode ser expresso da seguinte forma:

$$ET = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34u_2)} \quad (3.2)$$

Em que:

ET – evapotranspiração mm dia⁻¹

Δ – gradiente da curva pressão vapor versus temperatura (kPa °C⁻¹)

Rn – radiação líquida disponível, (MJ m⁻²d⁻¹)

G – fluxo de calor no solo, (MJ m⁻²d⁻¹)

γ – constante psicrométrica, (kPa °C⁻¹)

u₂ – velocidade do vento a 2m (ms⁻¹)

e_s – pressão de saturação do vapor de água atmosférico, (kPa)

e_a – pressão atual do vapor de água atmosférico, (kPa)

T_a – temperatura média diária do ar, (°C)

Mais informações podem ser encontradas em Allen et al, (1998).

Nesta comparação dos dados de evapotranspiração foram escolhidas 16 estações contendo dados de evapotranspiração estimada pelo método de PM especializadas sobre a Amazônia e Bacia do Prata, conforme ilustrado na Figura 3.1. O critério de escolha destas estações é que cada uma delas apresentasse pelo menos 2 anos de dados, e cada ano precisaria ter pelo menos 10 meses com mais de 80% de dados. Sendo assim, foram calculadas médias diárias e realizadas as diferenças entre os dados de evapotranspiração estimada e obtidas pelos dados de reanálise MERRA e CFSR. O período da avaliação dos dados da evapotranspiração, assim como da precipitação, foi entre os anos de 1999 a 2008, variando apenas a quantidade de anos de estação para estação, melhor exemplificado na Figura 3.1.

Os resultados encontrados na avaliação tanto da precipitação quanto da evapotranspiração dos dois conjuntos de reanálise são apresentados com 95% de

significância estatística determinada pelo Teste de Student, ou simplesmente Teste t. Essa significância representa uma medida da confiabilidade do resultado.

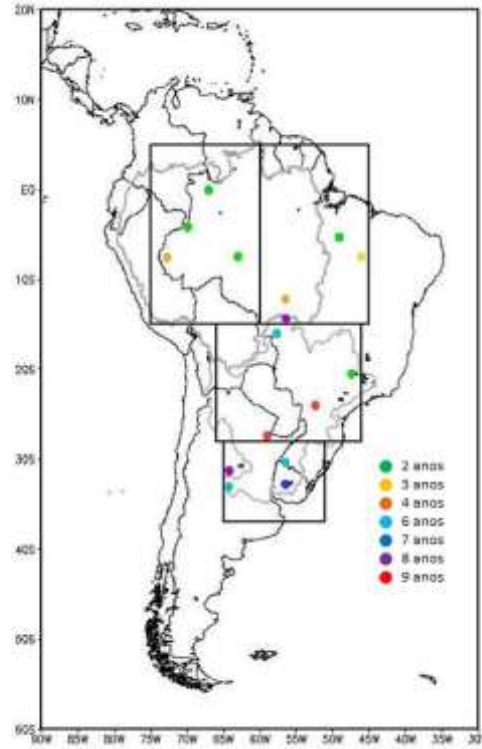


Figura 3.1 – Ilustração da área de estudo com as estações utilizadas na validação dos dados de evapotranspiração.

O teste t para amostras que contém variâncias estatísticas diferentes é calculado da seguinte forma:

$$t = \frac{\bar{X}_2 - \bar{X}_1}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}} \quad (3.3)$$

Onde o grau de liberdade é calculado através da equação:

$$g = \frac{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}\right)^2}{\frac{\left(\frac{s_1^2}{n_1}\right)^2}{n_1 - 1} + \frac{\left(\frac{s_2^2}{n_2}\right)^2}{n_2 - 1}} \quad (3.4)$$

Em que:

$\bar{X}_1$ e $\bar{X}_2$ são as médias das amostras 1 e 2

S_1^2 e S_2^2 são as variâncias das amostras 1 e 2

n_1 e n_2 são os tamanhos das amostras 1 e 2.

Com a comparação realizada entre esses dados pretende-se ter uma idéia de como estes dois conjuntos de reanálises representam a precipitação e a evapotranspiração sobre a região de estudo, para que desta forma possam ser utilizados com mais clareza e para um período maior.

Após ter sido feita a avaliação destes dois conjuntos de reanálises, foram utilizados os dados CFSR na realização de uma climatologia de 30 anos (1979-2008) das componentes do balanço de umidade para 4 regiões pré-estabelecidas: as duas primeiras estão localizadas no oeste (C1.1, 15°S -5°N e 75°W-60°W) e no leste (C1.2, 15°S -5°N e 60°W-45°W) da Amazônia e outras duas, baseadas no trabalho de Lee e Berbery (2012), estão localizadas no norte (C2.1, 28°S -15°N e 66°W-46°W) e no sul (C2.2, 37°S -28°N e 65°W-51°W) da Bacia do Prata, conforme pode ser visto na Figura 3.2. A divisão em diferentes regiões facilita a análise do balanço de umidade, indicando assim seu comportamento sendo fonte ou sumidouro de umidade para as demais regiões, e desta forma disponibilizando umidade para a atmosfera.

A metodologia adotada para o cálculo do balanço de umidade atmosférico é baseada no método apresentado por Marengo (2005), dada da seguinte forma:

$$\frac{dW}{dt} = -P + C + E \quad (3.5)$$

em que $\frac{dW}{dt}$ representa o termo de mudança do estoque de água, P é a precipitação, E é a evapotranspiração, e C é a convergência do fluxo de umidade integrada verticalmente. Adota-se:

$$C = -\nabla \times Q \quad (3.6)$$

Segundo Zeng (1999), $\frac{dW}{dt}$ pode ser um termo desprezado em cálculos para o período maior ou igual a um mês, isto porque as mudanças na água precipitável atmosférica são muito pequenas em escalas de tempo sazonais. Desta forma, a equação utilizada para o cálculo do balanço de umidade é escrita da seguinte forma:

A convergência de umidade foi integrada verticalmente desde o nível de 925 hPa a 700 hPa, visto que é nesta camada que está concentrado o escoamento relacionado ao JBN e desta forma, de acordo com o objetivo principal, será identificado o papel do JBN no transporte de umidade entre trópicos e extratrópicos.

No contexto do estudo realizado, também realizou-se uma classificação dos dias em que ocorreram JBN no período de 1979 a 2008. Foi utilizado na classificação de cada dia de JBN o critério 1 de Bonner (BONNER, 1968) adaptado para a América do Sul. Esse critério especifica que a magnitude do vento em 850 hPa tem que ser maior ou igual a 12 ms^{-1} , que o cisalhamento vertical do vento tem que ser de pelo menos 6 ms^{-1} entre os níveis de 850 e 750 hPa e que a componente meridional do vento tem que ser negativa e maior em módulo que a componente zonal. Logo, foi considerado um dia com ocorrência de JBN quando tal critério foi atendido simultaneamente nas cidades de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia, e em Mariscal Estigarribia, no Paraguai, em pelo menos um dos quatro horários (00, 06, 12 e 18 UTC).

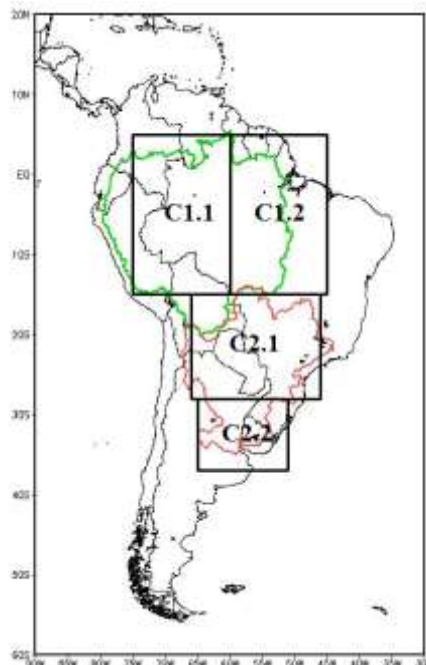


Figura 3.2 – Ilustração da área de estudo com as regiões pré-definidas para o cálculo do balanço de umidade. Em destaque a delimitação da Bacia Amazônica (verde) e Bacia do Prata (vermelho).

Finalmente, com o objetivo de analisar o comportamento do balanço de umidade e de suas componentes em anos de El Niño e La Niña, foi realizada uma classificação da ocorrência destes eventos baseada no Oceanic Niño Index (ONI), que é o principal índice utilizado pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para identificar eventos de El Niño-Oscilação Sul no oceano Pacífico tropical. Este índice é calculado utilizando um conjunto de anomalias de temperatura da superfície do mar da NOAA na região do Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W) entre os meses de dezembro a fevereiro, sendo identificados eventos de El Niño quando o ONI for maior ou igual a 0,5°C e La Niña quando o ONI for menor que -0,5°C.

No decorrer do próximo capítulo serão apresentados nesta sequência os resultados da avaliação dos conjuntos de dados de reanálises, a climatologia das principais componentes do balanço de umidade, a influência dos JBN sobre este balanço e no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais, e posteriormente o comportamento do balanço de umidade e de suas componentes em anos com ocorrência de El Niño e La Niña.

4 RESULTADOS – PARTE I

4.1 Avaliação dos dados MERRA e CFSR

Com o objetivo de escolher quais conjuntos de dados de reanálises seriam utilizados neste estudo, foram analisadas as variáveis precipitação e a evapotranspiração geradas pelos mais recentes conjuntos de reanálise, MERRA e CFSR, descritos na metodologia.

Analisando os dados de precipitação gerados pelo MERRA, para o período entre 1999 e 2008, observa-se uma boa correlação espacial (0,75) entre as reanálises e os dados TRMM. Observa-se na Figura 4.1a que os dados do MERRA subestimam a precipitação sobre grande parte da Bacia do Prata, chegando a 100 mm/mês no setor oeste do estado do Rio Grande do Sul, com significância estatística de 95%. Sobre a região equatorial percebe-se que os dados MERRA tendem a superestimar os valores de precipitação, porém essas diferenças não são significantes estatisticamente. As diferenças médias encontradas sobre a América do Sul mostram que as reanálises MERRA superestimam os valores de precipitação a uma taxa de aproximadamente 15,0 mm/mês com relação aos dados TRMM.

Os resultados obtidos para os dados de precipitação gerados pelo CFSR apresentam uma correlação espacial ainda maior com os dados TRMM (0,77). De uma maneira geral, observa-se na Figura 4.1b que os dados CFSR subestimam os valores de precipitação em grande parte da Amazônia e da Bacia do Prata, embora as diferenças não sejam significantes estatisticamente. Já as diferenças médias encontradas sobre a América do Sul, mostram que a reanálise CFSR superestima os valores de precipitação a uma taxa de aproximadamente 26,0 mm/mês com relação aos dados TRMM.

De maneira resumida, a Tabela 4.1 mostra as diferenças entre os dados de precipitação dos dados MERRA e CFSR com os dados TRMM sobre a região Amazônica e Bacia do Prata durante o período de 1999 a 2008.

Como discutido anteriormente, observa-se na Tabela 4.1 que os dados CFSR tendem a subestimar os valores de precipitação tanto na Amazônia quanto na Bacia do Prata, e que os dados MERRA tendem a superestimar a precipitação na Amazônia e subestimar na Bacia do Prata. Ressalta-se, porém, que a única diferença com significância

estatística de 95% é entre TRMM e MERRA para a Bacia do Prata, como evidenciado também na Figura 4.1a.

Tabela 4.1 – Diferenças dos dados de precipitação (mm/mês) gerados pelos conjuntos de dados TRMM-MERRA e TRMM-CFSR para o período entre 1999 a 2008 sobre a Amazônia e Bacia do Prata. Valor em destaque é o que apresentam significância estatística superior a 95%.

	MERRA - TRMM	CFSR - TRMM
Amazônia	0,20	- 0,06
Bacia do Prata	- 3,21	- 2,10

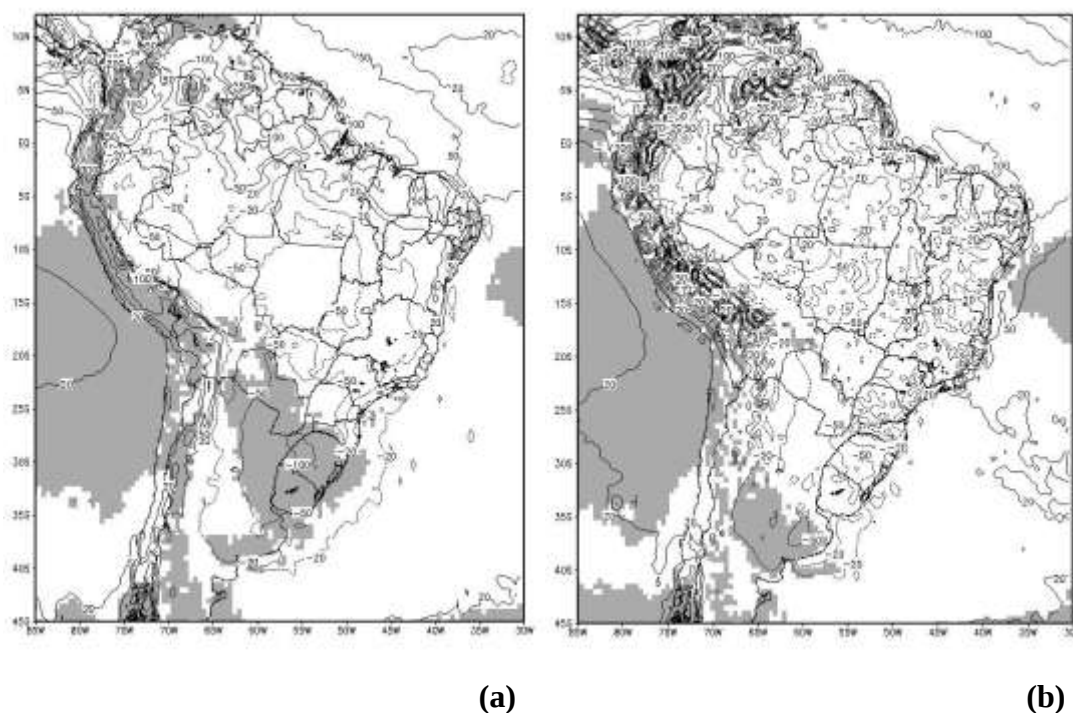


Figura 4.1 – Diferenças entre os valores de precipitação MERRA–TRMM (mm/mês) (a) e CFSR-TRMM (b) (contornos) com significância estatística de 95% (sombreado).

Para análise dos dados de evapotranspiração gerados pelas reanálises MERRA e CFSR foram selecionadas 16 estações, 8 localizadas sobre a Amazônia e 8 localizadas sobre a Bacia do Prata. Esse número de estações foi limitado pelo critério citado na metodologia, o qual estabelece que cada uma das estações deveria possuir pelo menos 2

anos de dados, e cada ano necessitaria ter pelo menos 10 meses com mais de 80% de dados.

Desta forma, primeiramente foram calculadas médias da evapotranspiração para as oito estações sobre a Amazônia e oito sobre a Bacia do Prata para posteriormente serem calculadas as diferenças da evapotranspiração geradas pelas reanálises MERRA e CFSR com a evapotranspiração estimada através do método de Penman Monteith (PM).

Observa-se na Tabela 4.2 que sobre a região Amazônica os dados MERRA superestimam a evapotranspiração a uma taxa de aproximadamente 1,17 mm/mês e os dados CFSR superestimam a uma taxa de aproximadamente 10,95 mm/mês. Ressalta-se, contudo, que a diferença encontrada com os dados CFSR apresenta uma significância estatística de 95% e a diferença encontrada com os dados MERRA não é significativa estatisticamente. Sobre a Bacia do Prata, observa-se que os dados MERRA subestimam a evapotranspiração a uma taxa de aproximadamente 1,59 mm/mês, enquanto os dados CFSR superestimam a evapotranspiração a uma taxa de aproximadamente 9,98 mm/mês, em que ambas diferenças apresentam significância estatística de 95%.

Tabela 4.2 – Diferenças dos dados de evapotranspiração (mm/mês) gerados pelos conjuntos de dados TRMM-MERRA e TRMM-CFSR para o período entre 1999 a 2008 sobre a Amazônia e Bacia do Prata. Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

	MERRA - PM	CFSR - PM
Amazônia	1,17	10,95
Bacia do Prata	-1,59	9,98

Embora a comparação entre os dados de precipitação e evapotranspiração gerados pelas reanálises MERRA e CFSR tenha sido sucinta, avaliações de conjuntos de dados de reanálises são trabalhos relevantes para que se tenha ideia das incertezas e do comportamento das variáveis estudadas, e assim decidir qual o conjunto de dados que deverá ser utilizado.

Mediante a breve avaliação realizada para as variáveis precipitação e evapotranspiração durante o período de 1999 a 2008, percebe-se que os dados CFSR, apesar de terem subestimado a precipitação sobre a Amazônia e sobre a Bacia do Prata, não apresentaram diferenças significantes estatisticamente, enquanto os dados MERRA subestimaram os dados de precipitação sobre a Bacia do Prata com uma significância estatística de 95%. Pode-se inferir que para a região de estudo, os dados CFSR representam a precipitação de forma mais adequada que os dados MERRA. Por outro lado, quando analisada a evapotranspiração, percebe-se que os dados CFSR superestimou seus valores tanto na região Amazônica quanto na Bacia do Prata, e essas diferenças apresentaram uma significância estatística de 95%. Já quando analisada a evapotranspiração geradas pelos dados MERRA, observa-se que apesar das diferenças para a Bacia do Prata também apresentarem uma significância estatística de 95%, as diferenças encontradas com esses dados foram menores do que as encontradas com os dados CFSR.

Realizada esta avaliação, pode-se observar que para o período de 1999 a 2008 seguindo a metodologia adotada, os dados CFSR representam de forma mais adequada a precipitação sobre a Amazônia e sobre a Bacia do Prata, enquanto os dados MERRA representam de forma mais adequada a evapotranspiração.

Sendo assim, levando em consideração que a precipitação é a principal variável do balanço de umidade, optou-se pelos dados CFSR, visto que esses dados de reanálise foram os que melhor representaram a precipitação sobre a área de estudo.

4.2 Balanço de Umidade

Após selecionado o conjunto de dados a ser utilizado no decorrer deste trabalho, prosseguiu-se com as etapas de estimativa do balanço de umidade, influência dos JBN no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais, e análise do comportamento do balanço de umidade e de suas componentes em anos de ocorrência de El Niño e La Niña, com destaque para as regiões previamente estabelecidas na metodologia.

A média das variáveis do balanço de umidade (Tabela 4.3), precipitação (P), evapotranspiração (ET) e convergência do fluxo de umidade (C), além da razão entre evapotranspiração e precipitação (ET/P), são mostrados sobre toda a região Amazônica

(Figura 4.2), e regiões oeste C1.1 (Figura 4.3) e leste C1.2 (Figura 4.4) da Amazônia entre os anos de 1979 a 2008.

A média anual de precipitação sobre a região Amazônica para todo período de estudo é de 159,92 mm/mês, com os maiores valores nos meses mais chuvosos (221,1 mm/mês) sobre a região (novembro a maio) e os menores valores ocorreram (74,26mm/mês) nos meses mais secos (junho a outubro) (Figura 4.2). Segundo Silva Dias et al. (2002) e Marengo (2005) o período chuvoso na região Amazônica ocorre entre os meses de dezembro a maio e o período seco entre os meses de junho a novembro, sendo que ao sul da região o pico de precipitação ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro e ao norte entre os meses de março a maio. Segundo Marengo (2005), uma região comporta-se como fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera quando a evapotranspiração é maior (menor) que a precipitação. Outra definição de fonte e sumidouro de umidade é mostrada por Satyamurty et al. (2013), em que os autores comentam que quando há divergência (convergência) de umidade sobre determinada região, esta comporta-se como fonte (sumidouro) de umidade para regiões vizinhas.

Tabela 4.3 – Variáveis do balanço de umidade observadas sobre as regiões pré-estabelecidas (mm/mês) para o período de 1979 a 2008. P: precipitação. ET: Evapotranspiração. C: Convergência de umidade.

	C 1.1	C 1.2	Amazônia	C 2.1	C 2.2	Bacia do Prata
P	169.30	150.55	159.92	88.81	75.38	82.10
ET	107.88	112.47	110.17	76.99	66.39	71.69
C	120.74	78.53	99.63	42.14	26.34	34.24
ET/P	0.64	0.75	0.69	0.87	0.88	0.87
P-ET-C	-59.32	-40.45	-49.88	-30.31	-17.34	-23.83

Analisando a evapotranspiração, outra importante componente do balanço de umidade, observa-se que no decorrer dos meses não houve diferenças pronunciadas no seu valor, mas é possível verificar que a evapotranspiração também foi maior no período chuvoso e menor no período seco na região Amazônica (Figura 4.2), correspondendo na média para todo período à 68% do total de precipitação. Estes máximos valores estão diretamente associados ao volume de precipitação e à quantidade de água disponível na superfície para o processo de evaporação. Como salientado anteriormente, analisando a

razão entre evapotranspiração e precipitação, observa-se que entre os meses de julho e outubro (estação seca) a Amazônia comporta-se como fonte de umidade para a atmosfera, apresentando uma disponibilidade de água para a atmosfera 36% superior à precipitação observada. Também fica evidente que a evapotranspiração possui um papel fundamental no balanço de umidade sobre a região durante a estação seca. Esta sazonalidade na razão entre ET e P também é discutida e salientada na revisão sobre o balanço de umidade realizada por Marengo (2006).

Segundo Marengo (2006), a razão entre ET e P representa o termo de reciclagem, indicando quanto da evapotranspiração contribui para a precipitação média em uma determinada área, sendo uma ferramenta para diagnóstico das interações entre a superfície e o clima regional.

Uma grande parte da precipitação regional sobre a Amazônia é devido à convergência de umidade proveniente do oceano Atlântico (SATYAMURTY, et al. 2010, 2013). Segundo Salati et al. (1979), sobre a Região Norte do Brasil, principalmente sobre a Amazônia, a estação chuvosa é dominada pela advecção de umidade do oceano para esta região, sendo que o restante da umidade é fornecida pela evapotranspiração da própria floresta. Observa-se que os maiores valores de convergência de umidade (valores positivos) coincidem com o período mais chuvoso sobre a região, ou seja, contribuem diretamente para os maiores índices pluviométricos, principalmente durante o verão e outono (Figura 4.2). O mês de agosto foi o único mês em que houve divergência de umidade, sendo o mês com menor precipitação e maior razão entre ET e P, e assim o mês que mais se comportou como fonte de umidade. Observa-se na Tabela 4.3 que a convergência de umidade média observada neste trabalho está de acordo com os resultados obtidos por Marengo (2005).

Considerando a razão entre ET e P, observa-se entre novembro e junho que a evapotranspiração corresponde à 58% do total de precipitação sobre a Amazônia. Considerando a equação do balanço de umidade, pode-se estimar através das variáveis geradas a partir dos dados de reanálises que, na média para todo período, sobre a Amazônia a convergência de umidade corresponde a 62% da precipitação, indicando assim que a umidade proveniente de outros locais é fundamental para a precipitação. Estes resultados mostram-se diferentes dos encontrados por Satyamurty et al. (2013), onde os autores encontram que a convergência de umidade corresponde à 75% da

precipitação sobre a região. Outra característica observada é que quando a região comporta-se como fonte de umidade ($ET > P$) há uma redução na convergência de umidade. Desta forma, ressalta-se que na média para todo o período a Amazônia comporta-se como sumidouro de umidade ($ET < P$), porém entre os meses de julho e outubro, esta região comporta-se como fonte ($ET > P$), assim como observado por Marengo (2005).

Com relação ao balanço de umidade (Tabela 4.3) sobre o oeste (Figura 4.3) e leste (Figura 4.4) da região Amazônica é possível observar esse mesmo padrão, com ambas regiões comportando-se como sumidouro de umidade, principalmente durante os meses mais úmidos. Observa-se também que durante praticamente todos os meses, exceto julho, agosto e setembro, o setor oeste (C1.1) (Figura 4.3) da Amazônia se comportou como fonte de umidade para a atmosfera e o setor leste (C1.2) (Figura 4.4) exceto entre os meses de junho a outubro. Destaca-se que no período de junho a outubro há uma elevação na divergência de umidade e no mês de agosto no setor leste da região esta passa a ser mais elevada que a precipitação, cedendo assim umidade para outras regiões, assim como observado por Satyamurty et al. (2013).

A evapotranspiração (Tabela 4.3), assim como na região Amazônica como um todo, não apresentou grandes diferenças entre os meses do ano quando analisadas as porções oeste (Figura 4.3) e leste (Figura 4.4) separadamente, porém é possível observar que nos meses mais chuvosos há um aumento na evapotranspiração e nos meses mais secos há uma diminuição, mas a razão entre estas duas variáveis novamente evidencia o papel fundamental da evapotranspiração durante a estação seca na modulação da precipitação em ambas regiões, semelhante aos resultados obtidos por Satyamurty et al. (2013). Observa-se também que os maiores valores de convergência de umidade (valores positivos), coincidem com os meses mais chuvosos, tanto no oeste quanto no leste da Amazônia, correspondendo a 71% da precipitação no oeste e a 52% no leste da região. No caso do leste (C1.2) (Figura 4.4), nos meses em que a região comportou-se como fonte de umidade (junho a outubro) houve divergência do fluxo de umidade (valores negativos) ou uma diminuição da convergência, como no caso do mês de outubro, indicando que neste período a região se comporta como fonte de umidade também para regiões vizinhas.

É importante ressaltar a diferença no comportamento médio mensal da precipitação nos setores oeste e leste da Amazônia. Apesar dos picos de precipitação na estação chuvosa serem maiores na porção leste, é na porção oeste que chove mais ao longo do ano, com um certo deslocamento do período em que ocorrem os picos com maiores valores de precipitação em cada porção da Amazônia. Enquanto no oeste chove mais nos meses de março e abril, no leste chove mais nos meses de fevereiro e março. Ressalta-se também que analisando a razão entre ET e P, a contribuição da evapotranspiração para a precipitação é maior no leste da região, principalmente durante a época seca. Segundo Molion (1993), em uma classificação resumida, os principais sistemas de tempo que afetam as diferentes regiões da Amazônia e tem impacto sobre o comportamento da precipitação são: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Linhas de Instabilidade da Amazônia (LIA), frentes frias que são associadas às friagens, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o Jato de Baixos Níveis (JBN) que ocorre paralelo e próximo aos Andes, Ondas de Leste, a Alta da Bolívia e cavados de altos níveis que se propagam de leste para oeste.

A sazonalidade da ZCIT (UVO, 1989) sobre a região Amazônica é um dos principais fatores responsáveis pela modulação do balanço de umidade. A penetração dos ventos alísios de nordeste, principalmente nos meses de verão do Hemisfério Sul é fator fundamental para o aumento da convergência de umidade sobre a região e seu deslocamento para norte nos meses de inverno tende a provocar uma redução na convergência e consequente divergência sobre a Amazônia, provocada principalmente pela atuação mais clara dos alísios de sudeste. Juntamente com a presença da ZCIT, mais atuante nos meses de verão, há a formação da Alta da Bolívia (SILVA DIAS et al., 1983; FIGUEROA et al., 1995) que gera uma região de grande divergência em altos níveis e consequente aumento da convergência sobre a região Amazônica, principalmente sobre o oeste da região, justificando assim os maiores volumes de precipitação e maior período com convergência de umidade observados.

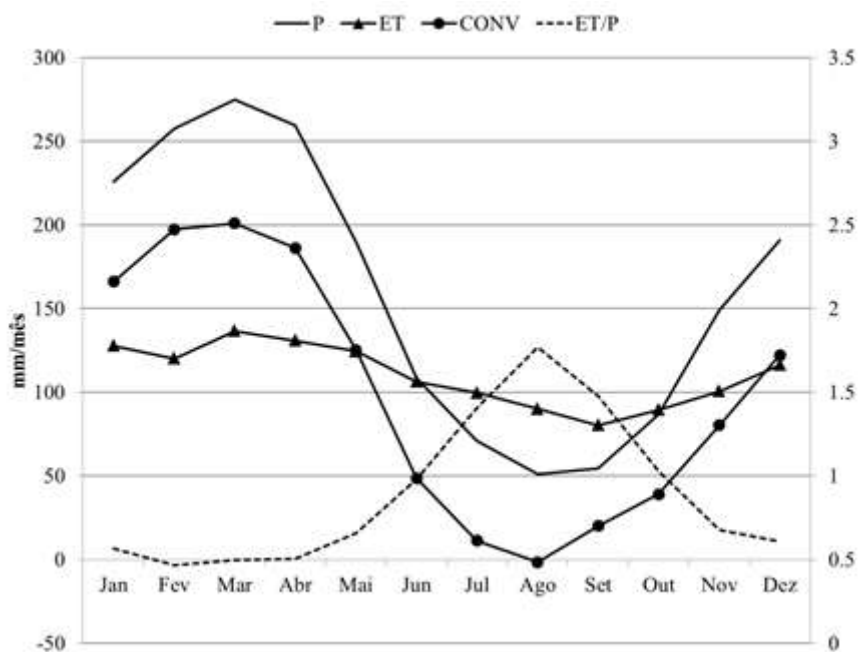


Figura 4.2 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Dos resultados apresentados também é possível observar que, na média para todo período em toda região Amazônica, a precipitação é maior que a evapotranspiração e, considerando a equação do balanço apresentada, a convergência restante como resíduo da mesma mostra que não há um fechamento do balanço de umidade, com erro de aproximadamente 50%, quando comparado com os valores de convergência de umidade obtidos da climatologia dos dados de reanálise CFSR. Este não fechamento do balanço de umidade observado nos resultados (Tabela 4.3) mostra-se de acordo com os resultados obtidos por Marengo (2005) e Karam e Bras (2008), em que os autores destacaram que estes erros podem estar relacionados com incertezas nos dados de reanálises.

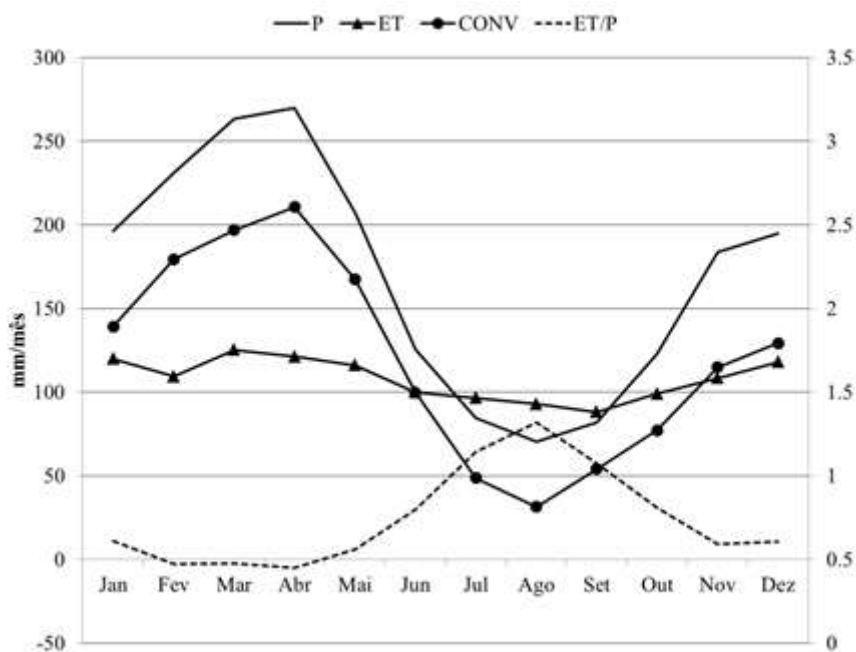


Figura 4.3 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção oeste da região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Gráficos semelhantes aos que foram gerados para a região Amazônica, da média das variáveis do balanço de umidade, além da razão entre evapotranspiração e precipitação (ET/P), também foram gerados para a Bacia do Prata (Tabela 4.3) (Figura 4.5) e para as regiões norte C2.1 (Figura 4.6) e para o sul C2.2 (Figura 4.7) da bacia, entre os anos de 1979 a 2008.

Sobre a Bacia do Prata o valor médio mensal de precipitação é de 82 mm/mês, com uma estação chuvosa bem definida entre os meses de novembro a abril (108 mm/mês) e uma estação seca entre os meses restantes (55,8 mm/mês) (Figura 4.5). Destaca-se que na climatologia realizada por Berbery e Barros (2002) os autores encontraram um máximo mensal de aproximadamente 165 mm/mês para todo período de análise e durante o verão valor máximo de 270 mm/mês. Durante esses meses mais chuvosos (novembro a abril), os Complexos Convectivos de Mesoescala são frequentes e representam grande parte do total de precipitação (VELASCO; FRITSCH, 1987; LAING; FRITSCH, 2000). Por outro lado, durante os meses mais frios e secos, os sistemas transientes são grandes responsáveis pelos acumulados de precipitação (VERA et al, 2002). Quando comparado

com a região Amazônica (Figura 4.2), esses valores médios de precipitação são significativamente menores na Bacia do Prata (Figura 4.5).

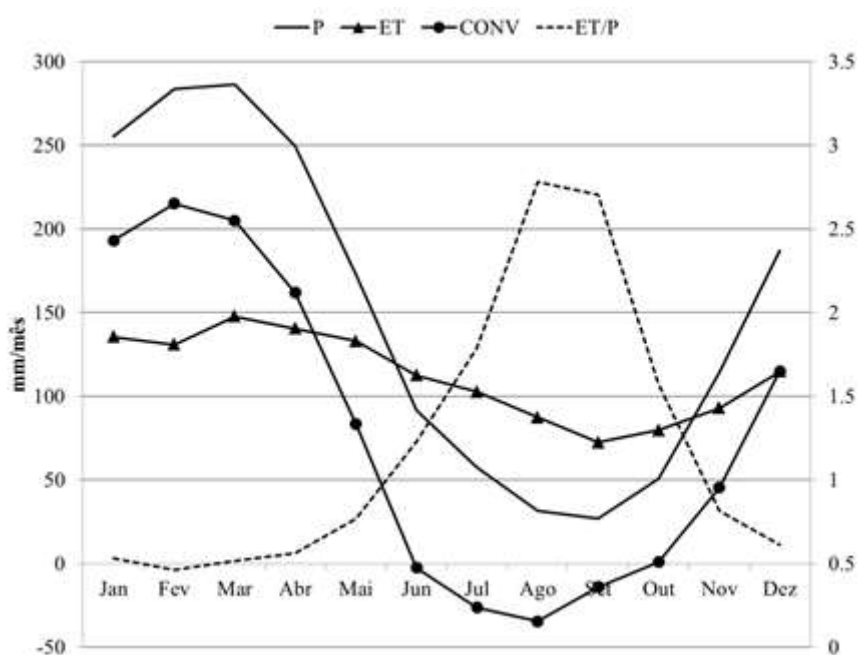


Figura 4.4 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção leste da região Amazônica durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Observa-se que o comportamento da curva da evapotranspiração está diretamente associada ao da precipitação, estando os máximos valores associados aos máximos volumes de precipitação e à quantidade de água disponível na superfície para o processo de evaporação (Figura 4.5). Analisando a razão entre ET e P observa-se que sobre a Bacia do Prata, na média para todo período, a evapotranspiração é condicionante principal da precipitação, correspondendo a 87% do total observado. Assim como observado sobre a região Amazônica, a Bacia do Prata comporta-se como fonte de umidade ($ET > P$) para a atmosfera durante a estação seca entre os meses de julho a setembro. Nas demais estações do ano e na média para todo período de análise a região comporta-se como sumidouro de umidade, com um déficit de aproximadamente 17% no total de precipitação observada.

A curva da convergência do fluxo de umidade não tem um comportamento tão pronunciado, mas pode-se observar que os maiores valores estão de acordo com os maiores valores de precipitação e evapotranspiração (Figura 4.5). Destaca-se que sobre a Bacia do Prata, na média para todo o período, a convergência de umidade representa apenas 42% da precipitação, indicando assim que os processos de evaporação são fundamentais para o balanço de umidade sobre a região. Nos dados também é possível observar que em nenhuma época do ano a região comporta-se como fonte de umidade para regiões vizinhas, ou seja, apresentando divergência de umidade.

Assim como observado para a região Amazônica, nota-se também que para a Bacia do Prata não há um fechamento do balanço de umidade, com um erro estimado de 30% (Tabela 4.3), mostrando assim que a convergência estimada através da equação proposta é inferior a observada nos dados.

Quando analisado o norte (Figura 4.6) e o sul (Figura 4.7) da Bacia do Prata separadamente, observa-se claramente a diferença no comportamento médio mensal das variáveis do balanço. Na porção norte da bacia a estação chuvosa (novembro a abril) e seca (maio a outubro) são bem definidas e os maiores (menores) valores da evapotranspiração coincidem com os maiores (menores) valores de precipitação (Figura 4.6). É no norte da bacia também que são observados os maiores valores de precipitação durante o verão, os quais estão relacionados com a extensão mais ao sul do sistema de monção (HOREL et al, 1989; ZHOU; LAU, 1998; BERBERY; BARROS, 2002). Analisando a reciclagem de umidade (ET/P), observa-se que a evapotranspiração corresponde à 86% da precipitação, com a região norte destacando-se como fonte de umidade entre os meses de maio a setembro. A convergência do fluxo de umidade sobre o norte da região também é maior nos meses mais chuvosos e menor nos meses mais secos (Figura 4.6), apresentando-se divergente entre os meses de junho a agosto, contribuindo como fonte de umidade para a atmosfera e regiões vizinhas. Observa-se que a convergência de umidade observada sobre a região representa aproximadamente 47% da precipitação.

Por outro lado, na porção sul da Bacia do Prata (Figura 4.7) (Tabela 4.3), o gradiente médio da precipitação não é intenso, ou seja, a diferença dos registros de precipitação média durante os meses não é tão expressiva quanto na porção norte da bacia. As curvas da evapotranspiração e da convergência do fluxo de umidade não apresentaram

coerência com a curva da precipitação como nos casos anteriores, ou seja, os maiores valores da precipitação e da evapotranspiração e os maiores da convergência de umidade não ocorreram no mesmo período (Figura 4.7). A reciclagem de umidade mostra que sobre o sul da bacia, 88% da precipitação é proveniente da evapotranspiração, sendo esta fonte de umidade entre os meses de novembro a janeiro. Ressalta-se também que o período em que observa-se divergência de umidade na região é o mesmo em que esta comporta-se como fonte de umidade para a atmosfera ($ET > P$).

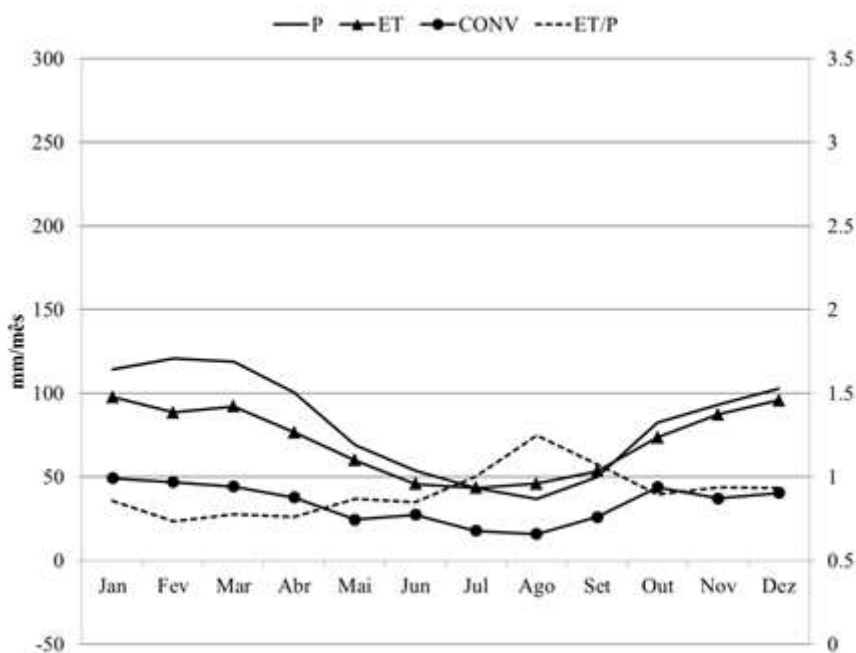


Figura 4.5 – Componente do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Sobre a porção sul da Bacia do Prata (Figura 4.7), os meses mais chuvosos foram março, abril e outubro, e os maiores valores da evapotranspiração ocorreram nos meses novembro, dezembro e janeiro. Provavelmente os maiores volumes de precipitação observados estão diretamente associados à passagem de sistemas frontais sobre a região. Já os maiores valores de evapotranspiração podem estar relacionados com a maior quantidade de energia disponível em superfície para o processo de evaporação e assim não mostrando relação com os maiores volumes de precipitação como nos casos anteriores. De maneira geral, a porção sul da Bacia do Prata comportou-se como

sumidouro de umidade, mudando seu comportamento para fonte entre os meses de novembro a janeiro. Destaca-se que quando a porção norte da Bacia do Prata comporta-se como fonte para regiões vizinhas, cedendo umidade através do aumento da divergência, a porção sul comporta-se como sumidouro, indicando que a umidade proveniente do norte também é utilizada para o processo de precipitação. Nota-se também que, sobre o sul da bacia, a contribuição da convergência de umidade calculada através da equação do balanço representa apenas 35% da precipitação. Também observa-se que sobre a região a convergência de umidade é maior durante a estação seca, entre maio e outubro, e menor durante a estação chuvosa. Berbery e Barros (2002) destacam que durante o inverno a magnitude dos fluxos de umidade sobre o sul da Bacia do Prata é intensificado pelos ventos de oeste sobre a região.

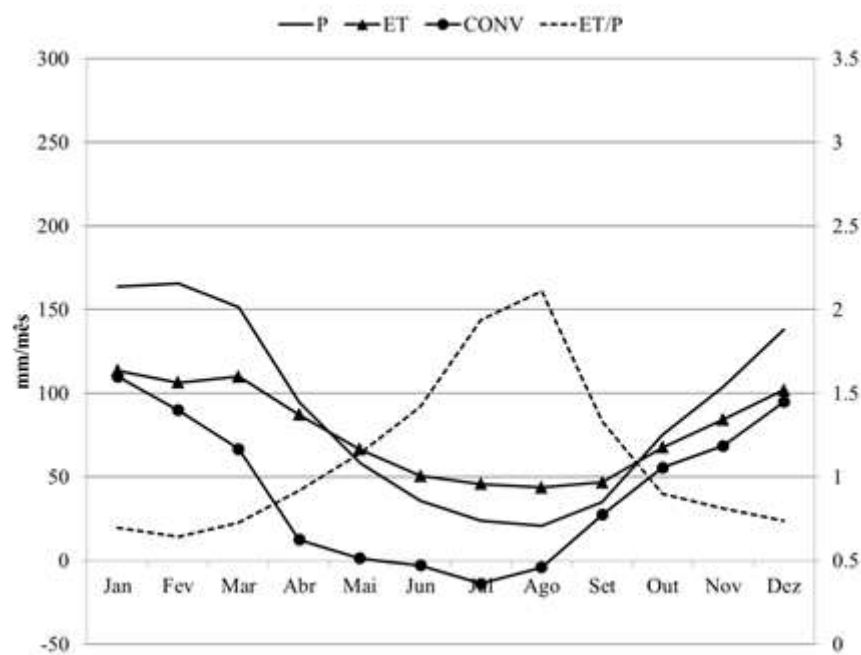


Figura 4.6 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre o norte da Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

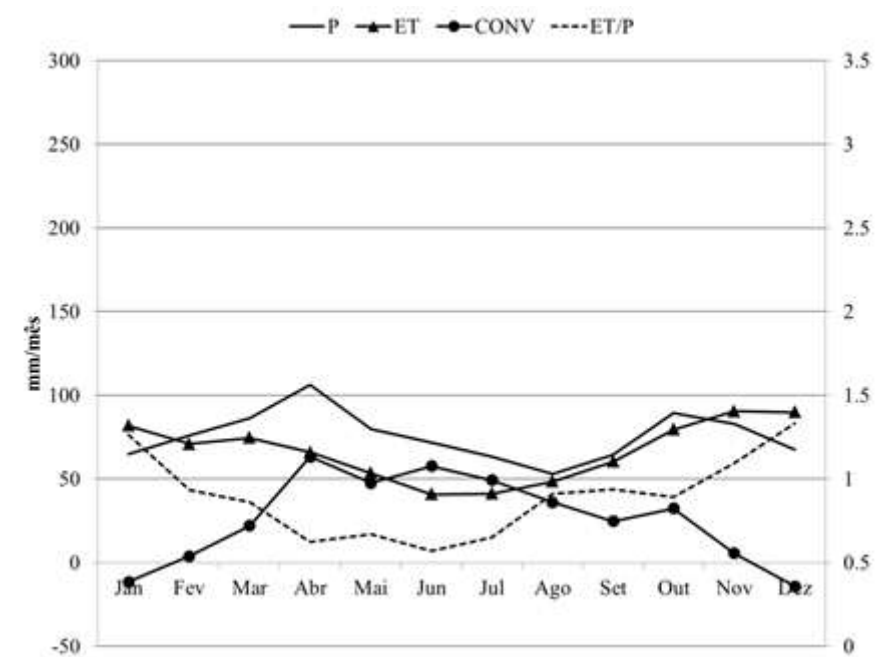


Figura 4.7 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre o sul da Bacia do Prata durante os anos de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

4.3 Classificação dos dias com JBN

Com o objetivo de investigar a influência do JBN no balanço de umidade sobre grande parte da América do Sul, com destaque para a região Amazônica e Bacia do Prata, tentando entender também o papel deste no transporte de umidade para regiões extratropicais, primeiramente foi realizada uma classificação dos dias em que ocorreram o JBN no período de estudo (1979-2008). Foram utilizados nessa classificação os dados de reanálise do CFSR do NCEP e o critério 1 de Bonner adaptado para a América do Sul, como citado anteriormente. Sendo assim, foi considerado um dia com ocorrência de JBN quando tal critério foi atendido simultaneamente nas cidades de Santa Cruz de la Sierra (SC), na Bolívia, e em Mariscal Estigarribia (MA), no Paraguai, em pelo menos um dos quatro horários (00, 06, 12 e 18 UTC). Estas duas cidades foram escolhidas por estarem localizadas ao longo do fluxo do JBN, como mostrado por Marengo et al. (2004). Estudos anteriores, como os de Douglas et al. (1999), Saulo et al. (2000) e

Marengo et al. (2002), também focaram suas análises em Santa Cruz de la Sierra por ser um local representativo da área central do jato.

Durante o período de estudo (1979-2008) foram identificados 884 dias com JBN, o que corresponde a 8,07% de todos os dias analisados. A Figura 4.8a mostra o ciclo anual total e média de ocorrência de JBN entre os anos de 1979 e 2008. Observa-se que durante todos os meses há a atuação dos JBN, como demonstrado por diversos autores, inclusive por Berbery e Barros (2002), porém nesse estudo observa-se que a maior ocorrência é durante os meses de inverno (junho a agosto), com um pico no mês de julho (221 casos), apresentando uma média mensal de aproximadamente 7 casos de JBN. A segunda maior ocorrência de JBN dá-se no outono, com um pico no mês de maio (119 casos) e média mensal de 4 casos. Em seguida, as estações que menos ocorreram JBN foram o verão, com 75 casos e a primavera, com 109 casos. Berbery e Barros (2002) também afirmaram que os JBN são mais intensos durante o verão apenas em latitudes inferiores que 15°S. Ao sul desta latitude os JBN estão presentes durante todo o ano com grande intensidade no inverno e primavera. Salio et al. (2002) e Marengo et al. (2004) mostraram que a máxima frequência de ocorrência de jatos varia de acordo com a latitude, em que para áreas com latitudes inferiores (superiores) a 20°S, o máximo de ocorrência tende a acontecer no período de verão (inverno).

Analisando o ciclo anual total e média de ocorrência de JBN nas cidades de MA (Figura 4.8b) e de SC (Figura 4.8c) separadamente, no período de 1979 a 2008, observa-se um maior número de ocorrências, em que em MA, foram contabilizados nesse mesmo período de estudo, 5363 casos de JBN, o que corresponde a 48,94 % de todos os dias analisados, enquanto em SC foram contabilizados 2329 casos, correspondendo a 21,25% de todos os dias analisados. Observa-se que tanto em MA quanto em SC, a maior ocorrência de JBN foi no inverno. Porém, é possível observar que na cidade de MA há uma distribuição quase homogênea de casos de JBN durante os meses quando comparado com a cidade de SC. Ressalta-se que MA localiza-se em latitudes mais altas, onde há um maior número de passagens de sistemas frontais, podendo haver relação entre o escoamento associado a esses sistemas, diretamente associado à formação de áreas de baixas pressão e o forte gradiente gerado, contribuindo assim para a formação dos JBN. Alguns estudos, como os de Browning e Pardoe (1973), mostraram que quando os casos de JBN não estão associados a efeitos orográficos, são frequentemente

relacionados a sistemas frontais, ocorrendo principalmente nas regiões que antecedem a chegada de frentes frias.

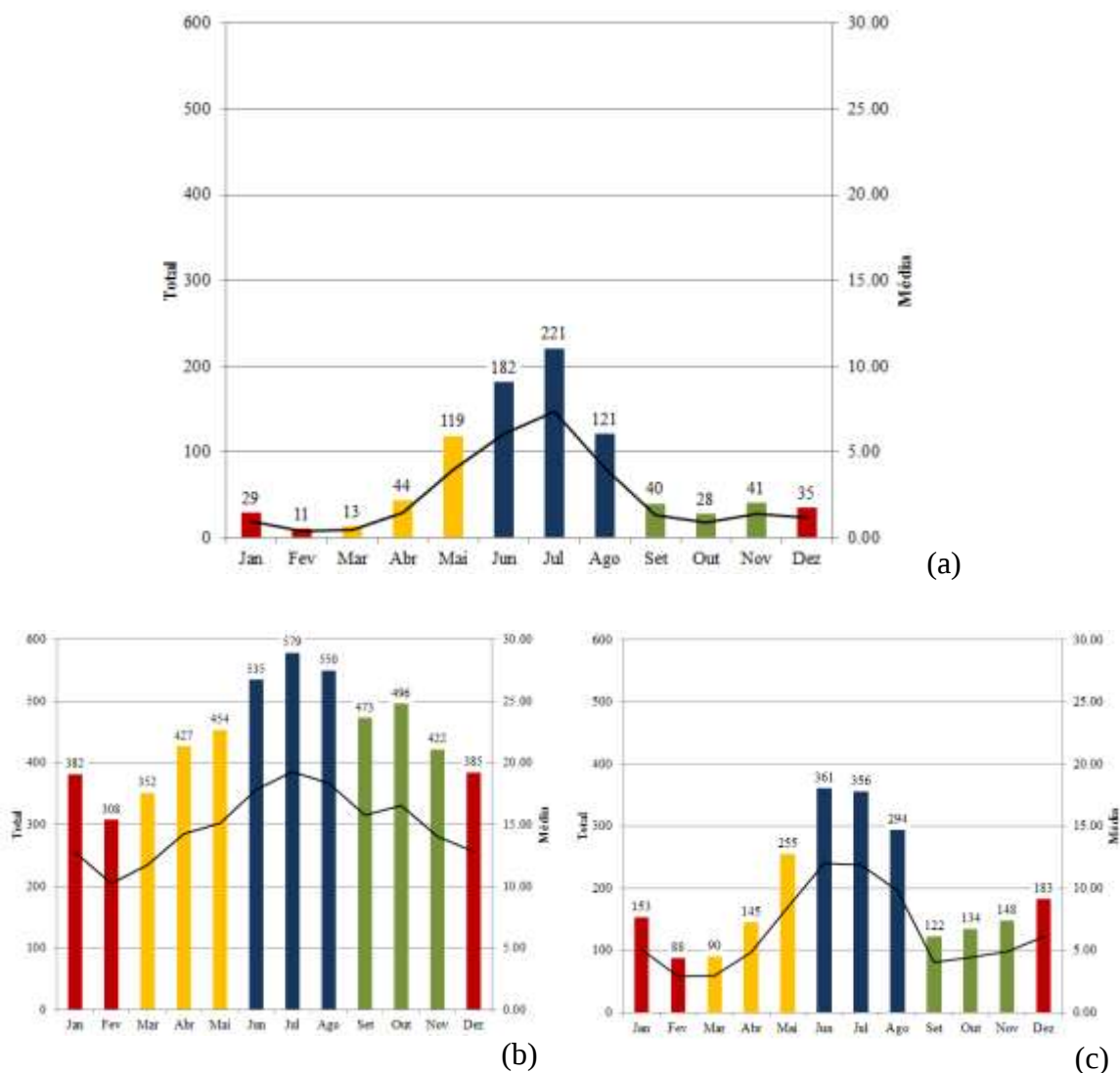


Figura 4.8 - Ciclo anual do número de dias com ocorrência de JBN (eixo à esquerda) e ciclo anual da ocorrência média mensal dos JBN (eixo à direita) nas cidades de Mariscal Estigarribia e de Santa Cruz de la Sierra simultaneamente (a) e nas cidades de Mariscal (b) e de Santa Cruz (c) separadamente, entre os anos de 1979 e 2008.

A presença do JBN configurando um canal de umidade entre trópicos e extratropicos fica evidente quando analisado o comportamento do fluxo de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa para o período de 1979 a 2008 em dias com (Figura 4.9a) e sem (Figura

4.9b) JBN. Pode-se observar que durante a atuação do JBN há a formação de um intenso escoamento a leste dos Andes, que inicia sobre a região Amazônica e escoam em direção sul, atingindo a Região Sul do Brasil, nordeste da Argentina e praticamente todo Paraguai. Quando analisados os dias sem ocorrência de JBN observa-se a leste dos Andes um escoamento com mesma direção, porém com menor intensidade.

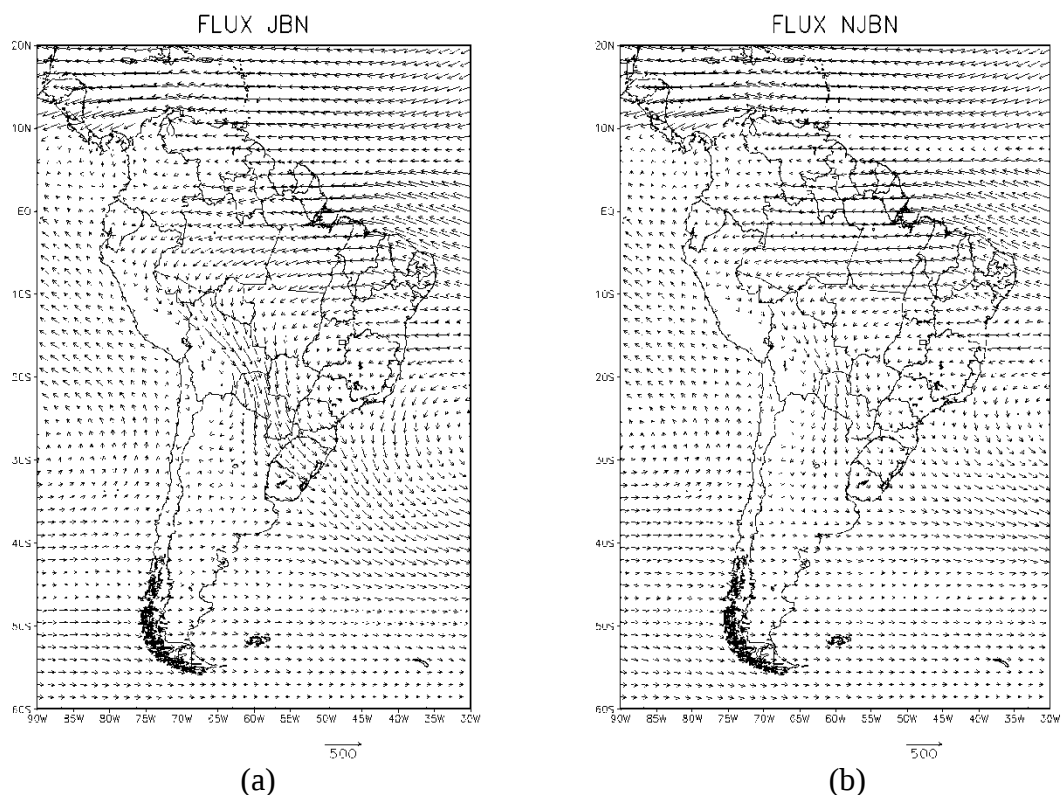


Figura 4.9 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias (a) com ocorrência e (b) sem ocorrência de JBN.

A Figura 4.10 mostra o ciclo diurno do total e média de ocorrência de JBN nas cidades de MA e de SC simultaneamente, e nas cidades de MA e de SC separadamente, durante o período de 1979 a 2008. De uma maneira geral, observa-se que a maior ocorrência de JBN nos quatro horários observados (00, 06, 12, 18 UTC) foi durante o período de inverno, tanto quando analisadas as duas cidades separadamente quanto quando analisadas em conjunto.

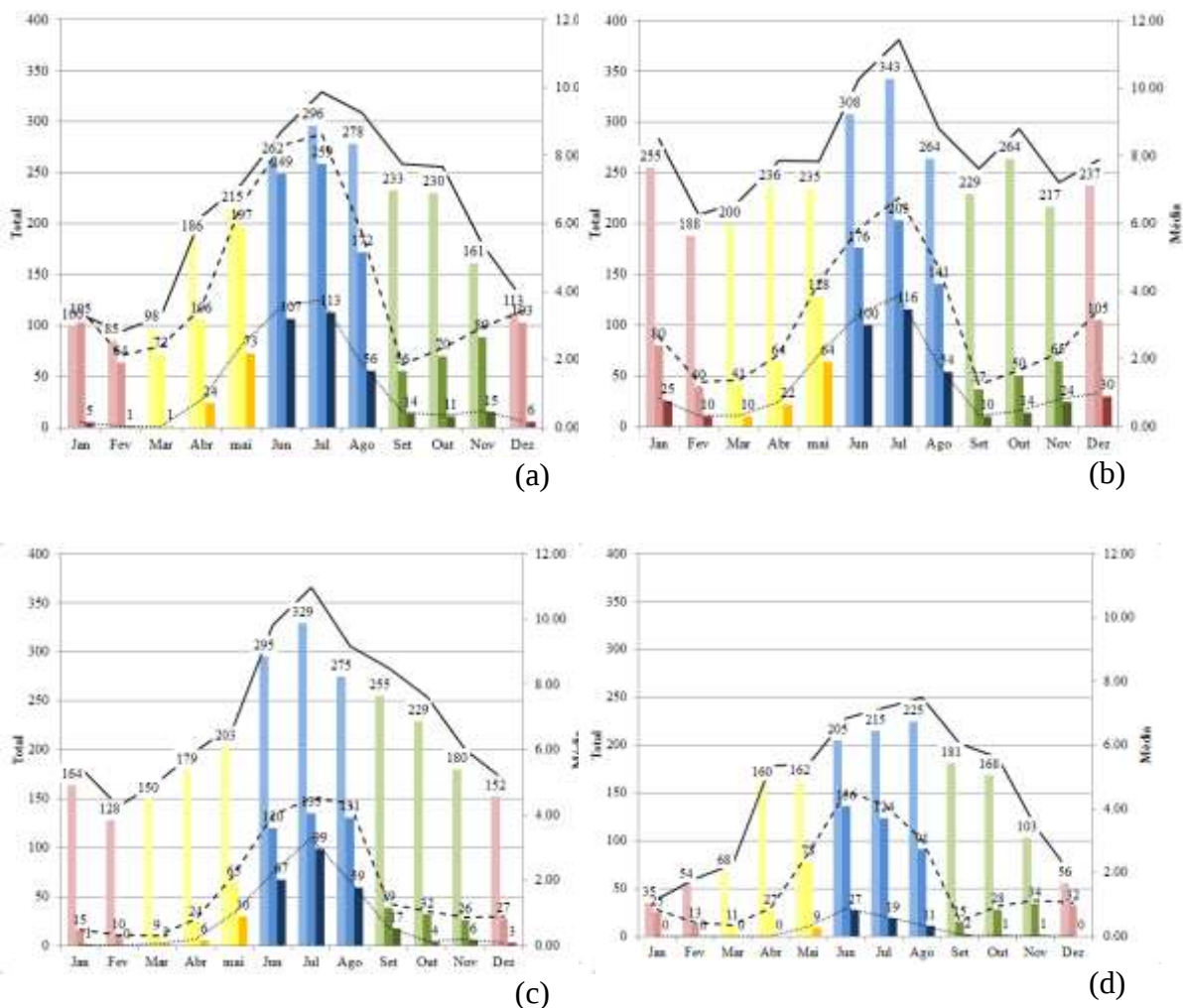


Figura 4.10 - Ciclo anual do número de dias com ocorrência de JBN (eixo à esquerda) e ciclo anual da ocorrência média mensal dos JBN (eixo à direita) nas cidades de Mariscal Estigarribia (linha contínua), Santa Cruz de la Sierra (linha com maior pontilhado) e nas duas cidades simultaneamente (linha com menor pontilhado), para os horários das (a) 00UTC, (b) 06UTC, (c) 12UTC e (d) 18UTC, durante o período de 1979 e 2008.

Quando analisada a frequência de ocorrência nas cidades de MA e de SC simultaneamente, percebe-se que os horários em que ocorreram um maior número de JBN foram às 00 (Figura 4.10a) e às 06 UTC (Figura 4.10b). Sazonalmente, a maior ocorrência de JBN durante o verão e a primavera foi verificada às 06 UTC e durante o inverno e o outono, às 00 UTC. Por outro lado, quando analisadas as cidades de MA e de SC separadamente, percebe-se que em MA, a maior ocorrência de JBN foi nos horários das 06 (Figura 4.10b) e das 12 UTC (Figura 4.10c), sendo o horário das 06 UTC o que apresenta maior frequência sazonal. Em SC, a maior ocorrência de JBN foi

nos horários das 00 (Figura 4.10a) e das 06 UTC (Figura 4.10b), por outro lado analisando sazonalmente, durante o verão a maior ocorrência foi às 06 UTC e às 00UTC nas demais estações.

Este resultado está de acordo com Salio et al. (2002) e Marengo et al. (2004), em que os autores mostraram que a maior frequência de ocorrência dos JBN durante o verão austral da América do Sul tende a ocorrer entre às 06 e às 12 UTC em latitudes inferiores a 20°S, no caso de SC, e durante o inverno austral e em latitudes superiores a 20°S, no caso de MA, a ocorrência dos JBN é mais frequente entre às 00 e às 06UTC.

O ciclo diurno do fluxo de umidade sobre a América do Sul (Figura 4.11) mostra que em todos horários de ocorrência de JBN há um escoamento de norte para sul entre 10°S e 30°S, com maior intensidade às 06 UTC (Figura 4.11b) e 12 UTC (Figura 4.11c). Nota-se também que nos horários das 06 UTC e 12 UTC há uma intensificação do escoamento relacionado à Alta Subtropical do Atlântico Sul próximo ao litoral da Região Sul do Brasil, fator que pode influenciar a intensificação do escoamento relacionado ao JBN.

Como salientado por Salio et al. (2002) e Marengo et al. (2004), e evidenciado pelas análises anteriores realizadas, há uma sazonalidade na ocorrência de JBN sobre a América do Sul. De uma maneira geral, o percentual de ocorrência de JBN foi pequeno. Os resultados obtidos, mostrados na Tabela 4.4, evidenciam esta sazonalidade, em que o inverno representa praticamente 60% das ocorrências de JBN, sendo 19% de todos os invernos analisados.

Analisando espacialmente o comportamento do fluxo de umidade sobre a América do Sul relacionado à ocorrência de JBN (Figura 4.12), nota-se que para as diferentes estações do ano há diferentes configurações do escoamento. A principal característica observada é que, mesmo o inverno sendo a estação que apresenta o maior número de ocorrências de JBN, o escoamento associado não está diretamente relacionado à penetração dos alísios de nordeste sobre a Amazônia e sua convergência nos Andes, mas sim à presença e intensificação do escoamento associado ao sistema de alta pressão presente sobre o oceano Atlântico Sudoeste. Nas demais estações do ano, principalmente durante o verão e primavera, nota-se que o escoamento associado aos JBN está diretamente relacionado à penetração dos alísios de nordeste, sua convergência

quando encontra a barreira dos Andes e posterior mudança de direção para sul formando assim o JBN.

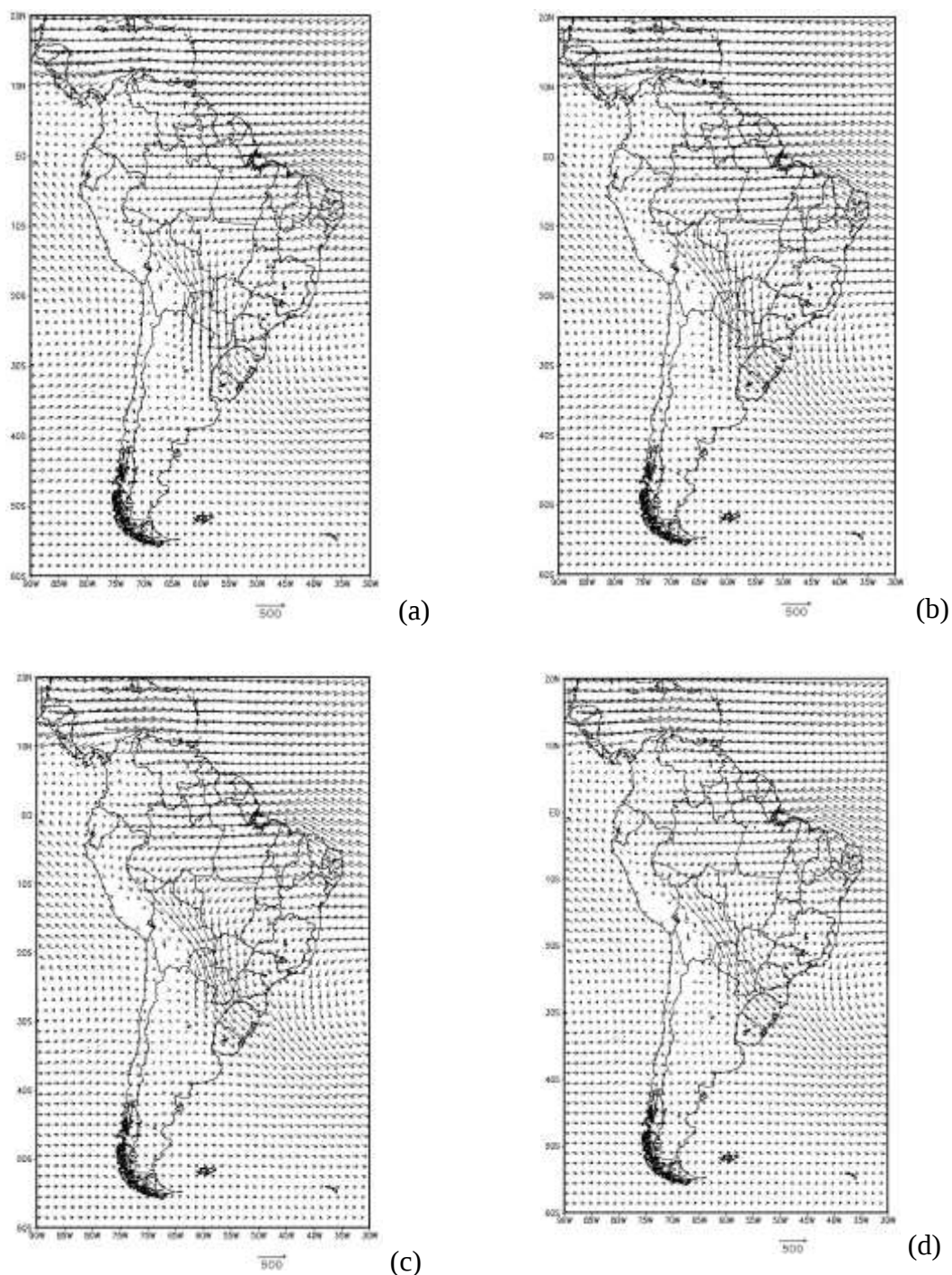


Figura 4.11 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias com JBN nos horários das (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC e (d) 18 UTC.

Tabela 4.4 – Ocorrência sazonal de dias com e sem JBN durante os anos de 1979 e 2008 nas cidades de Mariscal Estigarribia e Santa Cruz de la Sierra, simultaneamente.

	Verão	Outono	Inverno	Primavera
JBN (Nº de dias)	75	176	524	109
JBN (%)	2,77	6,38	18,99	3,99
NJBN (Nº de dias)	2633	2584	2236	2621
NJBN (%)	97,23	93,62	81,01	96,01

4.4 Balanço de Umidade durante atuação dos JBN

Considerando a classificação dos dias com ocorrência de JBN no período de 1979 a 2008, foi realizada uma análise do balanço de umidade e de suas componentes (precipitação, evapotranspiração e convergência do fluxo de umidade), além da razão entre a evapotranspiração e precipitação (ET/P), para os dias nos quais foi observada a atuação de JBN sobre as regiões pré-estabelecidas e analisadas anteriormente.

De maneira geral, em dias com atuação dos JBN observa-se algumas mudanças no comportamento da precipitação sobre a região Amazônica (Figura 4.13) com relação à climatologia analisada anteriormente para todo o período de estudo (Figura 4.2). No contexto geral dos resultados, a precipitação média mensal durante atuação de JBN é de 132,3 mm/mês, em que o período com maior volume pluviométrico total concentra-se principalmente durante a estação seca (maio a outubro), com média de 330 mm/mês. Como foi mostrado na Figura 4.8a e na Tabela 4.3, o período de inverno foi o que apresentou mais casos de JBN, com total de 524 casos. É importante ressaltar também que durante o inverno aproximadamente 17% do total de precipitação sobre a região Amazônica ocorreu durante atuação dos JBN (Tabela 4.5), sendo a estação com maior volume pluviométrico (média de 409 mm/mês). Fazendo uma análise sazonal, percebe-se que a precipitação relativa aos dias com ocorrência de JBN sobre a região Amazônica (Figura 4.13 e Tabela 4.6) é maior durante o período de outono (213 mm/mês, sendo 176 dias com JBN), seguido do período de verão (173 mm/mês, sendo 75 dias com JBN), posteriormente a primavera (74 mm/mês, sendo 109 dias com JBN), e finalmente o período de inverno (69 mm/mês, sendo 524 dias com JBN) .

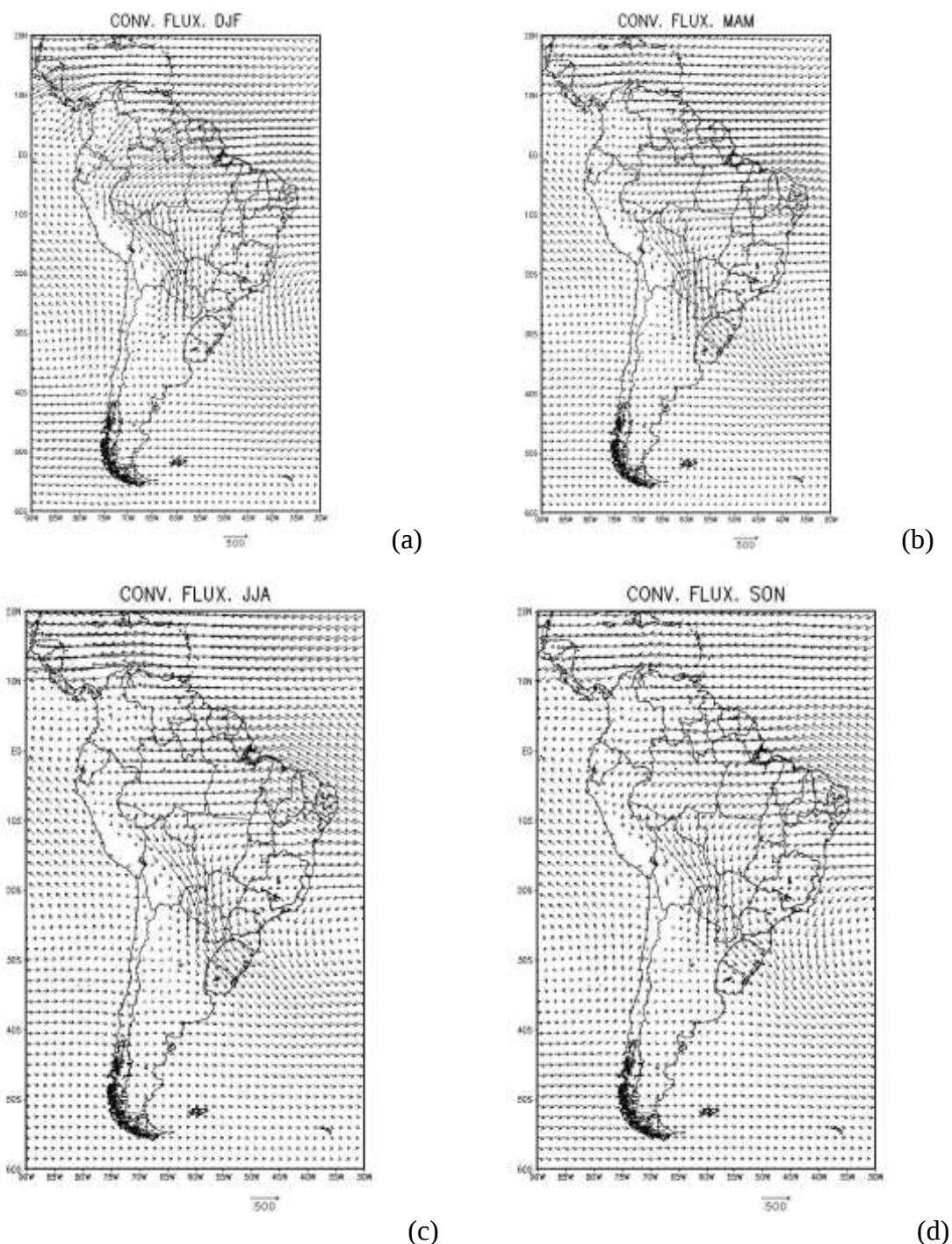


Figura 4.12 – Fluxos de umidade (kgms^{-1}) integrado verticalmente entre os níveis de 925 e 700 hPa durante o período de 1979 a 2008 para dias com JBN durante o (a) verão (DJF), (b) outono (MAM), (c) inverno (JJA) e (d) primavera (SON).

No que diz respeito à evapotranspiração relativa aos dias com ocorrência de JBN sobre a Amazônia (Figura 4.13 e Tabela 4.7), observa-se que os valores máximos estão, em média, associados aos máximos volumes de precipitação, ou seja, assim como a

precipitação, os maiores valores de evapotranspiração também ocorreram em média no período de outono, sendo o pico durante o mês de março (144 mm/mês). Durante o verão, além de ter sido a segunda estação que apresentou os maiores volumes de precipitação sobre a Amazônia, também apresentou-se como a segunda estação com valores mais elevados de evapotranspiração. Apenas no período de primavera e inverno essa concordância não foi verificada, ou seja, durante a primavera a precipitação (evapotranspiração) foi maior (menor) que no inverno.

Tabela 4.5 – Porcentagem da precipitação sazonal em dias com JBN com relação a precipitação sazonal para todo período de estudo (1979-2008).

	Amazônia	C1.1	C1.2	Bacia do Prata	C2.1	C2.2
Verão	2,07	2,12	2,02	3,36	2,58	5,11
Outono	4,89	5,01	4,76	7,77	3,96	12,05
Inverno	17,76	17,00	18,92	26,46	13,53	31,95
Primavera	3,03	2,95	3,20	5,37	3,43	7,12

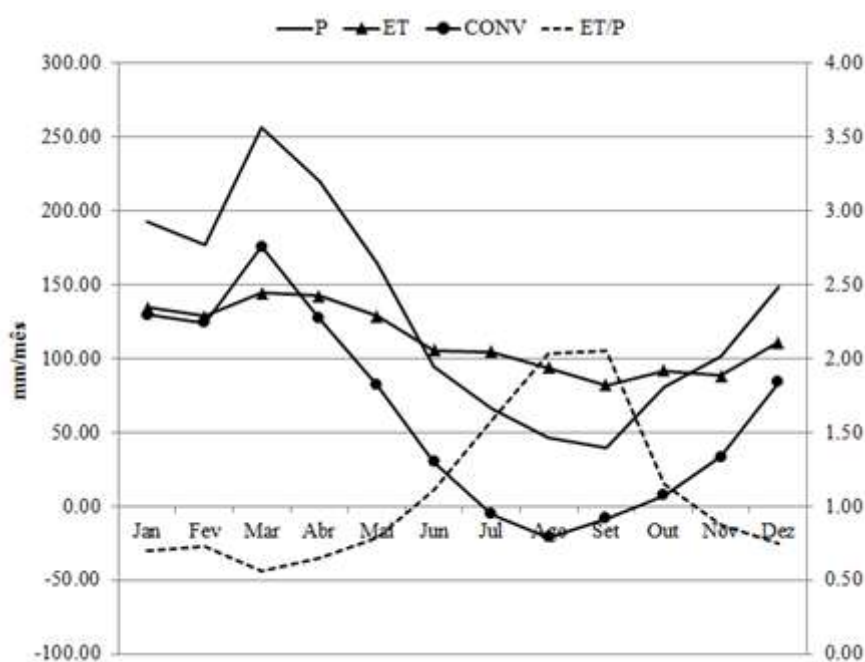


Figura 4.13 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Analisando a reciclagem de umidade (ET/P) durante a atuação de JBN (Figura 4.13 e Tabela 4.8) observa-se que, assim como na média para todo o período (Figura 4.2), é durante a estação seca (chuvosa), entre os meses de junho a outubro (novembro a maio), que a região Amazônica comporta-se como fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera. Porém, observa-se que durante a atuação de JBN, na média para todo o período analisado, a região Amazônica comporta-se como sumidouro de umidade. Destaca-se que na época em que a região Amazônica comporta-se como sumidouro de umidade, a evapotranspiração corresponde a 69 % da precipitação média sobre a região.

Tabela 4.6 – Precipitação (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.

	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazônia	Bacia do Prata
Jan	179.59	206.22	149.08	130.51	192.91	139.80
Fev	168.51	184.93	194.46	147.38	176.72	170.92
Mar	223.54	288.42	133.74	204.70	255.98	169.22
Abr	228.23	212.78	72.66	184.61	220.50	128.63
Mai	178.02	150.81	51.77	163.34	164.41	107.56
Jun	102.09	87.50	21.96	114.30	94.79	68.13
Jul	79.47	52.79	17.67	98.78	66.13	58.22
Ago	62.41	30.05	16.66	103.78	46.23	60.22
Set	58.67	20.88	29.87	109.67	39.77	69.77
Out	106.34	54.15	81.88	165.40	80.24	123.64
Nov	124.03	78.38	77.98	153.11	101.21	115.55
Dez	142.75	154.96	129.22	122.88	148.85	126.05

Continuando a análise das componentes do balanço de umidade, observa-se que a convergência do fluxo de umidade sobre a região Amazônica (Figura 4.13 e Tabela 4.9) apresenta-se praticamente positiva durante todo ano, apresentando divergência de umidade somente entre os meses de julho e setembro, coincidindo com a estação na qual a região apresenta maior disponibilidade de umidade para a atmosfera através da evapotranspiração. Em outras palavras pode-se inferir que, segundo metodologia apresentada por Satyamurty et al. (2013), a região Amazônica comporta-se como fonte de umidade para regiões vizinhas. Segundo Marengo (2005), a Amazônia é um sistema aberto, transportando umidade para fora através dos JBN, contribuindo assim para a convergência de umidade em outras regiões. Observa-se claramente na média para toda Amazônia que a divergência de umidade corresponde a aproximadamente 8% da

precipitação total, indicando que a evapotranspiração excedente sobre a região compensa a redução de umidade devido à divergência. Destaca-se também que a contribuição total de convergência de umidade observado durante a atuação de JBN sobre a região Amazônica corresponde a 47% do total de precipitação, sendo inferior à observada para todo o período de estudo.

Tabela 4.7 –Evapotranspiração (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.

	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazônia	Bacia do Prata
Jan	124.02	145.04	105.14	83.66	134.53	94.40
Fev	119.20	137.98	115.78	84.87	128.59	100.32
Mar	130.68	157.28	118.04	74.66	143.98	96.35
Abr	135.99	148.50	86.33	65.29	142.25	75.81
Mai	119.48	137.71	68.85	51.90	128.59	60.37
Jun	98.89	112.42	51.33	37.46	105.65	44.40
Jul	101.69	107.00	51.12	41.70	104.35	46.41
Ago	95.61	91.84	49.24	49.16	93.73	49.20
Set	87.44	75.95	54.66	60.69	81.70	57.68
Out	101.30	82.42	66.96	91.38	91.86	79.17
Nov	98.13	77.98	69.75	84.42	88.06	77.09
Dez	110.93	110.69	97.16	87.60	110.81	92.38

Analisando as variáveis do balanço de umidade no oeste da Amazônia (Figura 4.14), observa-se que a precipitação (Tabela 4.6) e a evapotranspiração (Tabela 4.7), relativo aos dias com JBN, também são maiores no período de outono, com valores de 210 mm/mês e 129 mm/mês, respectivamente.

Nota-se também que em dias com ocorrência de JBN, aproximadamente 17% do total de precipitação sobre o oeste da Amazônia ocorreu no período de inverno (Tabela 4.5). No que diz respeito à convergência do fluxo de umidade (Tabela 4.9), observa-se que a região apresenta altos valores de convergência de umidade durante todo ano, correspondendo à aproximadamente 54% da precipitação média sobre a região. Destaca-se que na análise da reciclagem de umidade (Tabela 4.8) sobre esta porção da bacia na atuação de JBN a evapotranspiração corresponde a 80% da precipitação, mostrando-se novamente como condicionante principal do balanço de umidade na Amazônia, além de caracterizar a região como sumidouro de umidade para a atmosfera.

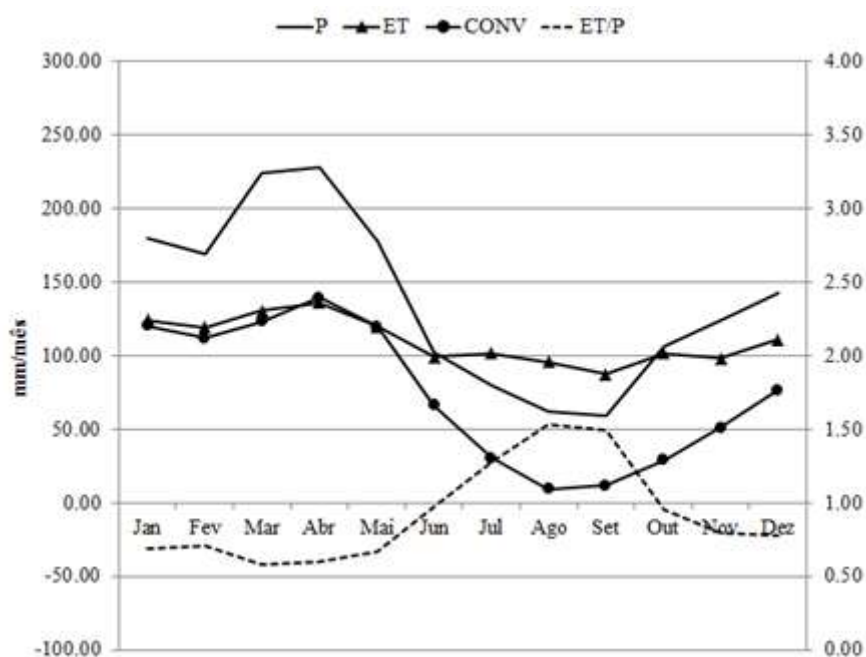


Figura 4.14 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre porção oeste da região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Através da análise das componentes do balanço de umidade durante a atuação dos JBN no leste da Amazônia (Figura 4.15), foi possível verificar uma concordância entre os maiores valores da precipitação (Tabela 4.6) e evapotranspiração (Tabela 4.7), mostrando que na média para todo o período a região comporta-se como sumidouro de umidade para a atmosfera, com a evapotranspiração correspondendo a 91% do volume médio mensal observado sobre a região. Destaca-se que durante a atuação dos JBN, aproximadamente 19% do volume total de precipitação ocorrido sobre o leste da Amazônia foi durante o período de inverno (Tabela 4.5), porém a maior intensidade relativo à ocorrência de JBN ocorreu durante o outono (Tabela 4.6). A alta disponibilidade de umidade para a atmosfera sobre o leste da região ocorre principalmente durante a estação seca, mais precisamente entre os meses de junho e outubro, em que a evapotranspiração excede a precipitação em mais de 100% (Tabela 4.8). Também durante estes meses a região apresentou intensa divergência de umidade (Tabela 4.9), mostrando através desta variável que durante estes meses a porção leste da

Amazônia é fonte de umidade para a atmosfera e regiões vizinhas. O comportamento desta região como divergente de umidade durante a estação seca está diretamente relacionado à intensidade do escoamento em baixos níveis associado ao JBN e maior número de dias de ocorrências neste período.

Tabela 4.8 – Razão entre evapotranspiração e precipitação (ET/P) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.

	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazônia	Bacia do Prata
Jan	0.69	0.70	0.71	0.64	0.70	0.68
Fev	0.71	0.75	0.60	0.58	0.73	0.59
Mar	0.58	0.55	0.88	0.36	0.56	0.57
Abr	0.60	0.70	1.19	0.35	0.65	0.59
Mai	0.67	0.91	1.33	0.32	0.78	0.56
Jun	0.97	1.28	2.34	0.33	1.11	0.65
Jul	1.28	2.03	2.89	0.42	1.58	0.80
Ago	1.53	3.06	2.96	0.47	2.03	0.82
Set	1.49	3.64	1.83	0.55	2.05	0.83
Out	0.95	1.52	0.82	0.55	1.14	0.64
Nov	0.79	0.99	0.89	0.55	0.87	0.67
Dez	0.78	0.71	0.75	0.71	0.74	0.73

Com base na classificação dos dias com ocorrência de JBN, também foi analisado o comportamento das componentes do balanço de umidade, além da razão entre a evapotranspiração e precipitação (ET/P), no período de 1979 a 2008 sobre a Bacia do Prata (Figura 4.16) e, sobre o norte C2.1 (Figura 4.17) e sul da bacia C2.2 (Figura 4.18).

Sobre a Bacia do Prata, para os dias com atuação dos JBN (Figura 4.16), assim como foi verificado para todo o período de estudo (Figura 4.5), a região comporta-se na média como sumidouro de umidade. Porém, durante a atuação dos JBN diferentemente da média para todo período, em nenhuma estação do ano a região comporta-se como fonte de umidade para a atmosfera (Tabela 4.8), com a evapotranspiração representando apenas 65% da precipitação. Vale ressaltar que durante a atuação dos JBN, aproximadamente 26% de todo o volume de precipitação ocorrido sobre a Bacia do Prata foi no período de inverno (Tabela 4.5).

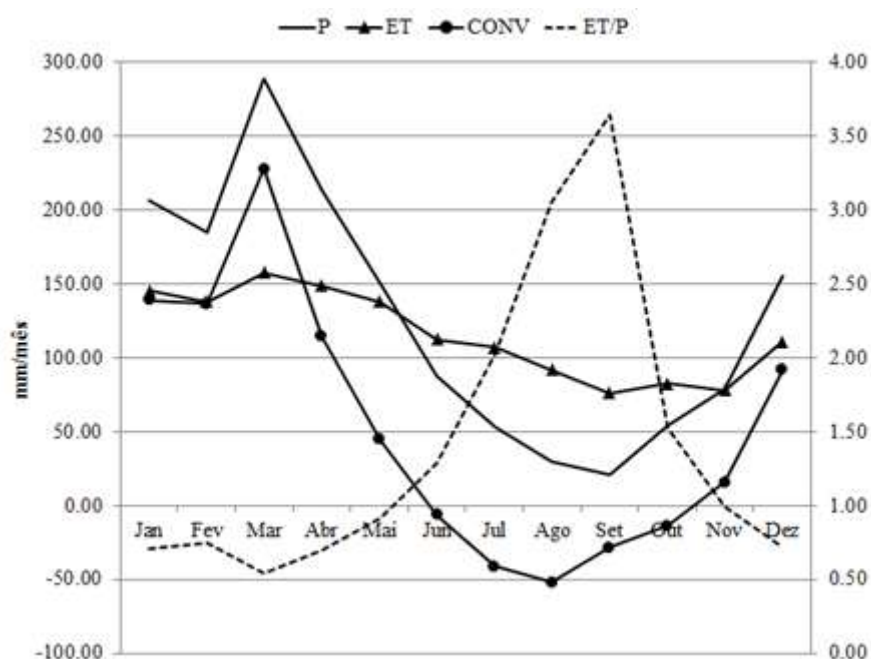


Figura 4.15 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre porção leste da região Amazônica durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

De maneira geral, o comportamento da precipitação (Tabela 4.6) com média mensal de 112 mm/mês, acompanhou a evapotranspiração (Tabela 4.7) ao longo dos meses, ou seja, nos meses mais chuvosos (secos) houve maior (menor) disponibilidade de umidade para atmosfera através do processo de evaporação. No que diz respeito à convergência do fluxo de umidade (Tabela 4.9), observa-se que houve maior convergência no mesmo período que ocorreram os maiores volumes de precipitação, principalmente durante o inverno. Destaca-se aqui novamente o papel fundamental dos JBN na modulação da precipitação sobre a Bacia do Prata, mostrando este ser fundamental para a redução da divergência sobre a região elevando assim a disponibilidade de umidade para atmosfera e consequentemente gerando maior volume pluviométrico. No contexto destes resultados observa-se que a convergência de umidade sobre a Bacia do Prata durante atuação dos JBN corresponde à 71% da média mensal de precipitação sobre a bacia, enquanto que na média para todo período esta variável correspondia apenas à 40% da média mensal de precipitação.

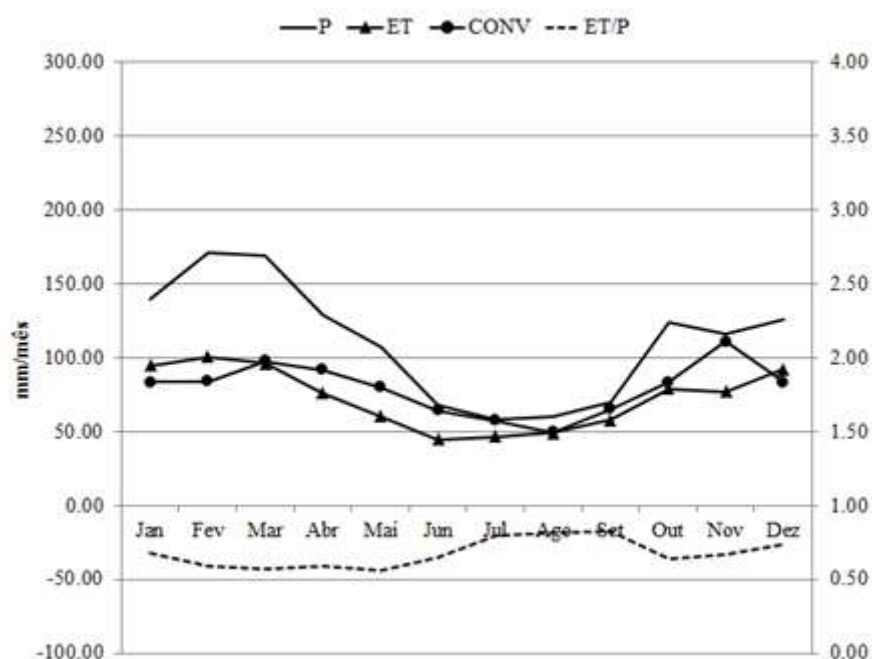


Figura 4.16 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Analisando as variáveis do balanço de umidade no norte da Bacia do Prata C2.1 (Figura 4.17) em dias com atuação de JBN, observa-se que durante a presença dos JBN, apesar dos maiores volumes de precipitação terem ocorrido no verão e no outono (Tabela 4.6), quando comparado com a média sazonal para todo o período de estudo, aproximadamente 13% do total de chuva que ocorreu no norte da Bacia do Prata foi durante o inverno (Tabela 4.5). Nas demais estações, o total de chuva durante dias com JBN, comparado com o total de chuva sazonal para todo o período, correspondeu a aproximadamente 2% no verão, 3% na primavera e 4% no outono (Tabela 4.5).

No que diz respeito à evapotranspiração (Tabela 4.7), percebe-se que sobre o norte da Bacia do Prata os maiores valores desta variável, relativo aos dias com JBN, foram observados durante o verão (106 mm/mês) e o outono (91 mm/mês), sendo estas as estações que também apresentaram os maiores volumes pluviométricos. Analisando a disponibilidade de umidade para atmosfera devido os processos de evaporação, observa-se que a porção norte da Bacia do Prata comporta-se como sumidouro de umidade, com a evapotranspiração correspondendo à 96% da média mensal observada de precipitação

sobre a região. Destaca-se que os meses entre abril e setembro comportaram-se como fonte de umidade para a atmosfera (Tabela 4.8), mostrando a sazonalidade da reciclagem de umidade observada na média para todo o período.

Tabela 4.9 – Convergência de umidade (mm/mês) durante dias com JBN para o período de 1979 a 2008.

	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazônia	Bacia do Prata
Jan	120.07	138.79	105.51	61.43	129.43	83.47
Fev	112.01	136.55	193.23	-25.11	124.28	84.06
Mar	122.87	227.87	98.67	96.31	175.37	97.49
Abr	139.53	114.42	30.64	153.02	126.98	91.83
Mai	119.56	44.43	30.82	128.58	81.99	79.70
Jun	65.96	-6.40	10.33	118.22	29.78	64.28
Jul	30.25	-41.18	-5.75	120.09	-5.46	57.17
Ago	9.42	-52.05	4.01	94.97	-21.32	49.49
Set	11.80	-28.33	68.68	62.09	-8.27	65.39
Out	28.64	-13.63	107.73	59.04	7.50	83.38
Nov	50.72	15.72	122.00	99.31	33.22	110.65
Dez	76.28	91.61	103.74	63.07	83.95	83.40

Com relação ao comportamento da convergência do fluxo de umidade (Tabela 4.9), não foi verificada similaridade de comportamento com a precipitação durante todo ano, ou seja, não foi verificado em todos os meses maiores (menores) valores de precipitação associados a maiores (menores) valores de convergência, não podendo afirmar assim que a convergência do fluxo de umidade contribuiu para os acumulados de precipitação nesta região durante todos os meses. Do total da convergência de umidade observada sobre o norte da bacia, 89% corresponde à precipitação média mensal no período de atuação dos JBN. Provavelmente este comportamento sobre o norte da Bacia do Prata sofre direta influência da região oeste da região Amazônica, refletindo a redução na convergência de umidade observada. Berbery e Barros (2002) destacam que o norte da Bacia do Prata sofre direta influência do fluxo de umidade proveniente dos trópicos.

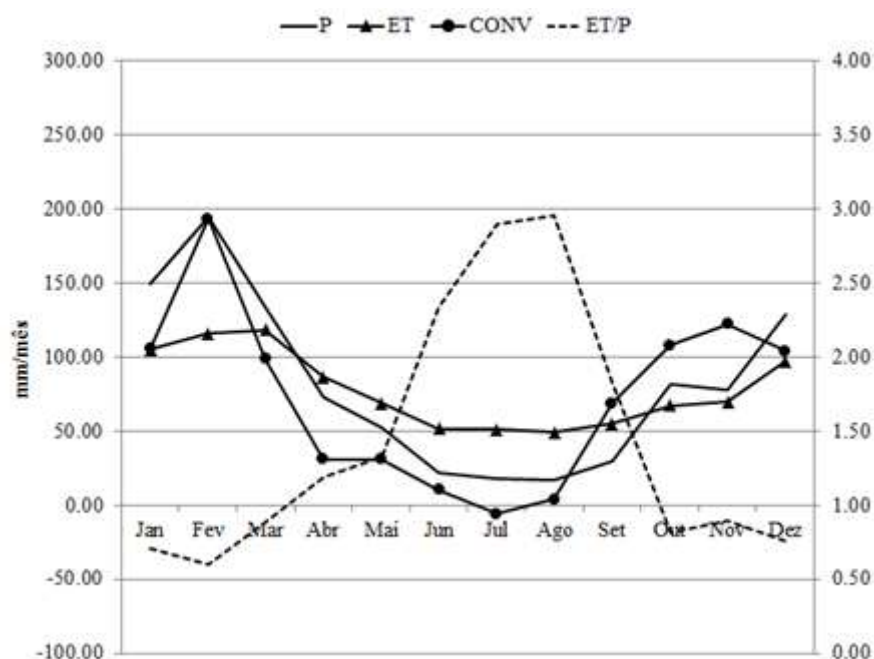


Figura 4.17 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção norte da Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Diferentemente do que foi verificado durante todo o período de estudo, durante a atuação dos JBN a porção sul da Bacia do Prata C2.2 (Figura 4.18) comportou-se como sumidouro de umidade durante todos os meses do ano, ou seja, a reciclagem de umidade foi inferior a 100% (Tabela 4.8). Observa-se também que, quando comparados com a porção norte, a precipitação (Tabela 4.6) e a convergência de umidade (Tabela 4.9) na porção sul são expressivamente maiores, principalmente durante o outono e inverno. Nessa porção da bacia é possível observar que os maiores (menores) valores da evapotranspiração coincidem com os maiores (menores) valores de precipitação. O comportamento observado também mostram-se diretamente associados à intensificação da convergência do fluxo de umidade, a qual apresenta uma clara sazonalidade. Da convergência de umidade total observada sobre a porção sul da Bacia do Prata, 61% corresponde à precipitação média mensal sobre a região, valores superiores aos observados para a reciclagem de umidade (48%), indicando que o transporte de umidade entre trópicos e extratrópicos e sua convergência ao sul do continente é condicionante fundamental para a precipitação da região.

Segundo Berbery e Barros (2002) a relação entre os JBN e a precipitação durante o inverno na Bacia do Prata ainda não é totalmente compreendida, mas a interação entre os JBN e os sistemas transientes, principalmente sobre a região de saída destes jatos (porção sul da bacia), contribuem significativamente para a convergência de umidade e precipitação.

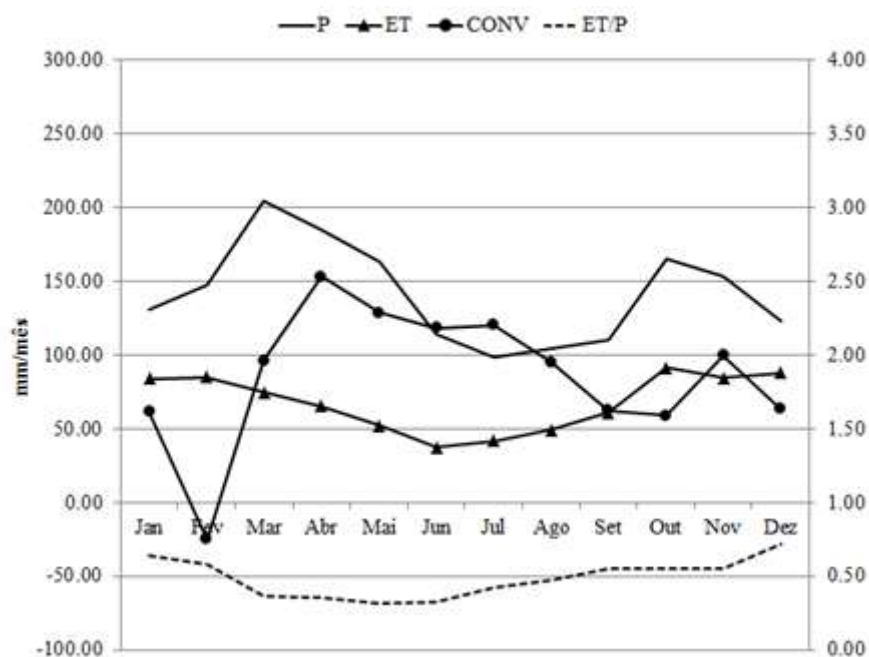


Figura 4.18 – Componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a porção sul da Bacia do Prata durante a atuação dos JBN para o período de 1979-2008. No eixo principal: precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo). No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

Destaca-se também que durante a atuação dos JBN, aproximadamente 32% do volume total de precipitação ocorreu durante o período de inverno (Tabela 4.5), destacando novamente que nesta porção da Bacia do Prata o transporte de umidade através dos JBN é fundamental para a modulação do balanço de umidade, influenciando de forma direta suas componentes e a formação e intensificação de sistemas precipitantes sobre a região.

4.5 Balanço de Umidade em anos de El Niño e La Niña

Segundo Philander (1990), eventos de El Niño (EN) e de La Niña (LN) são alterações no sistema oceano atmosfera no oceano Pacífico Tropical, sendo que durante a ocorrência de EN há um aumento anormal na temperatura das águas superficiais e sub-superficiais do Pacífico Equatorial central e leste, acarretando mudanças na atmosfera próxima ao oceano, enquanto a ocorrência de LN ocorre diminuição na temperatura dessas águas. Tedeschi (2008), afirma em seu trabalho que uma das mudanças na atmosfera próxima da superfície do oceano durante anos de EN (LN) é o enfraquecimento (aumento) dos ventos alísios. A autora também comenta que em eventos de EN e LN observam-se mudanças na circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, causando mudanças nos padrões de transporte de umidade e consequentemente na distribuição da precipitação.

É sabido na literatura que eventos de EN e LN influenciam o clima e o tempo no Brasil e em várias partes do planeta, sendo a precipitação uma das principais variáveis afetadas. Desta forma, foi analisado o comportamento das componentes do balanço de umidade sobre a Amazônia e Bacia do Prata, indicando assim se seu comportamento está como fonte ou sumidouro durante anos de EN e LN entre o período de 1979 a 2008. Esta análise foi realizada através das diferenças mensais das componentes precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade e da diferença da razão entre a evapotranspiração e precipitação (ET/P), entre o período total e anos de EN e de LN.

A Tabela 4.10 mostra os eventos de EN e LN ocorridos durante o período de estudo seguindo a classificação do ONI, índice utilizado pela NOAA para identificar eventos de El Niño-Oscilação Sul no oceano Pacífico Tropical.

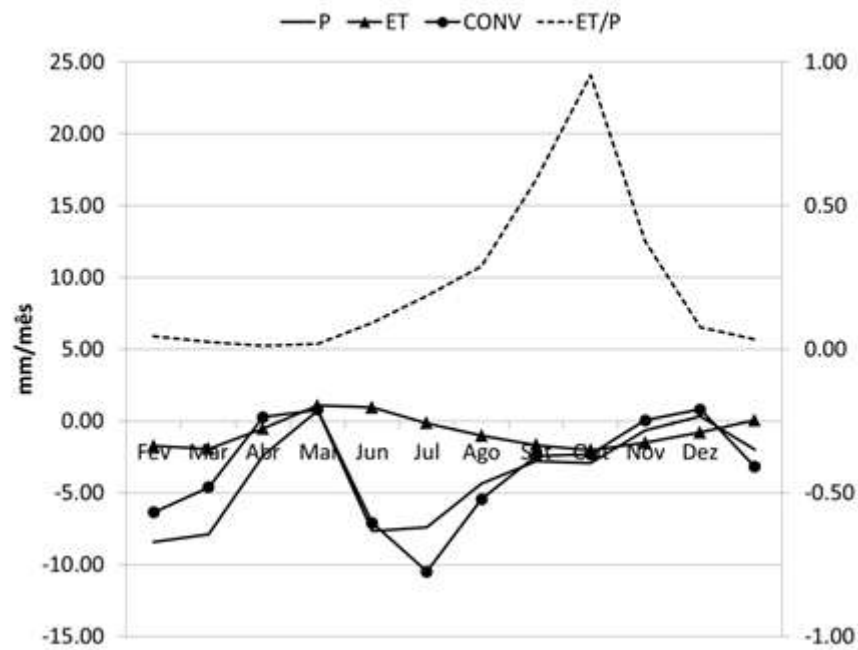
A Figura 4.19 mostra as diferenças mensais das componentes do balanço de umidade e da razão ET/P entre o período de 1979-2008 e os eventos de EN (Tabela 4.5) sobre a região Amazônica e Bacia do Prata. Observa-se que na ocorrência de EN há uma diminuição na precipitação sobre a Amazônia de 3,8 mm/mês (Figura 4.19a) e um aumento sobre a Bacia do Prata de 0,96 mm/mês (Figura 4.19b) durante a maioria dos meses do ano, semelhante aos resultados encontrados por Marengo (2005) e Berbery e Barros (2002). Analisando as porções oeste e leste da Amazônia observa-se que a redução da precipitação é praticamente igual nas duas regiões. Já quando analisados os

dados observados na Bacia do Prata sobre as porções sul e norte observa-se um aumento sobre as duas regiões, sendo maior no norte da bacia, porém observou-se um comportamento inverso na maioria dos meses entre estas duas porções, ou seja, quando houve redução ao norte observou-se aumento ao sul da bacia.

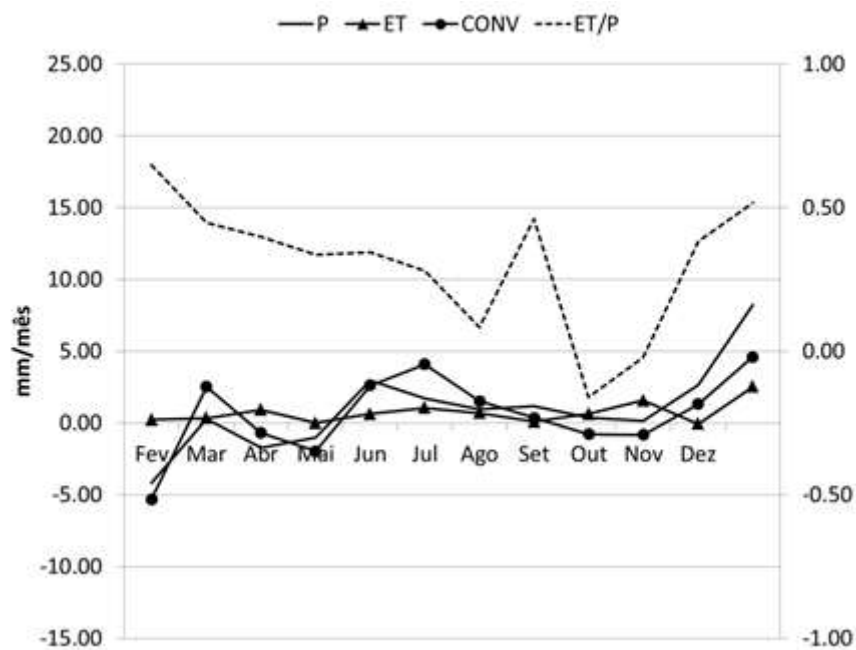
Tabela 4.10 – Ocorrência de El Niño e La Niña de acordo com o Oceanic Niño Index (ONI/NOAA) durante o período de 1979 a 2008.

El Niños	La Niñas
1979/80, 1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/2007	1983/84, 1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99, 1999/00, 2000/01, 2005/06, 2007/08

Zhou e Lau (2001), usando médias para o período dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), concluíram que durante El Niño a circulação de monções na América do Sul se fortalece, a chuva se intensifica e se desloca para o sul. Grimm et al. (2000) verificaram que, além do Sul do Brasil ser afetado pelos episódios ENOS, esse sinal se estende por todo o Cone Sul da América do Sul. Grimm et al. (1998, 2000) mostram em seus trabalhos que o impacto sobre o total sazonal de precipitação na Região Sul é bem mais fraco que para a primavera, havendo mesmo uma reversão das anomalias em janeiro, evidenciando a importância dos conhecimentos das variações subsazonais da variabilidade interanual associada com eventos ENOS.



(a)



(b)

Figura 4.19 – Diferenças mensais das componentes do balanço de umidade precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo) (mm/mês) entre o período total (1979-2008) e eventos de El Niño sobre a (a) Amazônia e (b) sobre a Bacia do Prata. No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

No que diz respeito as outras variáveis do balanço de umidade, observa-se que a evapotranspiração apresentou um pequeno aumento durante o período de outono sobre a Amazônia e uma diminuição nas demais estações do ano, mas sobre a Bacia do Prata não foi observada diferenças significativas e durante praticamente todos os meses foi verificado um pequeno aumento. Analisando a reciclagem de umidade nos períodos de El Niño sobre as duas regiões de estudo, observa-se que há um pequeno aumento na disponibilidade de umidade para a atmosfera sobre a Amazônia, quando comparado com a média para todo período. Marengo (2005) analisando dois eventos de EN observa que para o evento de 1982-1983 a precipitação é maior que a evapotranspiração sobre a região Amazônica, com a convergência de umidade compensando esta diferença.

As diferenças na convergência de umidade em anos de EN, de uma maneira geral, mostram que sobre a Amazônia há uma redução na convergência de umidade de 3,34 mm/mês, com maiores reduções durante a estação seca. Já sobre a Bacia do Prata, na média para o período de EN, há um aumento na convergência de umidade de 0,63 mm/mês, principalmente durante a estação chuvosa. Berbery e Barros (2002) mostram que durante anos e EN há um aumento na intensidade dos JBN, aumentando o fluxo e convergência de umidade e consequente precipitação sobre a bacia. Sobre a Amazônia fica evidente que a redução na convergência de umidade está diretamente relacionada com a redução da precipitação em anos de EN. Neste contexto, mesmo apresentando maior disponibilidade de umidade para a atmosfera devido aos processos de evaporação, a redução da convergência de umidade sobre a Amazônia durante anos de EN é fator condicionante para o balanço de umidade sobre a região.

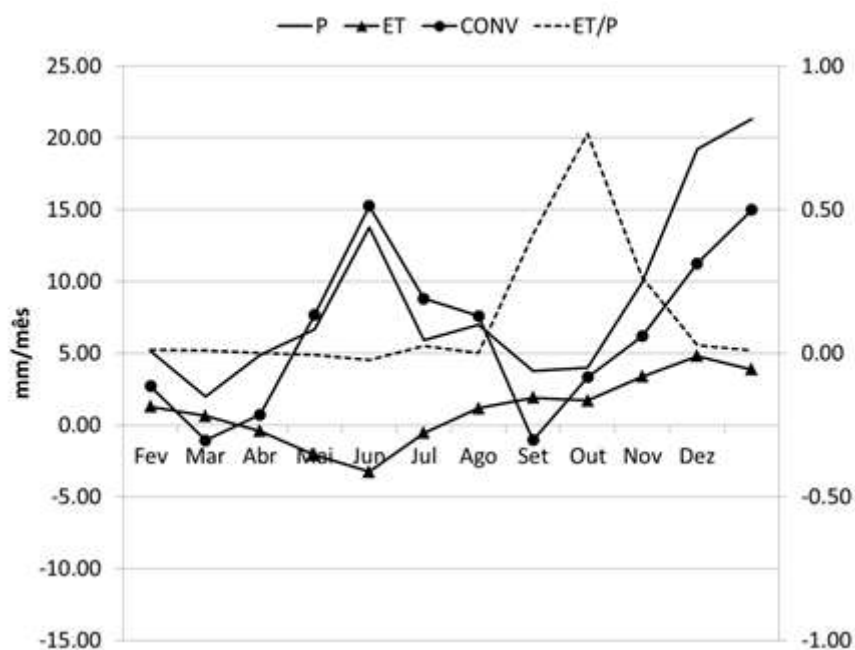
A Figura 4.20 mostra as diferenças mensais das componentes do balanço de umidade entre o período de 1979-2008 e os eventos de LN (Tabela 4.6) sobre a região Amazônica e Bacia do Prata. Analisando a precipitação, observa-se que durante eventos de LN há um aumento desta variável de 8,64 mm/mês na média para o período analisado sobre a Amazônia (Figura 4.20a), e uma redução de 1,91 mm/mês durante grande parte do ano sobre a Bacia do Prata (Figura 4.20b), perceptíveis principalmente nos períodos de primavera e verão sobre as duas regiões. No que diz respeito à evapotranspiração, observa-se que em anos de LN sobre a Amazônia houve uma diminuição desta variável apenas no período do outono, sendo que nas demais estações houve um aumento, disponibilizando maior quantidade de umidade para a atmosfera e tornando a região fonte de umidade. Já sobre a Bacia do Prata não é observado um

padrão muito claro, mas diferentemente do encontrado para a Amazônia, durante anos com atuação de LN há uma redução da evapotranspiração sobre a região, possivelmente tornando esta sumidouro de umidade, destacando-se que a grande redução na evapotranspiração ocorre sobre o sul da bacia, e provavelmente relacionado com mudanças no transporte de umidade pelos JBN.

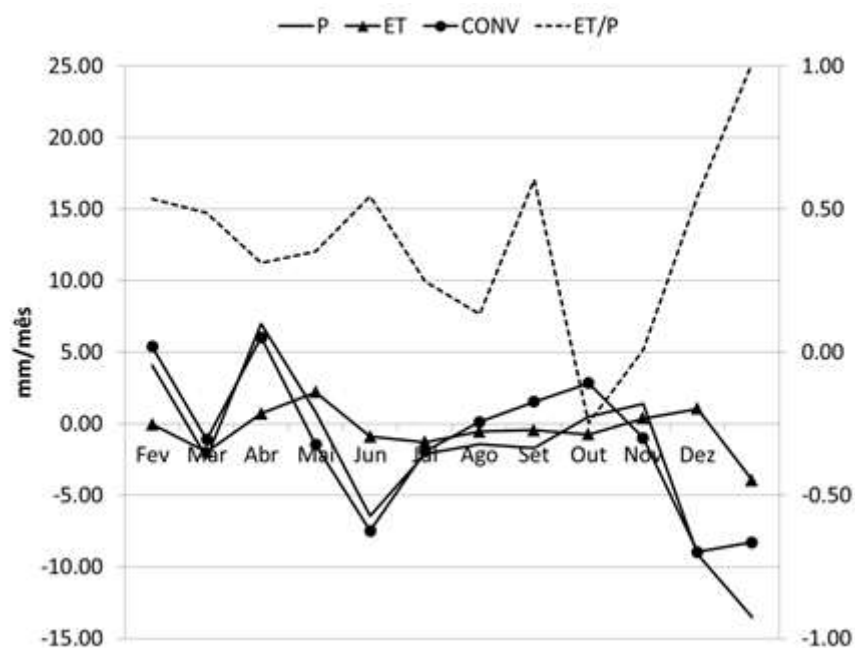
Analisando a reciclagem de umidade nos períodos de La Niña sobre as duas regiões de estudo, observa-se que há um pequeno aumento na disponibilidade de umidade para a atmosfera sobre a Bacia do Prata, quando comparado com a média para todo período.

Assim como foi observado em anos de EN, o comportamento das diferenças na convergência de umidade acompanhou as diferenças do comportamento da precipitação em anos de LN, ou seja, nos períodos em que foi observado um aumento (uma diminuição) na precipitação houve um aumento (uma diminuição) na convergência de umidade, tanto sobre a Amazônia quanto sobre a Bacia do Prata. Sobre a Amazônia em anos de LN observa-se o aumento significativo da convergência de umidade (6,37 mm/mês), principalmente durante a estação seca, enquanto a redução na convergência de umidade sobre a Bacia do Prata (1,19 mm/mês) ocorre durante praticamente todo o ano.

Destaca-se aqui que o aumento ou redução na convergência de umidade sobre a região Amazônica e Bacia do Prata em anos de EN e LN está diretamente associada às mudanças nos padrões de circulação associados com estes eventos, citados anteriormente. Os resultados apresentados nesta seção mostram-se de acordo com estudos prévios realizados por Berbery e Barros (2002) e Marengo (2005).



(a)



(b)

Figura 4.20 – Diferenças mensais das componentes do balanço de umidade precipitação (linha contínua), evapotranspiração (linha com triângulo) e convergência do fluxo de umidade (linha com círculo) (mm/mês) entre o período total (1979-2008) e eventos de La Niña sobre a (a) Amazônia e (b) sobre a Bacia do Prata. No eixo secundário: razão entre ET e P (linha tracejada).

5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES – PARTE I

Com o objetivo de escolher qual conjunto de dados seria posteriormente utilizado para a realização da climatologia do balanço de umidade, nesta primeira parte do estudo foi inicialmente realizada a avaliação dos dois conjuntos mais recentes de reanálise, MERRA e CFSR, através da comparação com dados observacionais de precipitação e evapotranspiração para o período de 1999 a 2008.

Dos resultados encontrados, o conjunto de dados CFSR apresentaram um melhor desempenho ao representar a precipitação, principal componente do balanço de umidade, sobre a região de estudo. Após decidido qual conjunto de reanálise a ser utilizado, neste caso o CFSR, realizou-se a climatologia das principais componentes do balanço de umidade para o período de 30 anos (1979-2008) sobre grande parte da América do Sul, com destaque para a região Amazônica e Bacia do Prata. Também foi realizada a classificação dos dias com presença de JBN, buscando investigar a contribuição destes no transporte de umidade entre trópicos e extratrópicos, e sua influência sobre as componentes do balanço de umidade sobre a área de estudo. Finalmente, foi investigado o comportamento do balanço de umidade e de suas componentes em anos de ocorrência de El Niño e La Niña.

Os resultados da climatologia do balanço de umidade mostraram que na média para o período (1979-2008), a região Amazônica comportou-se como sumidouro de umidade ($ET < P$), sendo fonte apenas entre os meses de julho a outubro. Pode-se estimar também através das variáveis geradas a partir dos dados de reanálises que, na média para todo período sobre a Amazônia, a convergência de umidade corresponde a 62% da precipitação, indicando assim que a umidade proveniente de outros locais é fundamental para a precipitação. Quando analisados separadamente os setores oeste e leste da região, também verificou-se este comportamento médio como sumidouro de umidade, sendo fonte também apenas na época seca sobre a região.

A Bacia do Prata também comportou-se como sumidouro ($ET < P$) na média para todo o período, sendo fonte apenas na época seca. Destaca-se que sobre a Bacia do Prata, na média para todo o período, a convergência de umidade representa apenas 42% da precipitação, indicando assim que os processos de evaporação são fundamentais para o balanço de umidade sobre a região. Analisando separadamente os setores norte e sul da

bacia, percebeu-se que ambos comportaram-se como sumidouro, porém a época em que cada porção comportou-se como fonte foi diferente, sendo o norte fonte entre os meses maio e setembro e o sul entre os meses novembro a janeiro. Destaca-se a relação entre o aumento da razão ET/P e redução da convergência de umidade, observada para as duas regiões principalmente durante a estação seca.

Dos resultados apresentados, também foi possível observar que na média para todo período em toda região Amazônica e na Bacia do Prata, a precipitação é maior que a evapotranspiração e, considerando a equação do balanço apresentada, a convergência restante como resíduo da mesma mostra que não há um fechamento do balanço de umidade, com erro de aproximadamente 50% na região Amazônica e de 30% na Bacia do Prata, quando comparado com os valores de convergência de umidade obtidos da climatologia. Este não fechamento do balanço de umidade pode estar relacionado com incertezas nos dados de reanálises, como salientado por Marengo (2005) e Karam e Bras (2008).

Analizando a importância dos JBN no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais, e principalmente sua influência na modulação do balanço de umidade sobre a Bacia do Prata, foi realizada uma classificação dos dias com JBN. Durante o período de estudo foram contabilizados 884 dias com JBN distribuídos ao longo dos meses, sendo o período de inverno o que apresentou maior ocorrência. Ressalta-se que apesar do inverno ter sido a estação que apresentou o maior número de ocorrência de JBN, o escoamento associado não está diretamente relacionado à penetração dos alísios de nordeste sobre a Amazônia e sua convergência nos Andes, mas sim à presença e intensificação do escoamento associado ao sistema de alta pressão presente sobre o oceano Atlântico Sudoeste.

Assim como observado por diversos autores, como por exemplo Salio et al., (2002) e Marengo et al., (2004), nas demais estações do ano, principalmente durante o verão e primavera, percebeu-se que o escoamento associado aos JBN está diretamente relacionado à penetração dos alísios de nordeste, sua convergência quando encontra os Andes e posterior mudança de direção para sul, formando assim os JBN.

Durante os dias com ocorrência de JBN, percebeu-se que em média a região Amazônica comportou-se como sumidouro de umidade ($ET < P$), principalmente na época chuvosa,

diferentemente do observado para todo o período (1979-2008). Quando analisados os setores oeste e leste separadamente, percebeu-se que durante a atuação do JBN o leste da Amazônia em média comportou-se como sumidouro, principalmente na época chuvosa, comportando-se como fonte apenas entre os meses de julho e setembro, enquanto o oeste da região também comportou-se como sumidouro, sendo fonte apenas entre os meses de junho e outubro.

Em média durante a atuação do JBN a Bacia do Prata comportou-se como sumidouro durante todos os meses, diferentemente do observado para todo o período em que comportou-se como fonte na época seca. Ressalta-se também que a convergência de umidade sobre a Bacia do Prata durante atuação dos JBN corresponde à 71% da média mensal de precipitação sobre a bacia, enquanto que na média para todo período esta variável correspondia apenas à 40% da média mensal de precipitação. Analisando os setores norte e sul da bacia separadamente, observou-se que o norte em média comportou-se como sumidouro ($ET < P$), embora durante seis meses do ano tenha se comportado como fonte (abril a setembro), e do total da convergência de umidade observada sobre o norte da bacia, 89% corresponde à precipitação média mensal no período de atuação dos JBN, enquanto para todo o período apenas 47% da convergência de umidade correspondia à precipitação. Já o sul da Bacia do Prata comportou-se como sumidouro ($ET < P$) durante todos os meses. Da convergência de umidade total observada sobre a porção sul da Bacia do Prata durante a atuação de JBN, 61% corresponde à precipitação média mensal sobre a região, valores superiores aos observados para a reciclagem de umidade (42%), indicando que o transporte de umidade entre trópicos e extratropicais e sua convergência ao sul do continente é condicionante fundamental para a precipitação da região.

Finalmente foi analisado o comportamento das componentes do balanço de umidade e o termo de reciclagem (ET/P) sobre a Amazônia e Bacia do Prata durante anos de El Niño e La Niña entre o período de 1979 a 2008. Esta análise foi realizada através das diferenças mensais das componentes precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade e da diferença da razão entre a evapotranspiração e precipitação (ET/P), entre o período total e anos de EN e de LN. A classificação do ONI, índice utilizado pela NOAA para identificar eventos de El Niño-Oscilação Sul no oceano Pacífico Tropical,

foi utilizada para identificar durante o período de estudo 10 eventos de El Niño e 9 eventos de La Niña.

Em anos de El Niño e de La Niña, observam-se mudanças na circulação da atmosfera nos baixos e altos níveis da atmosfera, causando mudanças nos padrões de transporte de umidade e consequentemente na distribuição da precipitação, como citado por diversos autores, entre eles Philander (1990) e Tedeschi (2008).

Neste estudo, observou-se que na ocorrência de El Niño houve uma diminuição na precipitação sobre a Amazônia (3,8 mm/mês) e um aumento sobre a Bacia do Prata (0,96 mm/mês) durante a maioria dos meses do ano. Quando analisou-se os setores oeste e leste da Amazônia separadamente, observou-se que a redução na precipitação é praticamente a mesma. Já quando analisou-se os setores norte e sul da Bacia do Prata, o aumento na precipitação foi maior sobre o norte da bacia (1,70 mm/mês), porém observou-se um comportamento inverso na maioria dos meses entre estas duas porções da bacia, ou seja, quando houve redução ao norte observou-se aumento ao sul. É importante ressaltar aqui o trabalho de Lau e Zhou (2000), em que os autores usando médias para o período dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), concluíram que durante El Niño a circulação de monções na América do Sul se fortalece, a chuva se intensifica e se desloca para o sul. Grimm et al. (2000) verificaram que, além do Sul do Brasil ser afetado pelos episódios ENOS, esse sinal se estende por todo o Cone Sul da América do Sul. Grimm et al. (1998, 2000) mostram em seus trabalhos que o impacto sobre o total sazonal de precipitação na Região Sul é bem mais fraco que para a primavera, havendo mesmo uma reversão das anomalias em janeiro, evidenciando a importância dos conhecimentos das variações subsazonais da variabilidade interanual associada com eventos ENOS.

Durante eventos de El Niño, também foi observado um pequeno aumento na evapotranspiração durante o outono sobre a Amazônia, e sobre a Bacia do Prata esse aumento foi pequeno, mas ocorreu durante todos os meses. No que diz respeito à convergência de umidade, observou-se através das diferenças entre anos de El Niño e todo o período, que sobre a Amazônia houve uma redução na convergência de umidade de 3,34 mm/mês, com um aumento sobre a Bacia do Prata de 0,63 mm/mês. Sobre a Amazônia fica evidente que a redução na precipitação está diretamente relacionada com a redução da convergência de umidade em anos de El Niño. Neste contexto, mesmo

apresentando maior disponibilidade de umidade para a atmosfera devido intensificação dos processos de evaporação, pois a reciclagem de umidade durante eventos de El Niño apresentou um pequeno aumento de disponibilidade de umidade para a atmosfera quando comparado com a média para todo o período, a redução da convergência de umidade sobre a Amazônia durante anos de El Niño é fator condicionante para o balanço de umidade sobre a região.

Observou-se que em anos de La Niña que houve um aumento da precipitação sobre a Amazônia (8,64 mm/mês) e uma redução sobre a Bacia do Prata (1,91 mm/mês), perceptíveis principalmente nos períodos de primavera e verão sobre as duas regiões. No que diz respeito à evapotranspiração, observou-se sobre a Amazônia uma diminuição desta variável apenas no período do outono, mas em média houve um aumento, e sobre a Bacia do Prata, em média houve uma redução da evapotranspiração, associado principalmente à redução desta variável no sul da bacia. Analisando a reciclagem de umidade (ET/P) em eventos de La Niña, observou-se que em média houve um pequeno aumento de disponibilidade de umidade para a atmosfera sobre a Bacia do Prata quando comparado com a média para todo o período.

Dos resultados obtidos neste capítulo também foi possível observar sobre a Região Amazônica o aumento significativo da convergência de umidade (6,37 mm/mês), principalmente durante a estação seca, enquanto a redução na convergência de umidade sobre a Bacia do Prata (1,19 mm/mês) ocorreu praticamente durante todo o ano. Destaca-se aqui que o aumento ou redução na convergência de umidade sobre a região Amazônica e Bacia do Prata em anos de EN e LN está diretamente associada às mudanças nos padrões de circulação associados com estes eventos, citados anteriormente. Os resultados apresentados nesta seção mostram-se de acordo com estudos prévios realizados por Marengo (2005).

6 DADOS E METODOLOGIA – PARTE II

6.1 Avaliação dos impactos das modificações nos usos e cobertura da terra

Para uma melhor representação do clima atual através de simulações numéricas torna-se necessária a utilização de condições de superfície que se encontrem mais próximas da realidade. Nas últimas décadas os produtos que representam os usos e cobertura da terra utilizados em alguns modelos numéricos foram obtidos a partir de expedições exploratórias e de dados cartográficos já ultrapassados. Por volta da metade dos anos 90, o sensoriamento remoto, juntamente com técnicas de geoprocessamento, passou a ser utilizado, o que possibilitou uma série de análises espaço-temporal que auxiliaram na construção de mapas mais representativos das reais condições de vegetação e usos da terra. Estes passaram a ser utilizados na modelagem de tempo e clima através de esquemas de superfície como, por exemplo, os esquemas SIB (SELLERS et al, 1986), SSiB (XUE et al., 1991) e o NOAH (CHEN; LEBLANC, 1997).

A substituição de florestas por pastagens reduzem a taxa anual de evapotranspiração e modifica a circulação atmosférica, com efeitos locais e remotos. Um desflorestamento de pequenas proporções pode levar até a um aumento da precipitação sobre a área desmatada, isso por conta de circulações locais induzidas por diferenças de temperatura entre a floresta e a área desmatada. Porém, um desflorestamento em grande escala ou modificações significativas nos usos da terra trazem grandes modificações à circulação atmosférica da região com consequente impacto hidrológico, com reduções e/ou aumentos de precipitação em grandes áreas e até em regiões vizinhas e remotas como mostram, por exemplo, os trabalhos de Avissar et al.(2002), Andreae et al. (2002), Correia et al. (2007) e Sampaio et al. (2007) para a região Amazônica, de Cunha (2013) para a Região Nordeste do Brasil e de Mourão (2010) e Algarve (2013) para a Região Sudeste do Brasil.

Neste contexto, procurando entender quais as possíveis conseqüências das mudanças nos usos e cobertura da terra, antrópicas ou não, observadas sobre a região Amazônica e sobre grande parte do território brasileiro, no comportamento do balanço de umidade e suas componentes sobre a América do Sul, foram realizadas simulações numéricas com o modelo regional ETA em sua versão climática (CHOU et al., 2010). A escolha de um modelo de área limitada deve-se ao fato de alterações no clima associadas às mudanças

na cobertura vegetal serem verificadas com mais detalhes normalmente em escalas regionais.

6.2 Descrição dos experimentos

Para a avaliação dos impactos das mudanças nos usos e cobertura da terra foram considerados três experimentos distintos para as simulações numéricas com o modelo regional ETA. Um primeiro experimento, caracterizado como Condição Natural (POTENCIAL), foi utilizado o mapa de vegetação potencial (Figura 6.1) descrito por Ramankutty e Foley (1999) e Salazar (2009). Este mapa representa apenas a distribuição potencial da vegetação sobre a América do Sul, onde não são incluídas as modificações antrópicas na cobertura vegetal do continente.

Em um segundo experimento, definido como Simulação Controle (CONTROLE), o mapa de usos e cobertura da terra utilizado (Figura 6.2), representativo das condições da década de 90, são provenientes de conjuntos de dados do *United States Geological Survey* (USGS), baseados em dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), juntamente com os dados do mapa de vegetação elaborado no contexto do projeto PROVEG-INPE, ano base 2000. Inicialmente este mapa (PROVEG-INPE) foi elaborado através da compatibilização dos conjuntos de dados das classes de vegetação do mapa do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1992) e dados do Projeto RADAMBRASIL (Projeto RADAMBRASIL, 1978), sendo um mosaico da região Amazônica gerado a partir de informações contidas no mapa temático, ano base 2000, elaborado por Sestini et al. (2002).

Finalmente, o terceiro experimento, definido pelas Condições Atuais (NOVO), utilizou um mapa (Figura 6.3) o qual representa as condições atuais de usos e cobertura da terra (VIEIRA et al., 2010) sobre o Brasil. Este novo mapa possui como base o mapa gerado no contexto do PROVEG-INPE, ano base 2000, juntamente com dados das classes do Projeto de Biodiversidade (PROBIO), ano base 2002, do Ministério do Meio Ambiente, sendo realizado um cruzamento de planos de informação com as informações dos dados do projeto PROBIO com o objetivo de detalhar melhor a legenda existente, sendo incluídas mais duas classes de cobertura e uso da terra (vegetação secundária e área urbana) ao mapa atual. Adicionalmente à este mapa, também foram inseridos os dados atuais de desmatamento do PRODES, ano base 2008. O mapa temático da Região

Nordeste do Brasil foi elaborado por Vieira et al. (2013) através de imagens do sensor ETM+ do satélite Landsat 7 e TM Landsat 5, do período de 1999 a 2001. O restante das informações contidas no mapa do projeto PROVEG-Brasil do INPE são provenientes de dados do projeto PROBIO (biomas Cerrado, Pantanal e Pampa), ano base 2002, das informações do Projeto SOS Mata Atlântica, ano base 2005, e do Projeto Canasat do INPE, ano base 2005, referente ao estado de São Paulo.

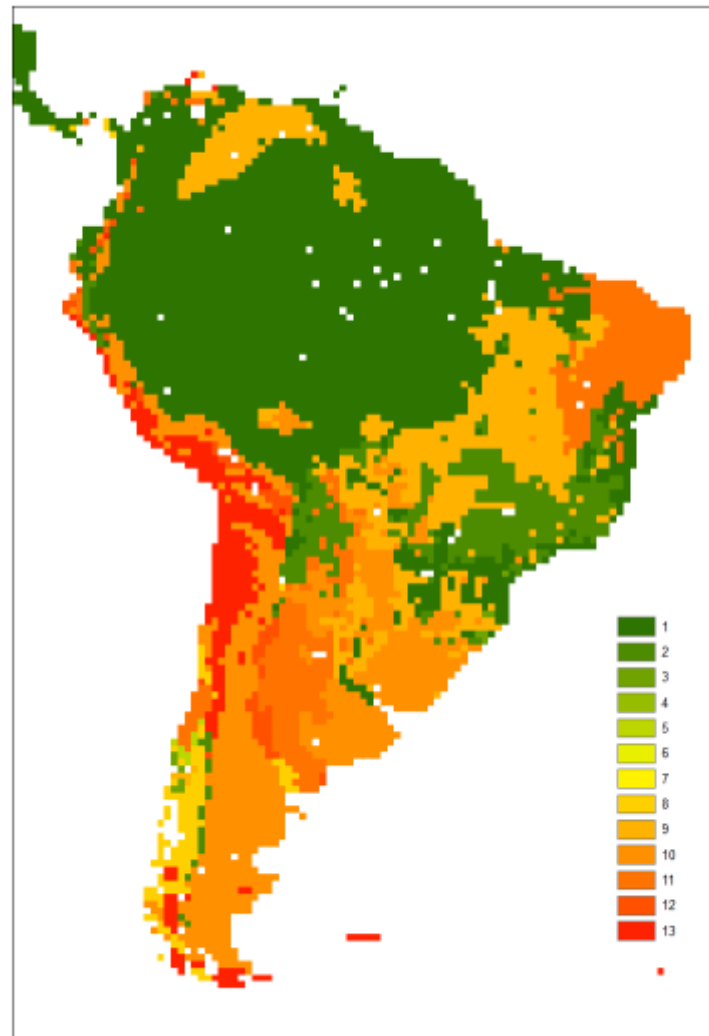


Figura 6.1 – Mapa de vegetação potencial (RAMANKUTTY; FOLEY, 1999) utilizado na simulação POTENCIAL. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2.

Ressalta-se que a cobertura do terreno sobre o qual o modelo opera é essencialmente representada em um mapa, como os descritos anteriormente, em que cada tipo de

cobertura da superfície é representada por um número (bioma) ao qual estão associados os parâmetros. Estes parâmetros são definidos de acordo com o modelo de interação solo-vegetação atmosfera utilizados, neste caso o NOAH, descrito posteriormente. Todos os mapas utilizados nas simulações possuem resolução espacial de 1km para todo domínio.

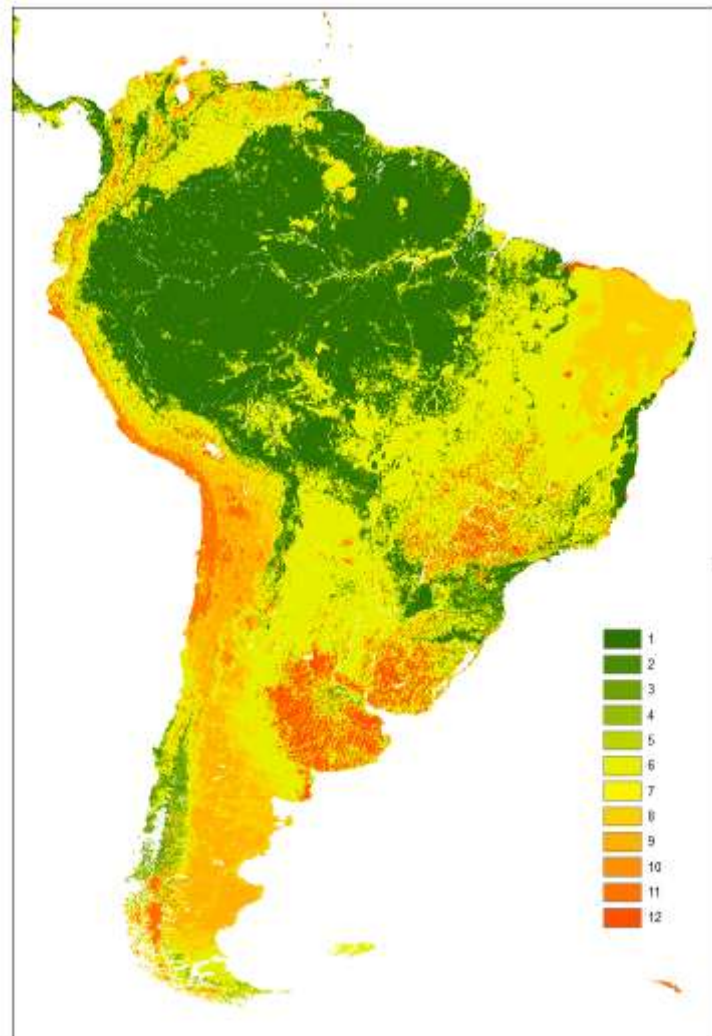


Figura 6.2– Mapa de vegetação e usos da terra, representativo da década de 90, utilizado na simulação CONTROLE. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2.

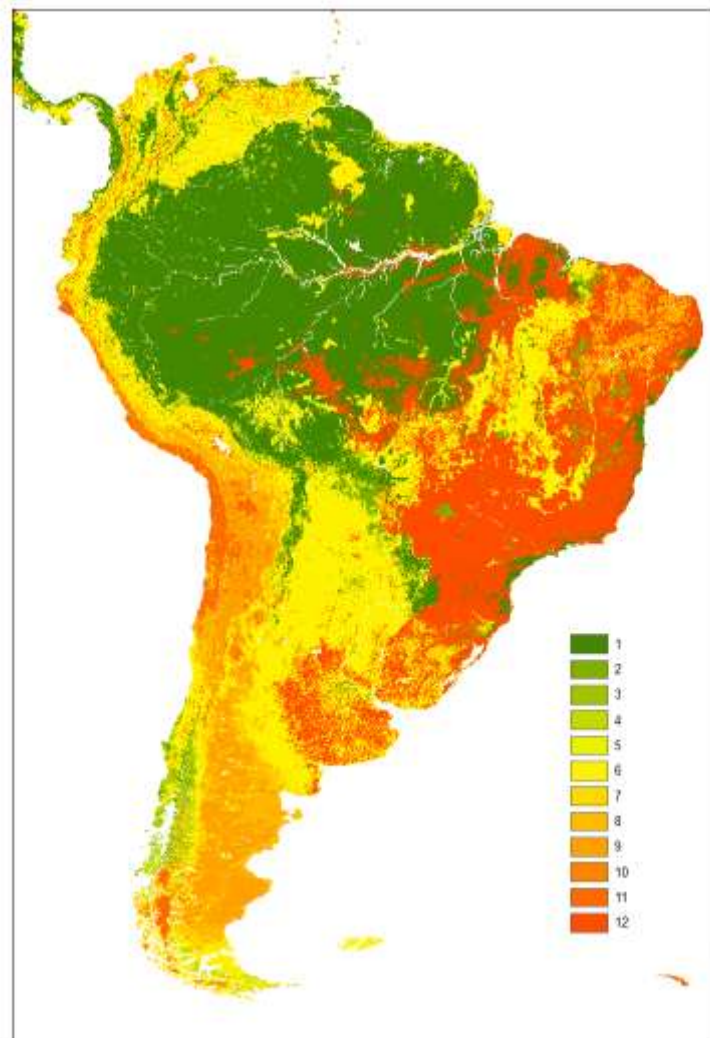


Figura 6.3 – Mapa de vegetação e usos da terra, representando as condições atuais, utilizado na simulação NOVO. Descrição das classes poderá ser encontrada na Tabela 6.2.

As simulações numéricas foram realizadas para o período de 30 anos, entre 1979 e 2008, contemplando assim 10958 dias de simulação compreendendo praticamente toda a América do Sul, entre as longitudes de 20°W a 90°W e as latitudes de 20°N a 50°S, com espaçamento horizontal de grade de 20 km. Como condições iniciais e de contorno (a cada 6 horas) foi utilizado o conjunto de dados de reanálise CFSR do NCEP e condições de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) mensais para o mesmo período de simulação com resolução espacial de 2°x2° (SMITH et al., 2008). Nas simulações também foram utilizados dados de médias mensais climatológicas para o NDVI, o qual

é posteriormente utilizado dentro do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera para estimativa da fração de área verde.

Considerando o período de ajuste (*spin up*) do modelo às condições iniciais e de contorno, foram desconsiderados os 2 primeiros anos de simulação e as análises apresentadas no decorrer deste trabalho consideram o período de 28 anos, entre 1981 e 2008. A Tabela 6.1 sumariza os três experimentos realizados no contexto deste trabalho.

Para a avaliação do desempenho do modelo ETA, foram realizadas comparações entre as simulações realizadas no escopo do experimento controle (CONTROLE) e dados de estimativa de precipitação do TRMM, para o período de 10 anos entre 1999 a 2008.

Alguns testes estatísticos permitem a avaliação da performance do modelo, como o cálculo dos coeficientes de correlação entre as simulações e os dados observacionais, analisando-se a relação linear entre os dados simulados e observados. Para o cálculo foi utilizado o método de correlação linear de Pearson, que é dado pela razão entre a covariância e o produto dos desvios padrão das duas variáveis. Além do cálculo da correlação linear, para evidenciar a verdadeira acurácia das simulações, foram calculados o desvio padrão para observação (σ_{obs}) e simulação (σ_{sim}), erro médio (BIAS), a raiz do erro médio quadrático (REMQ), a raiz do erro médio quadrático imparcial (REMQ_{IM}).

Tabela 6.1 – Resumo dos experimentos realizados, em que TSM é a temperatura da superfície do mar, C.I. é Condição inicial e C.C. é condição de contorno.

NOME	MAPA	TSM	C.I. e C.C.
Potencial	Vegetação Potencial	Mensal	CFSR/NCEP
Controle	PROVEG-INPE 2000	Mensal	CFSR/NCEP
Novo	Vieira et al. (2010)	Mensal	CFSR/NCEP

O BIAS mostra o quanto os resultados das simulações são maiores ou menores que os dados observados e os valores de REMQ indicam a discrepância entre simulações e observação, em que a estatística REMQ_{IM} diferencia-se por remover o desvio médio. De acordo com Pielke (2002), o bom desempenho da simulação numérica pode ser demonstrado quando as seguintes características são satisfeitas: (i) $\sigma_{sim} \cong \sigma_{obs}$; (ii) $REMQ < \sigma_{obs}$; (iii) $REMQ_{IM} < \sigma_{sim}$.

6.3 Modelo regional ETA

O modelo ETA foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em parceria com o Instituto de Hidrologia da Iugoslávia, e se tornou operacional no National Center for Environmental Prediction – NCEP (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994). Em 1996 este modelo tornou-se operacional no CPTEC, tendo como objetivo melhorar a previsão numérica do tempo, realizada desde o início de 1995 com o Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) (CHOU, 1996). Recentemente este modelo passou por atualizações, como citado por Mesinger et al. (2012), as quais estiveram mais relacionadas à performance computacional e ao esquema de topografia do modelo.

Chou e Silva (1999) e Chou (2000) descreveram as principais características do modelo ETA disponível no CPTEC. Por ser um modelo de área limitada, o que permite maior resolução, o modelo se propõe a prever com maiores detalhes os fenômenos associados a frentes, brisas marítimas, orografia e tempestades severas.

Basicamente, os modelos regionais climáticos foram desenvolvidos a partir de modelos de previsão numérica de tempo, tendo sido modificados para operar no “modo climático”. Isto implica, principalmente, em modificar as parametrizações físicas dos processos de transferência radiativa e de processos de superfície para uma melhor representação das condições de contorno. Os modelos de área limitada têm sido empregados no estudo do clima e de mudanças climáticas regionais, utilizando simulações mensais ou multi-anuais e grades que variam de 20 a 80 km, sendo forçados por análise provida por produtos de reanálise de centros operacionais como o ECMWF ou NCEP, ou por MCGs (GIORGI; MEARNS, 1999).

A versão do modelo regional ETA utilizado foi desenvolvida para realizar simulações para grandes períodos, inicialmente adaptada para as condições iniciais do modelo HadCM3. As modificações desta versão do modelo para a versão original foram: (1) mudança no calendário, no qual foi criado um calendário de 360 dias/ano, embora recentemente tenha havido atualizações, sendo utilizado neste estudo o calendário gregoriano com 365 dias/ano e 366 em anos bissextos; (2) a fração de área verde, relacionado com a sazonalidade da vegetação, foi modificada de forma que esta varia durante o ano. Simulações utilizando esta versão do modelo regional ETA com o objetivo de reproduzir o clima presente a partir de dados do modelo HadCM3 realizadas

por Chou et al (2010) mostraram que o modelo apresenta algumas dificuldades em representar a frequência de ocorrências de La Niña, mas de forma geral este consegue representar de forma satisfatória a variabilidade climática da América do Sul.

6.3.1 Coordenada vertical eta (η)

Mesinger (1984), com o intuito de remover uma grande quantidade de erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, tais como a força gradiente de pressão, difusão e advecção horizontal, ao longo de uma superfície muito inclinada, desenvolveu a coordenada vertical Eta, a qual deu nome ao modelo. A coordenada η assim como a coordenada sigma (σ) (PHILLIPS, 1957), é fundamentada na normalização da pressão, porém com a vantagem das superfícies constantes estarem dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas, reduzindo desta forma o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que ocorre na coordenada σ (MESINGER, 1984). A coordenada η é definida pela expressão:

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_S - P_T} \right) \left[\frac{P_{ref}(Z) - P_T}{P_{ref}(0) - P_T} \right] \quad (6.1)$$

em que P_T é a pressão no topo do modelo (25hPa); P_S e Z são a pressão e a elevação da fronteira inferior do modelo, respectivamente. P_{ref} é a pressão de referência, que é função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão. O primeiro termo do lado direito da Equação 6.1 é a definição padrão da coordenada sigma e o segundo é o termo de conversão da coordenada vertical sigma na coordenada Eta.

A estrutura vertical do modelo ETA com 38 camadas na vertical é apresentada na Figura 6.4. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão, enquanto que os números do lado direito indicam aproximadamente a espessura de cada camada. A camada mais baixa é configurada com aproximadamente 20 metros dentro da atmosfera padrão, possibilitando uma melhor representação da camada limite. As camadas acima aumentam de espessura gradualmente até a alta troposfera para, em seguida, começar a reduzir a espessura novamente. O máximo gradiente de espessura próximo à tropopausa possibilita uma melhor representação da inversão em altos níveis. O aumento da resolução próximo à tropopausa é empregado no sentido de representar melhor as regiões baroclínicas, como correntes de jatos, inversão térmica, frentes, etc.

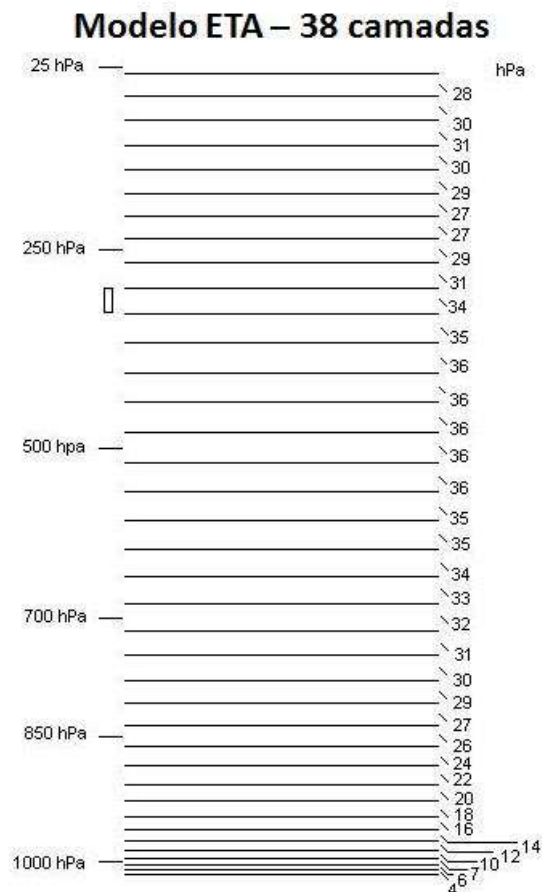


Figura 6.4 - Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo ETA com 38 níveis. No lado esquerdo estão os níveis atmosféricos padrões e no direito a espessura de cada camada (em hPa). (Fonte: Adaptada de CORREIA, 2005).

6.3.2 Grade horizontal

A base da estrutura horizontal do modelo ETA é a grade E de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977), como mostrado na Figura 6.5. Cada ponto (h) define um ponto de massa, onde são definidas as seguintes variáveis: pressão em superfície, velocidade vertical, água líquida, energia cinética turbulenta e variáveis termodinâmicas. Enquanto cada ponto (v) define as componentes horizontais do vento. O comprimento (d) indica o espaçamento entre dois pontos h ou v adjacentes, sendo que a magnitude deste comprimento é usada para definir a resolução horizontal do modelo. A grade-E de Arakawa é definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. O ângulo de rotação para o novo sistema de coordenadas é determinado pelo ângulo formado entre o equador e a reta que liga o centro do domínio do modelo ao

meridiano de 0° . Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis, enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces.

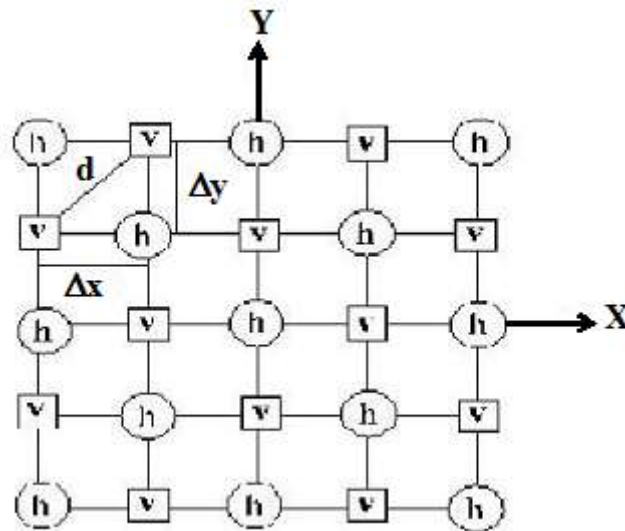


Figura 6.5 - Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (h) e de velocidade (v). A distância (d) define a resolução do modelo. (Fonte: Adaptada de CORREIA, 2005).

6.3.3 Topografia

A topografia do modelo ETA é representada por degraus discretos, cujos topos coincidem exatamente com as interfaces das camadas do modelo, como apresentada na Figura 6.6. Nesta figura u , T e P_s representam a componente zonal do vento, a temperatura e a pressão a superfície, respectivamente. Os círculos em u representam os pontos em que eles são definidos como zero em todo o período de integração. As variáveis de massa e do vento horizontal são distribuídas no meio das camadas, enquanto que a velocidade vertical e energia cinética turbulenta são representadas nas interfaces das camadas.

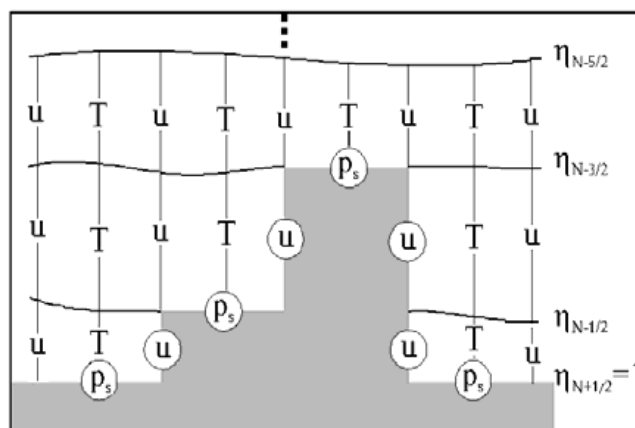


Figura 6.6 - Seção vertical idealizada da topografia do Modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u , T , p_s). Fonte: Torres, 2008.

6.3.4 Forçantes de grande escala

As forçantes externas (condições de contorno) são definidas como 3 linhas ao longo das fronteiras laterais do domínio. Maiores detalhes sobre a definição do contorno lateral do modelo são encontradas em Mesinger (1977). O esquema utilizado pelo modelo ETA não utiliza zonas de relaxação, mas usa apenas o aninhamento em apenas um sentido, em que não é realizada assimilação de dados de grande escala no interior do domínio de integração. Segundo Veljovic et al. (2010) o modelo ETA mantém as condições de grande escala mesmo sem a assimilação de dados no interior do domínio de simulação.

6.3.5 Dinâmica do modelo ETA

A integração no tempo utiliza a técnica de particionamento explícito (BLACK 1994; CHOU et al, 2002). Os termos ajustados pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos advectivos. Um esquema “*forward-backward*” trata dos termos responsáveis por esse ajuste (JANJIC, 1979), enquanto o esquema “*Euler-backward*” modificado trata dos termos de advecção horizontal e vertical (JANJIC, 1984). O esquema de diferenças finitas no espaço emprega um método que controla a transferência de energia para as ondas mais curtas (JANJIC, 1984).

6.3.6 Parametrizações físicas do modelo ETA

Alguns fenômenos atmosféricos importantes e que influenciam determinadas variáveis meteorológicas algumas vezes ocorrem em escalas espaciais menores que a resolução

espaçial utilizada para a solução das equações. Para que sejam levados em consideração os efeitos destes fenômenos sobre as variáveis meteorológicas é necessário que de alguma forma estes fenômenos possam ser resolvidos. Assim, procura-se um equilíbrio estatístico entre os fenômenos e variáveis; logo, o que irá interessar será o efeito estatístico sobre o fluxo dos fenômenos de pequena escala. Este processo descrito chama-se parametrizar. No modelo ETA alguns fenômenos parametrizados são: difusão vertical turbulenta, radiação, convecção, entre outros.

6.3.6.1 Difusão Vertical Turbulenta

Os efeitos da mistura de calor, de *momentum* e de umidade pela turbulência de pequena escala são representados pela difusão vertical no modelo ETA, com a energia cinética turbulenta como variável prognóstica do modelo. Os coeficientes de mistura turbulenta são calculados de acordo com o esquema de fechamento de Mellor e Yamada (1982) nível 2.0. Este método supõe um contrapeso local entre a produção e a dissipação da energia cinética turbulenta. A atmosfera inteira é representada por camadas discretas que podem, ou não, ser parte da camada limite planetária.

Na atmosfera livre é aplicado o esquema de Mellor-Yamada 2.5, e na camada limite planetária (CLP) a parametrização das trocas turbulentas de energia são realizadas através do esquema de Mellor-Yamada 2.0. Para a camada superficial é aplicada a teoria da similaridade de Monin-Obukhov combinada com funções de estabilidade de Paulson (Paulson, 1970).

6.3.6.2 Radiação no Modelo ETA

O esquema de cálculo da radiação de onda curta baseia-se no modelo de Lacis e Hansen (1974), enquanto a radiação de onda longa segue o modelo de Fels e Schwarzkopf (1975). As tendências de temperatura da atmosfera, associadas aos efeitos radiativos, são aplicadas após cada passo de tempo de 1 hora. A cobertura de nuvens estratiformes e cumuliformes é diagnosticada com base na umidade relativa e na taxa de precipitação convectiva do modelo. A concentração de dióxido de carbono e de ozônio na atmosfera é climatológica.

6.3.6.3 Esquema de Convecção no Modelo ETA

O esquema de parametrização convectiva *BMJ* é um esquema de ajustamento convectivo, e foi desenvolvido por Betts (1986) e Betts e Miller (1986) e modificado por Janjic (1994). Nesse esquema, os perfis de temperatura e umidade do modelo são ajustados a perfis de referência observados (BETTS, 1986; BETTS E MILLER, 1986). Os perfis de referência são cuidadosamente escolhidos para representar a estrutura termodinâmica tipicamente observada em situações convectivas e que refletem um estado de quase equilíbrio entre a forçante de grande escala e a convecção cúmulus. Apenas a convecção profunda é responsável pela precipitação. A convecção rasa não precipitante serve para transportar umidade para níveis superiores e manter a inversão de temperatura em baixos níveis. A convecção profunda transporta calor e umidade de modo a remover ou reduzir a instabilidade condicional (JANJIC, 1994). Este esquema é ativado quando o ambiente é condicionalmente instável e a atmosfera é mais úmida que a atmosfera de referência (GALLUS, 1999). Os perfis de referência são relativamente secos de modo que este esquema tende a remover toda a umidade presente minimizando a quantidade de chuva produzida explicitamente (GALLUS, 1999). De acordo com Gallus (1999), este esquema pode não funcionar em situações de convecção intensa em que existe uma camada de ar seco por cima do ar úmido.

6.4 Modelo de interação solo-vegetação-atmosfera

Mudanças no uso e cobertura da terra apresentam ligação direta com mudanças no tempo, clima e no ecossistema. Devido à importância destas interações, parametrizações de processos no solo e na vegetação foram criadas e têm sido sofisticadas nos últimos anos. Os modelos de interação solo-vegetação-atmosfera são responsáveis pelos balanços de água, energia e momentum na superfície.

Neste trabalho, o esquema de superfície acoplado ao modelo ETA é o *NOAH Land Surface Model* (NOAH LSM) proveniente do NCEP, *Oregon State University, Air Force* (AFWA), *Hidrologic Research Lab-NWS*. Este modelo de superfície é capaz de prognosticar a umidade do solo e a temperatura em quatro camadas (10, 30, 60 e 100 cm de espessura), sendo que a espessura das camadas não é variável e a camada total de solo apresenta profundidade máxima de 2 m, além de prognosticar a umidade do dossel e a profundidade de neve água-equivalente. Uma ilustração dos processos

termodinâmicos e da hidrologia do solo representados no modelo pode ser observada na Figura 6.7. Maior detalhamento sobre as principais equações do modelo pode ser encontrado em Chen et al. (1997), Chen e Dudhia (2001) e Ek et al. (2003).

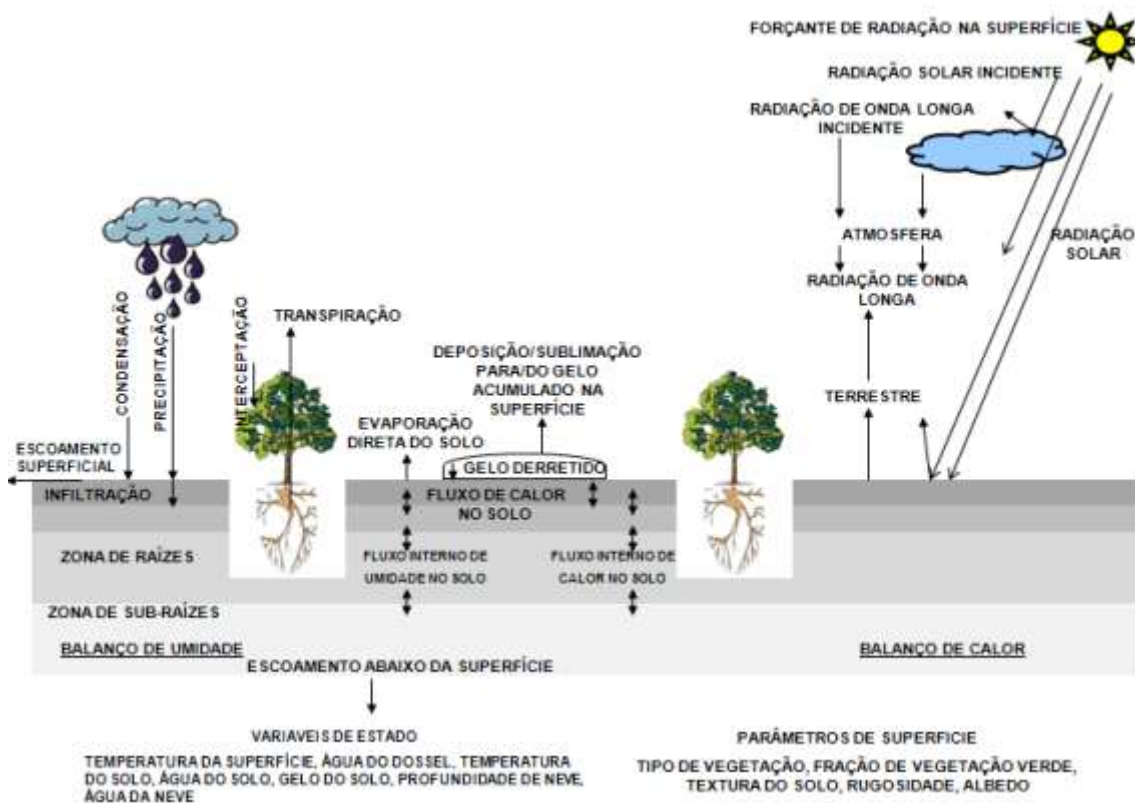


Figura 6.7 - Ilustração dos Processos de Superfície Noah LSM. (Fonte: SOUZA, 2009).

Este esquema de superfície contempla 12 tipos distintos de classes de vegetação e usos da terra, segundo as classes definidas por Dorman e Sellers (1989) (Tabela 6.2), e 7 classes de textura do solo de acordo com cada tipo. Para realizar as simulações dos processos de superfície o esquema de superfície necessita dados de radiação solar incidente, velocidade do vento, precipitação, umidade relativa e temperatura do ar a 2m, todos fornecidos pelo modelo ETA a cada integração no tempo.

Cada classe de vegetação e usos da terra possui parâmetros dependentes como albedo, comprimento de rugosidade, porcentagem de cobertura da vegetação, número de camadas do solo alcançadas por raízes, resistência estomatal, resistência do dossel associada à radiação e limiar da profundidade de neve por cima da qual a cobertura é 100 %.

Tabela 6.2 – Tipos de vegetação e usos da terra.

Classe	Descrição
0	Oceano
1	Árvores latifoliadas perenes (floresta tropicais)
2	Árvores latifoliadas decíduas
3	Árvores latifoliadas/aciculadas (floresta mista)
4	Árvores aciculadas (perenes)
5	Árvores aciculadas (decíduas)
6	Árvores latifoliadas com cobertura arbustiva/herbácea (savana)
7	Gramíneas e herbáceas (perene)
8	Arbustos latifoliados com cobertura herbácea perene
9	Arbustos latifoliados com solo exposto
10	Árvores anãs e arbustos com cobertura herbácea (tundra)
11	Solo exposto
12	Cultivos

7 RESULTADOS – PARTE II

7.1 Impactos das mudanças do uso e cobertura da terra no balanço de umidade

Alguns estudos e os resultados obtidos na primeira parte deste trabalho mostram que no balanço anual, a região Amazônica é um grande importador de vapor de água, especialmente do oceano Atlântico. O transporte de vapor do oceano contribui com aproximadamente três quartos da umidade que circula anualmente na região. O outro quarto é produzido pelo processo de evapotranspiração (SATYAMURTY et al., 2013).

Resultados obtidos na primeira parte deste trabalho mostram que na Amazônia as chuvas anuais são de aproximadamente duas vezes a evapotranspiração total, ou seja, metade de toda a umidade que circula na bacia. Isso significa que a Amazônia exporta, e reexporta, uma quantidade anual de umidade que é de aproximadamente duas vezes o total da precipitação regional ou, ainda, quatro vezes a sua evapotranspiração (CORREIA et al, 2007). Alguns autores e os resultados anteriores mostram que aproximadamente metade desta umidade que circula sobre a região Amazônica é transportada em direção ao sul da América do Sul e a outra metade em direção ao oceano Pacífico e Caribe. Entre 20 e 35% das chuvas regionais são alimentadas pela evapotranspiração gerada na própria bacia. Embora nem toda a evapotranspiração se transforme em chuva na bacia, sua contribuição para as chuvas anuais é muito significativa e alterações nos usos da terra têm impactos importantes (ZENG et al, 1996; HERDIES et al, 2002; CORREIA et al, 2007).

A substituição de florestas por pastagens na Amazônia e em outros locais do Brasil reduzem a taxa anual de evapotranspiração e modificam a circulação atmosférica, com efeitos locais e remotos. Um desflorestamento de pequenas proporções pode levar até a um aumento da precipitação sobre a área desmatada, isso por conta de circulações locais induzidas por diferenças de temperatura entre a floresta e a área desmatada. Porém, um desflorestamento em grande escala traz grandes modificações à circulação atmosférica da região e grandes impactos hidrológicos, com reduções e aumentos de precipitação, em grandes áreas da bacia e até em regiões vizinhas e remotas (AVISSAR et al., 2002; ANDREAE et al., 2002; CORREIA et al., 2007).

Como mencionado na revisão bibliográfica, foram realizados diversos estudos que analisaram os impactos do desmatamento da Amazônia tanto local como remotamente.

Porém, neste trabalho, além de realizar uma climatologia mais atual do balanço de umidade sobre a América do Sul, também serão avaliadas as influências provocadas por mudanças nos padrões de usos da terra na Amazônia e em outras regiões do país para o período de 30 anos (1979-2008) sobre grande parte da América do Sul, com ênfase na região da Bacia do Prata. A avaliação das consequências climáticas decorrentes de modificações da vegetação natural inclui o estudo da sensibilidade do clima às condições de superfície. Por exemplo, caso ocorra um intenso desmatamento ou a savanização de grande parte da floresta amazônica, qual seria o impacto na precipitação sobre a região da Bacia do Prata.

Neste contexto, conhecendo o comportamento das principais regiões da América do Sul de fonte ou sumidouro de umidade, será possível avaliar as possíveis consequências das mudanças de usos da terra e vegetação, antrópicas ou não, sobre o comportamento das componentes do balanço de umidade sobre a América do Sul. Para este objetivo, foi utilizado um modelo regional para realizar uma climatologia do balanço de umidade para um período de 30 anos, com uma resolução de 20 km. Além disso, para a análise das mudanças no balanço de umidade sobre a área de estudo, as simulações numéricas utilizarão condições passadas e atuais de vegetação e usos do solo, assim como cenários de vegetação potencial sobre a América do Sul.

Sendo assim, e tendo em vista os poucos estudos sobre os efeitos remotos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil decorrentes de mudanças no uso e cobertura da terra no contexto continental, o presente trabalho apresentará resultados de grande significado científico, colaborando para estudos posteriores sobre o assunto.

7.2 Avaliação do desempenho das simulações numéricas realizadas com o modelo regional ETA

Com o objetivo de avaliar o desempenho do modelo ETA foi realizado uma simulação numérica para o período de 10 anos entre as 00 UTC do dia 01 de janeiro de 1999 e 18 UTC do dia 31 de dezembro de 2008. Maiores detalhes sobre a metodologia de simulações pode ser encontrada no início do capítulo 6.

A simulação apresentada nesta seção corresponde ao experimento CONTROLE o qual utilizou como condição inicial e de contorno os dados do CFSR/NCEP, apresentados anteriormente. Vale ressaltar que algumas modificações no modelo e no pré-

processamento foram necessárias para que os novos dados CFSR do NCEP fossem utilizados.

Visto que um dos principais objetivos do trabalho é avaliar o balanço de umidade sobre algumas regiões da América do Sul sob efeito de mudanças no uso da terra e que a precipitação é um dos principais componentes deste balanço, para identificar o desempenho do modelo ETA, os resultados obtidos através da simulação foram comparados com os dados de estimativas de precipitação obtidos através do algoritmo 3B42 do satélite TRMM para o período de 1999 a 2008

A avaliação do desempenho do modelo em reproduzir os padrões de precipitação sobre a América do Sul, assim como sua intensidade, é avaliada através da correlação espacial e de estatísticas apresentadas neste capítulo calculadas entre os resultados obtidos através da modelagem e os dados TRMM.

De maneira geral, como pode ser observado na média para todo período de análise (Figura 7.1), o modelo tende a subestimar os valores de precipitação sobre praticamente todo território brasileiro e sul da América do Sul. Nota-se que grande parte dos erros do modelo estão localizados no oeste da região Amazônica sobre os Andes, sobre o oceano Atlântico tropical, sobre o norte do Pará e sobre todo estado do Amapá. Mesmo subestimando os valores, o modelo ETA foi capaz de reproduzir satisfatoriamente o posicionamento da precipitação, apresentando uma correlação espacial de 0,74 para todo continente. Observa-se também que há certa dificuldade do modelo em representar os valores de precipitação sobre praticamente toda faixa litorânea entre Santa Catarina e Pernambuco, superestimando a precipitação.

A Tabela 7.1 apresenta as diferenças entre a precipitação simulada e os dados TRMM para as diferentes caixas utilizadas para o cálculo do balanço de umidade. Na Bacia do Prata o modelo apresenta os maiores erros ($\sim 20,5$ mm/mês), mas com uma correlação espacial satisfatória (0,86), mostrando que o modelo consegue representar o posicionamento da precipitação sobre esta área. Já sobre a Bacia Amazônica o modelo apresenta os menores erros, próximos de 18 mm/mês e correlação espacial de 0,56. Destaca-se que a correlação espacial para todas as caixas no período de 1999 a 2008 é inferior a 0,5 apenas na caixa 1.2, sobre o leste da Amazônia. Para todo o período de análise, a subestimativa de precipitação de $-23,67$ mm/mês, simulada na caixa 2.2 no sul

da Bacia do Prata, foi a única que apresentou significância estatística ao nível de 95%. As demais diferenças apresentadas na Tabela 7.1 para todo o período de análise não apresentaram significância estatística.

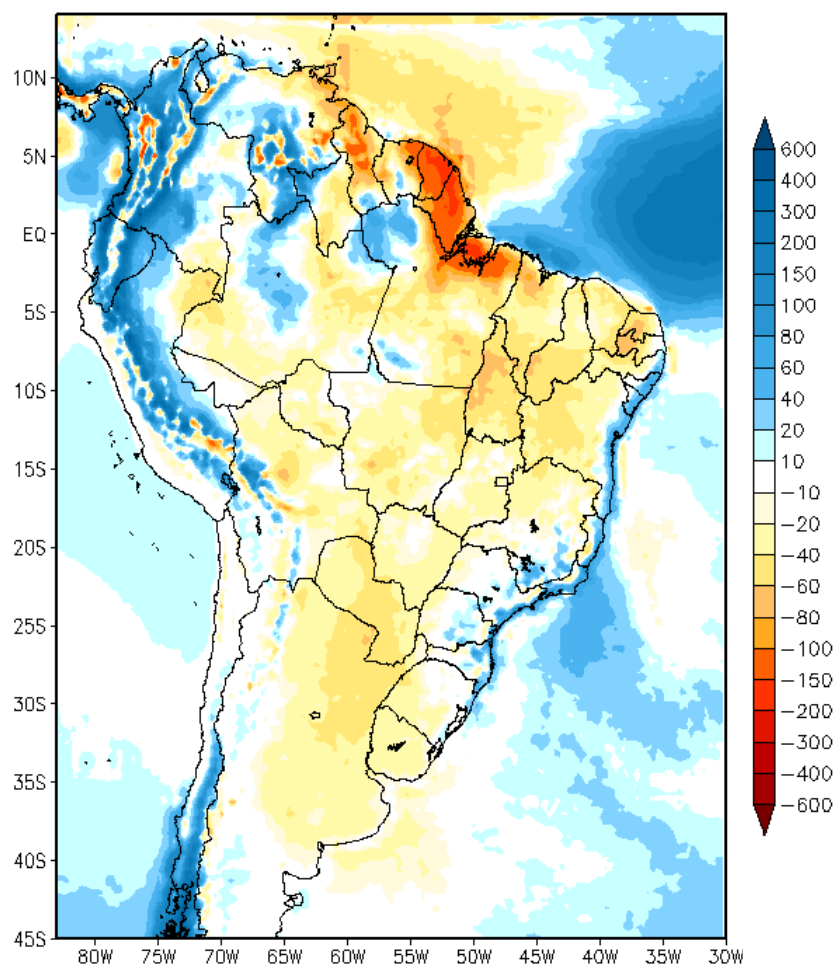


Figura 7.1 – Diferença entre os dados simulados pelo modelo ETA e dados de estimativas de precipitação TRMM para o período de 1999 a 2008 (mm/mês).

Nesta seção também é analisado o desempenho do modelo regional ETA para os valores simulados sazonalmente. Pode-se observar que durante o verão (Figura 7.2a) o modelo apresenta os maiores erros, subestimando significativamente a precipitação sobre a Bacia do Prata (~33mm/mês) (Tabela 7.1). Observa-se também que há elevados erros sobre o Nordeste do Brasil e nordeste da região Amazônica. Já sobre as Regiões Sul e Sudeste do país o modelo apresenta valores de superestimava da precipitação principalmente sobre os estados do Paraná e Rio de Janeiro. Destaca-se também que

especialmente o modelo está bem correlacionado com os dados TRMM durante o verão, apresentando correlação espacial superior a 0,60 em todas as regiões analisadas.

Tabela 7.1 – Diferença média (mm/mês) entre os dados simulados no experimento CONTROLE e dados de estimativas de precipitação do TRMM. Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

	DIFERENÇA (99-08)					
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	AMZ	LPB
DJF	-13,05	-52,01	-35,02	-31,21	-32,53	-33,11
MAM	-0,67	-83,03	-18,37	-19,85	-41,85	-19,11
JJA	28,31	-3,43	-1,67	-8,08	12,44	-4,87
SON	-0,14	-19,97	-14,23	-35,56	-10,06	-24,89
Média	3,61	-39,61	-17,32	-23,67	-18,00	-20,50

No outono (Figura 7.2b) o modelo continua subestimando a precipitação em todas as regiões de estudo, com erros significativos apenas nas regiões leste da Amazônia (~83mm/mês) e sobre toda a Bacia (~42mm/mês). Nota-se que o modelo tende a reduzir ainda mais os valores simulados de precipitação sobre o nordeste da Amazônia e também sobre o norte da Região Nordeste do Brasil. Observa-se também sobre a faixa litorânea entre o Rio Grande do Sul e Pernambuco que o modelo superestima a precipitação. Especialmente o modelo apresenta ótima correlação com os dados do TRMM, com valores de 0,7 para todo continente e superiores a 0,6 em todas regiões de interesse.

O inverno (Figura 7.2c) é a estação em que na média para todas as regiões de estudo o modelo superestima a precipitação para todo período de análise (3,78mm/mês), mas sem significância estatística. Os dados apresentados na Tabela 7.1 permitem observar que sobre a região Amazônica (Bacia do Prata) o modelo tende a superestimar (subestimar) os valores de precipitação. Ressalta-se que novamente é observado o padrão de superestimava de precipitação sobre a faixa litorânea do Brasil, mas mesmo assim o modelo apresenta ótimas correlações espaciais, superiores a 0,8 em todas as regiões de estudo.

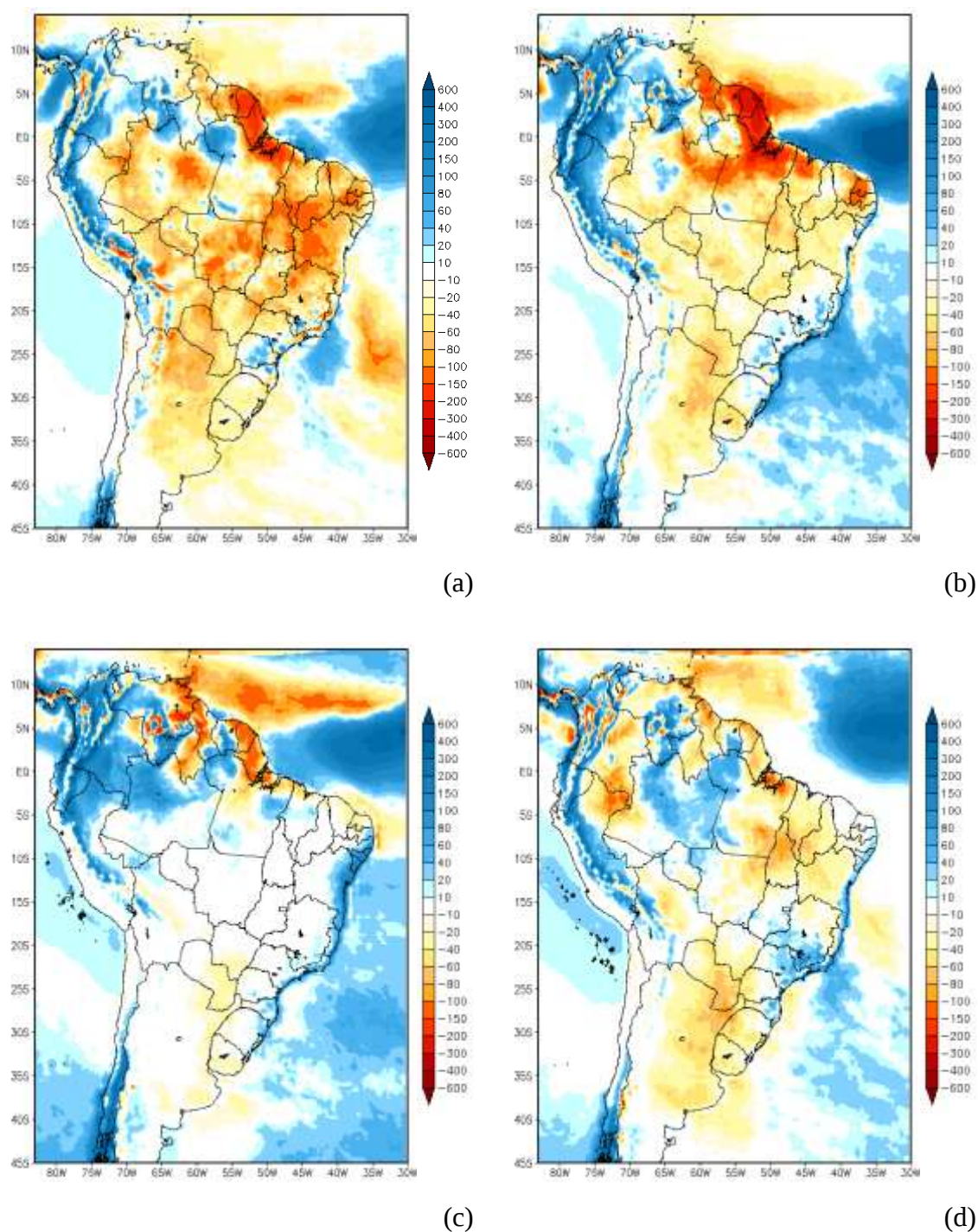


Figura 7.2 – Diferença entre os dados simulados pelo modelo ETA e dados de estimativas de precipitação TRMM para o período de 1999 a 2008 (mm/mês) em (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Observa-se na Figura 7.2d que durante a primavera o modelo apresenta valores superestimados de precipitação sobre o Sudeste do Brasil, principalmente sobre a região preferencial de formação da ZCAS. No contexto geral das diferenças para esta estação,

observa-se que o modelo continua a apresentar o padrão de subestimativa da precipitação sobre todas regiões de estudo (Tabela 7.1). A diferença mais significativa é observada sobre o sul da Bacia do Prata, onde os valores simulados são 35mm/mês inferiores aos observados para o período de análise. Assim como observado para as demais estações, o modelo apresenta boa correlação espacial, com valores superiores a 0,6 em todas as regiões de interesse.

Os resultados dos testes estatísticos apresentados na metodologia para a avaliação do desempenho do modelo ETA são apresentados na Tabela 7.2. Observa-se que o modelo apresenta excelente correlação com os dados observados para todo período de 1999 a 2008. Como citado anteriormente, de acordo com Pielke (2002), o bom desempenho da simulação numérica pode ser demonstrado quando as seguintes características são satisfeitas: (i) $\sigma_{sim} \cong \sigma_{obs}$; (ii) $REMQ < \sigma_{obs}$; (iii) $REMQ_{IM} < \sigma_{sim}$.

A comparação entre o desvio padrão simulado e observado não satisfaz as condições apresentadas acima, mas as demais estatísticas satisfazem as condições propostas por Pielke (2002). Estes resultados permitem concluir que o modelo possui um bom desempenho em simular uma das principais variáveis do balanço de umidade sobre a América do Sul, a precipitação. A avaliação realizada permitiu identificar alguns erros sistemáticos que o modelo regional ETA apresenta para a América do Sul e regiões da Bacia Amazônica e do Prata como, por exemplo, a superestimava sobre o litoral do Brasil.

Tabela 7.2 – Estatísticas para avaliação do desempenho do modelo ETA.

	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	AMZ	LPB
Correlação	0,95	0,96	0,99	0,90	0,99	0,99
REMQ	17,02	54,17	22,39	27,62	29,46	24,26
REMQ IM	16,63	36,96	14,19	14,23	23,33	12,98
D.P. TRMM	45,47	90,84	64,40	31,36	67,30	45,63
D.P. ETA	32,79	58,03	50,99	21,83	44,59	33,37

Considerando os bons resultados apresentados na avaliação do desempenho do modelo ETA para a simulação CONTROLE, no decorrer deste Capítulo serão utilizados os resultados deste experimento para avaliar os possíveis impactos das mudanças do uso e cobertura da terra sobre o Brasil no comportamento das principais variáveis do balanço de umidade.

7.3 Avaliação dos impactos das mudanças do uso e cobertura da terra no balanço de umidade

Nesta seção são discutidos os resultados referentes às três simulações numéricas realizadas no escopo desta pesquisa. Em cada simulação foram utilizados diferentes condições de usos e cobertura da terra representando a vegetação potencial natural (POTENCIAL), condições observadas na década de 90 (CONTROLE) e condições representativas das atuais condições de uso e cobertura da terra sobre o país (NOVO). Os impactos das modificações serão realizados através da diferença das principais componentes do balanço de umidade, precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade, entre cada experimento proposto. As diferenças foram realizadas para o período de 1981 a 2008, em que a significância estatística foi calculada para a média das caixas analisadas na primeira parte deste trabalho, desconsiderando os dois primeiros anos de simulação (1979 e 1980) devido ao tempo de ajuste do modelo às condições utilizadas.

7.3.1 Precipitação

Observando a diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE para todo o período analisado (Figura 7.3) nota-se que há uma redução na precipitação sobre o Sudeste do Brasil e um aumento sobre o nordeste da Amazônia no experimento CONTROLE. A Tabela 7.3 e a Figura 7.4 mostram a variação mensal e sazonal da diferença entre os dois experimentos analisados. Observa-se sobre as regiões da Bacia Amazônica e da Bacia do Prata que as maiores diferenças ocorrem durante a estação chuvosa, entre novembro e março, com maiores valores durante o mês de janeiro. Sobre estas regiões também observa-se um aumento significativo estatisticamente ao nível de 95% de 1,15mm/mês e 0,51mm/mês, respectivamente, no experimento CONTROLE. Observa-se também na Tabela 7.3 que os setores da região Amazônica e da Bacia do Prata que apresentaram maiores aumentos no volume mensal de precipitação no experimento CONTROLE foram o leste e sul, respectivamente, mas no leste da Amazônia não apresentou significância estatística.

As maiores diferenças durante a estação chuvosa na região Amazônica também mostram-se de acordo com os resultados obtidos por Durieux et al. (2003), onde os autores observaram que durante a estação seca havia maior quantidade de nuvens baixas

na atmosfera, enquanto durante a estação chuvosa a convecção foi mais intensa sobre áreas de pastagens principalmente durante a noite, levando a um aumento na precipitação.

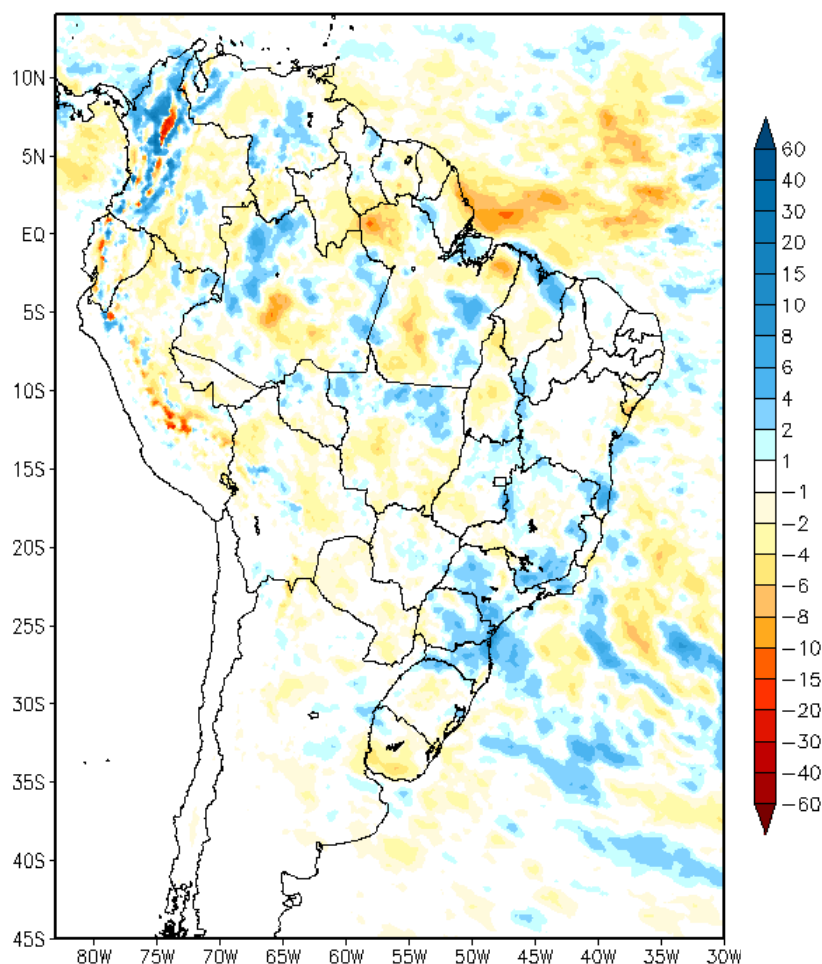


Figura 7.3 – Diferença entre os dados de precipitação simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).

Analisando sazonalmente (Figura 7.4 e Tabela 7.3), é durante o verão que é observado um maior aumento no volume mensal de precipitação no cenário CONTROLE, tanto sobre a Amazônia quanto sobre a Bacia do Prata. Este comportamento está diretamente relacionado à sazonalidade climatológica da região, com a estação chuvosa bem representada entre novembro e abril. Nota-se durante todas as estações do ano que há uma redução da precipitação no experimento CONTROLE sobre praticamente todos os estados da Região Sudeste do Brasil, indicando possivelmente um *feedback* negativo entre as mudanças nos usos da terra e comportamento da precipitação sobre esta região do país. Esta redução da precipitação na Região Sudeste é mais clara durante os meses

de outono (MAM) (Figura 7.4b), estação de transição entre o período chuvoso e seco da região.

As diferenças entre os experimentos NOVO e CONTROLE (Figura 4.12 e Tabela 7.4) mostram que sobre a região Amazônica há um aumento da precipitação (0,27 mm/mês) e uma redução da precipitação sobre a Bacia do Prata (0,44 mm/mês) no experimento NOVO, ambos resultados significativos estatisticamente. Este aumento da precipitação no experimento NOVO observado sobre a região Amazônica está diretamente relacionado com o aumento de 0,63 mm/mês no oeste da região. Já sobre a Bacia do Prata a maior redução da precipitação no NOVO experimento (0,73 mm/mês) é observada sobre o sul da região, resultado este com significância estatística de 95%.

Tabela 7.3 – Diferença média entre os dados simulados de precipitação no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

POTENCIAL - CONTROLE						
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	-2.22	-2.35	-0.50	-3.32	-2.28	-1.91
Fev	-0.02	-2.83	-3.17	-0.35	-1.43	-1.76
Mar	-1.54	-2.96	0.16	-1.16	-2.25	-0.50
Abr	-0.44	-0.52	0.49	-0.47	-0.48	0.01
Mai	-0.78	-0.42	0.35	-0.03	-0.60	0.16
Jun	-0.38	-1.95	0.12	-0.23	-1.17	-0.05
Jul	-0.16	-0.39	0.31	-0.02	-0.28	0.15
Ago	-0.69	0.12	-0.51	0.17	-0.29	-0.17
Set	-0.85	-0.22	0.73	0.28	-0.53	0.50
Out	-0.07	-0.95	-0.23	-0.18	-0.51	-0.20
Nov	-2.37	-2.02	-0.59	-1.51	-2.20	-1.05
Dez	-2.83	-0.80	-0.47	-2.04	-1.81	-1.25
Média	-1.03	-1.27	-0.27	-0.74	-1.15	-0.51

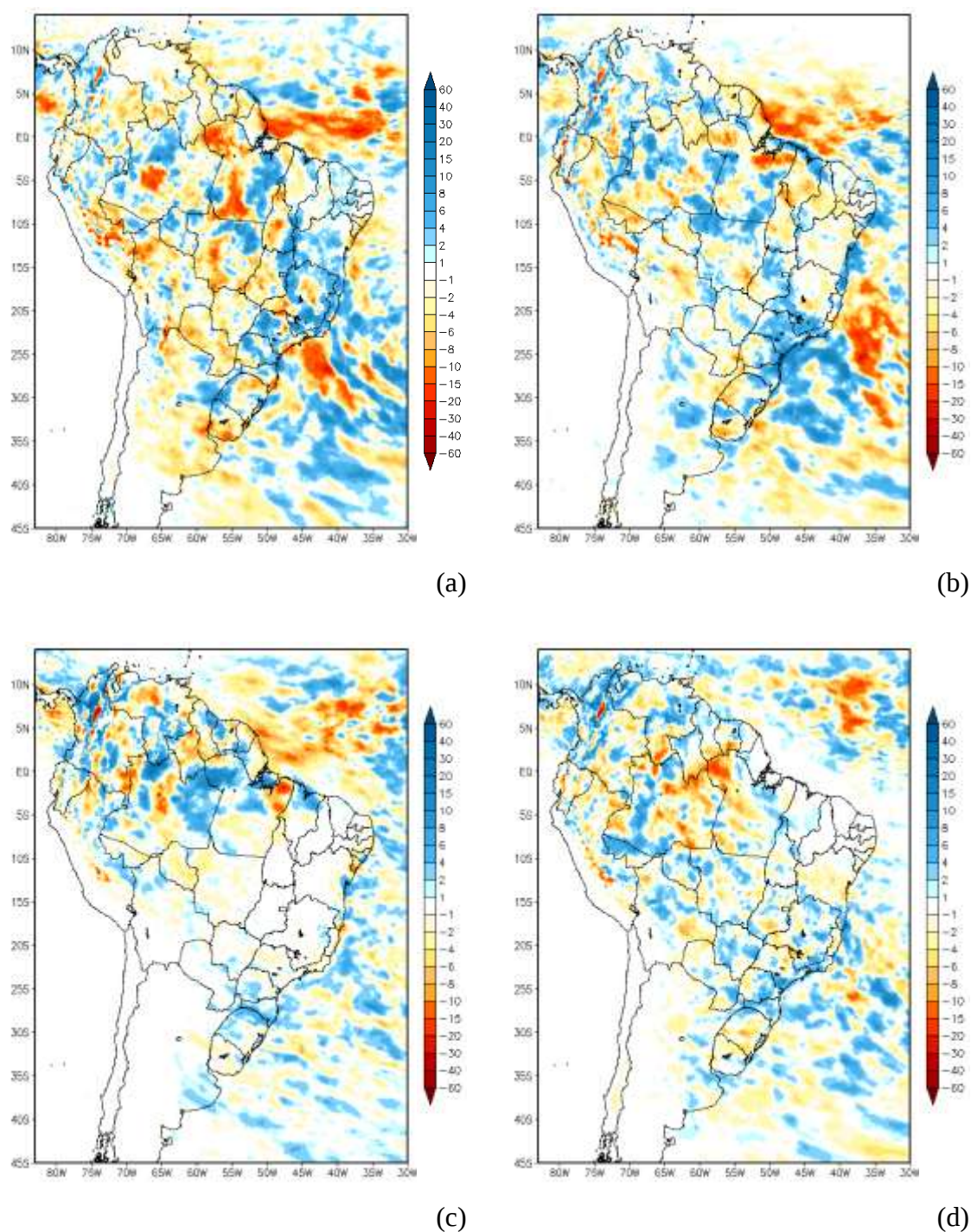


Figura 7.4 – Diferença entre os dados de precipitação (mm/mês) simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Da análise sazonal (Figura 7.6 e Tabela 7.4), observa-se que durante a primavera (SON) e inverno (JJA) é que são observadas as diferenças mais significativas estatisticamente. Nota-se que durante o verão (DJF) as mudanças nos usos e cobertura do solo do cenário

NOVO levam a um aumento na precipitação tanto sobre a Bacia do Prata quanto sobre a Amazônia, mas com resultados mais significativos sobre o sul da Bacia do Prata. Durante o inverno (JJA) observa-se um comportamento oposto ao observado durante o verão, com uma redução da precipitação sobre a Bacia do Prata e Amazônia, porém sobre a Bacia do Prata esta redução é maior, principalmente sobre o setor sul da bacia.

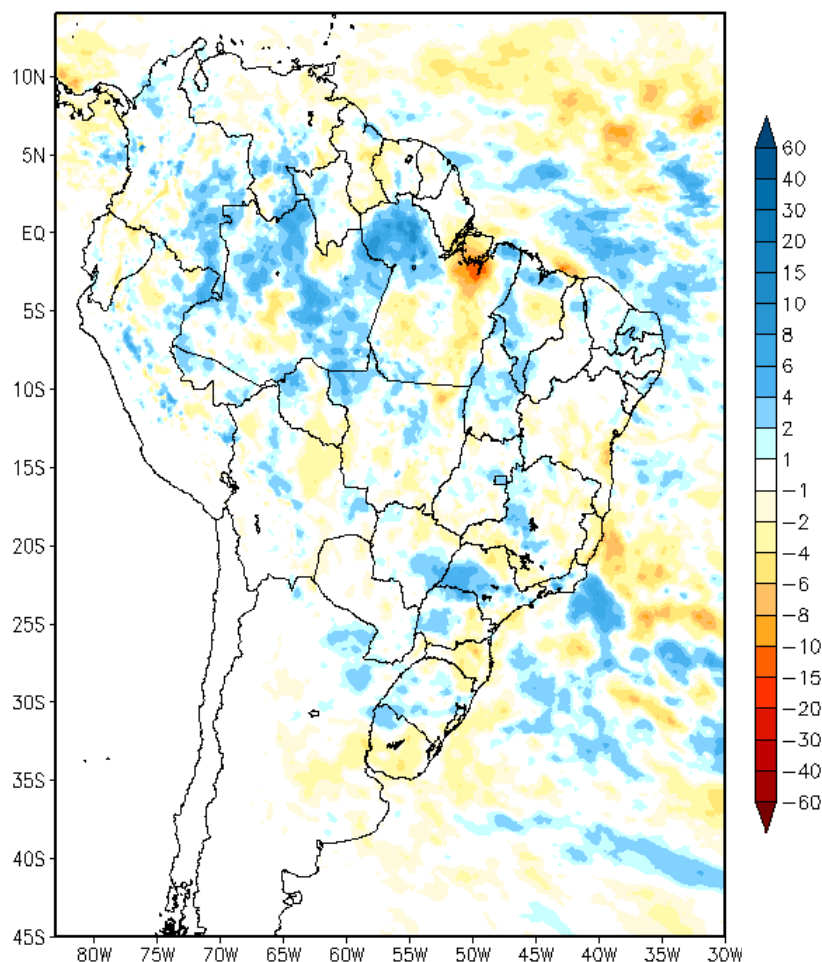


Figura 7.5 – Diferença entre os dados de precipitação simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).

O aumento da precipitação observado no experimento CONTROLE (com relação ao POTENCIAL) e no experimento NOVO (com relação ao CONTROLE), os quais representam modificações mais atualizadas nos padrões de cobertura e usos da terra sobre grande parte do território brasileiro, principalmente pela expansão de áreas desmatadas e conversão para áreas de pastagens, indica que o desmatamento evidenciado nestes experimentos contribuem para modificações na dinâmica da estrutura da atmosfera e, conseqüentemente, geram circulações de mesoescala como um

resultado do aquecimento diferencial relacionado com a heterogeneidade da superfície, uma vez que as características térmicas e radiativas da cobertura vegetal foram modificadas. Estes resultados estão de acordo com resultados anteriores observados por Correia et al. (2007) e por Durieux et al. (2003).

As circulações de mesoescala citadas anteriormente são causadas principalmente por um aquecimento diferencial da camada limite planetária (CLP) devido à heterogeneidade da superfície, o qual cria um gradiente horizontal nos fluxos de calor latente e sensível gerando circulações de mesoescala mais intensas (SILVA DIAS; REGNIER, 1996; AVISSAR; SCHMIDT, 1998; WANG et al., 2000; WERTH; AVISSAR, 2002).

Tabela 7.4 – Diferença média entre os dados simulados de precipitação no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

NOVO - CONTROLE						
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	2.66	-1.21	1.02	4.63	0.72	2.82
Fev	0.49	0.53	0.53	2.27	0.51	1.40
Mar	0.54	-2.52	2.59	0.72	-0.99	1.66
Abr	0.94	0.86	2.52	-0.38	0.90	1.07
Mai	-0.30	-1.95	-1.70	-0.43	-1.12	-1.06
Jun	-1.35	-2.49	-1.49	-2.49	-1.92	-1.99
Jul	-0.08	-1.48	-2.09	-4.16	-0.78	-3.13
Ago	1.05	-0.08	-1.50	-4.02	0.49	-2.76
Set	1.86	1.09	-2.05	-3.71	1.48	-2.88
Out	1.83	0.65	-2.89	-0.60	1.24	-1.75
Nov	0.41	3.24	0.15	-0.91	1.82	-0.38
Dez	-0.50	2.27	3.21	0.31	0.88	1.76
Média	0.63	-0.09	-0.14	-0.73	0.27	-0.44

A característica de aumento da precipitação observado sobre o oeste da Amazônia e a redução no leste (Tabela 7.4) no experimento NOVO também foi observada por Sampaio et al. (2007), em que os autores observaram que com a expansão das pastagens na Amazônia há uma redução da precipitação principalmente sobre o leste e um

aumento no oeste da região. Segundo os autores, esta redução na precipitação ocorre principalmente durante a estação seca (JJA e SON).

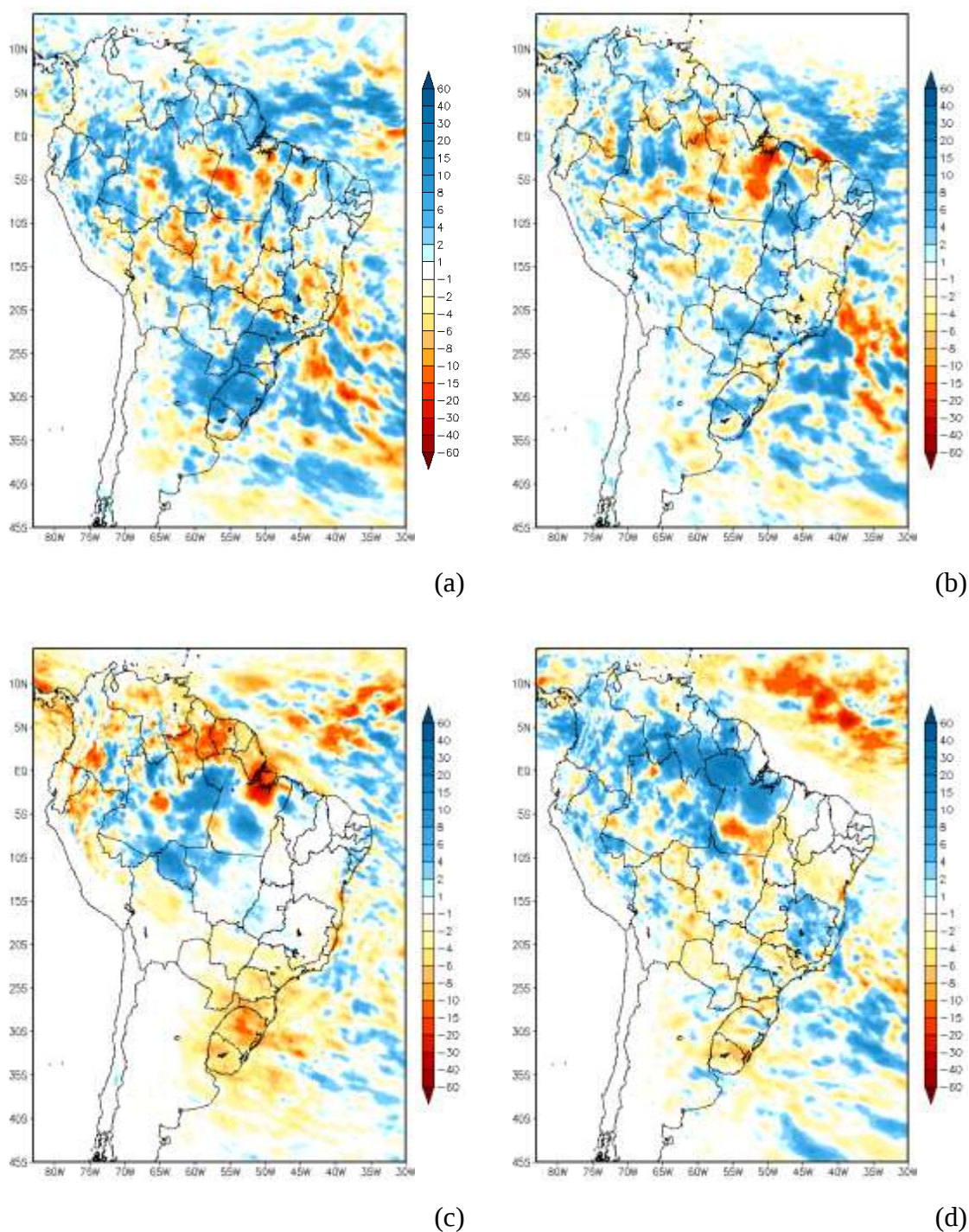


Figura 7.6 – Diferença entre os dados de precipitação (mm/mês) simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1980 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Sobre a Bacia do Prata, a redução da precipitação quando comparou-se os experimentos POTENCIAL-CONTROLE e NOVO-CONTROLE também foi observada por Lee e Berbery (2012), em que em seus experimentos os autores modificaram a vegetação natural da Bacia do Prata por cultivos e pastagens. Os autores também destacam que a redução da precipitação está diretamente relacionada com mudanças na intensidade do fluxo e convergência de umidade sobre a região de estudo, mudanças as quais serão analisadas posteriormente. Os experimentos avaliados por Lee e Berbery (2012) mostraram que mudanças para áreas de pastagens sobre a Bacia do Prata levaram a uma redução da precipitação sobre o norte e aumento da precipitação no sul da bacia, sugerindo a criação de um gradiente norte-sul de precipitação. Nos resultados apresentados nesta seção, a redução da precipitação foi observada sobre os dois setores da bacia, tanto no norte quanto no sul. Ressalta-se que as modificações nos usos e cobertura da terra na Bacia do Prata foram inseridas apenas sobre território brasileiro, principalmente com o aumento de áreas de cultivos e pastagens.

7.3.2 *Evapotranspiração*

Segundo Correia et al. (2007), e de acordo com os resultados do balanço de umidade realizados anteriormente, a evapotranspiração de florestas tropicais é uma das mais importantes fontes de vapor d'água para a precipitação na Amazônia e consequentemente uma possível redução desta variável poderá resultar em uma queda no volume de precipitação.

Na Figura 7.7 observa-se que sobre praticamente todo o continente há um aumento na evapotranspiração no experimento CONTROLE. Analisando a diferença média para as regiões de estudo (Tabela 7.5), nota-se que tanto na Bacia do Prata quanto sobre a Amazônia há um aumento significativo da evapotranspiração, com as maiores diferenças sendo observadas na Bacia do Prata. Destaca-se também que sobre o norte e sul da Bacia do Prata este aumento da evapotranspiração é estatisticamente significativo, principalmente no sul da bacia.

Durante o verão (DJF), observam-se sobre a Amazônia e Bacia do Prata as maiores e mais significativas diferenças na evapotranspiração (Figura 7.8a e Tabela 7.5), com destaque para o mês de janeiro, em que houve um aumento da evapotranspiração no

experimento CONTROLE de 1,78 mm/mês sobre o leste da Amazônia e de 5,48 mm/mês no sul da Bacia do Prata.

Observa-se apenas durante o inverno (Figura 7.8b e Tabela 7.5) e sobre a Bacia do Prata, uma redução da evapotranspiração média de 0,14 mm/mês, quando são utilizadas as condições de usos e cobertura da terra da década de 90 sobre a área de estudo (CONTROLE), com uma redução significativa estatisticamente de 0,36 mm/mês no mês de agosto sobre o sul da bacia.

Outra característica observada sob condições de usos e cobertura da terra utilizados no experimento CONTROLE, é que durante o outono (Figura 7.8b) há um aumento significativo da evapotranspiração sobre a Região Sudeste do Brasil.

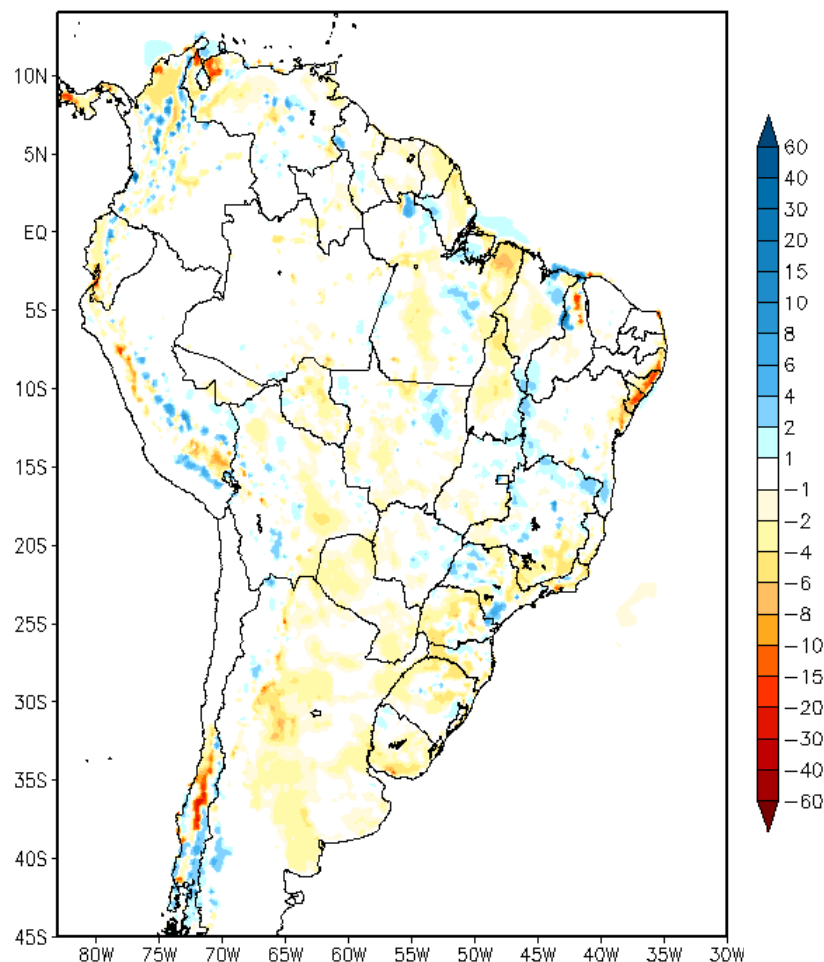


Figura 7.7 – Diferença entre os dados de evapotranspiração simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).

Com o decorrer das modificações dos usos e cobertura da terra sobre as regiões de estudo, as características da evapotranspiração apresentam uma tendência de redução. Observando as diferenças entre os experimentos NOVO e CONTROLE para todo o período de estudo (1981-2008) (Figura 7.9), observa-se que sobre a Região Sudeste do Brasil há uma redução no volume mensal de evapotranspiração devido às modificações nos padrões de uso e cobertura da terra do experimento NOVO. Na média para o período analisado, observa-se que há uma redução significativa estatisticamente de 0,43 mm/mês e 0,59mm/mês sobre a Bacia Amazônica e do Prata, respectivamente (Tabela 7.6).

Destaca-se que as principais modificações nos padrões de usos e cobertura da terra do NOVO experimento é o aumento da área com utilização para cultivos. Nota-se que estas modificações geraram um aumento da evapotranspiração sobre a Região Sudeste do Brasil durante o verão (Figura 7.10a) e uma grande redução no inverno (Figura 7.10c).

Tabela 7.5 – Diferença média entre os dados de evapotranspiração simulados no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

	POTENCIAL - CONTROLE					
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	-1.33	-1.78	-2.85	-5.48	-1.56	-4.17
Fev	-0.14	-0.88	-1.88	-3.96	-0.51	-2.92
Mar	0.40	-1.12	-2.00	-2.44	-0.36	-2.22
Abr	-0.29	-1.28	-1.85	-0.98	-0.78	-1.42
Mai	0.89	-0.27	-0.25	0.23	0.31	-0.01
Jun	-0.49	-1.22	-0.49	0.25	-0.86	-0.12
Jul	-0.15	-0.45	-0.11	0.48	-0.30	0.19
Ago	-0.92	-0.09	0.00	0.72	-0.51	0.36
Set	-0.91	0.08	0.22	0.47	-0.42	0.34
Out	-0.56	0.09	-0.07	0.15	-0.23	0.04
Nov	0.14	-0.34	-0.67	-1.49	-0.10	-1.08
Dez	-0.54	-0.43	-1.65	-4.05	-0.49	-2.85
Média	-0.32	-0.64	-0.97	-1.34	-0.48	-1.15

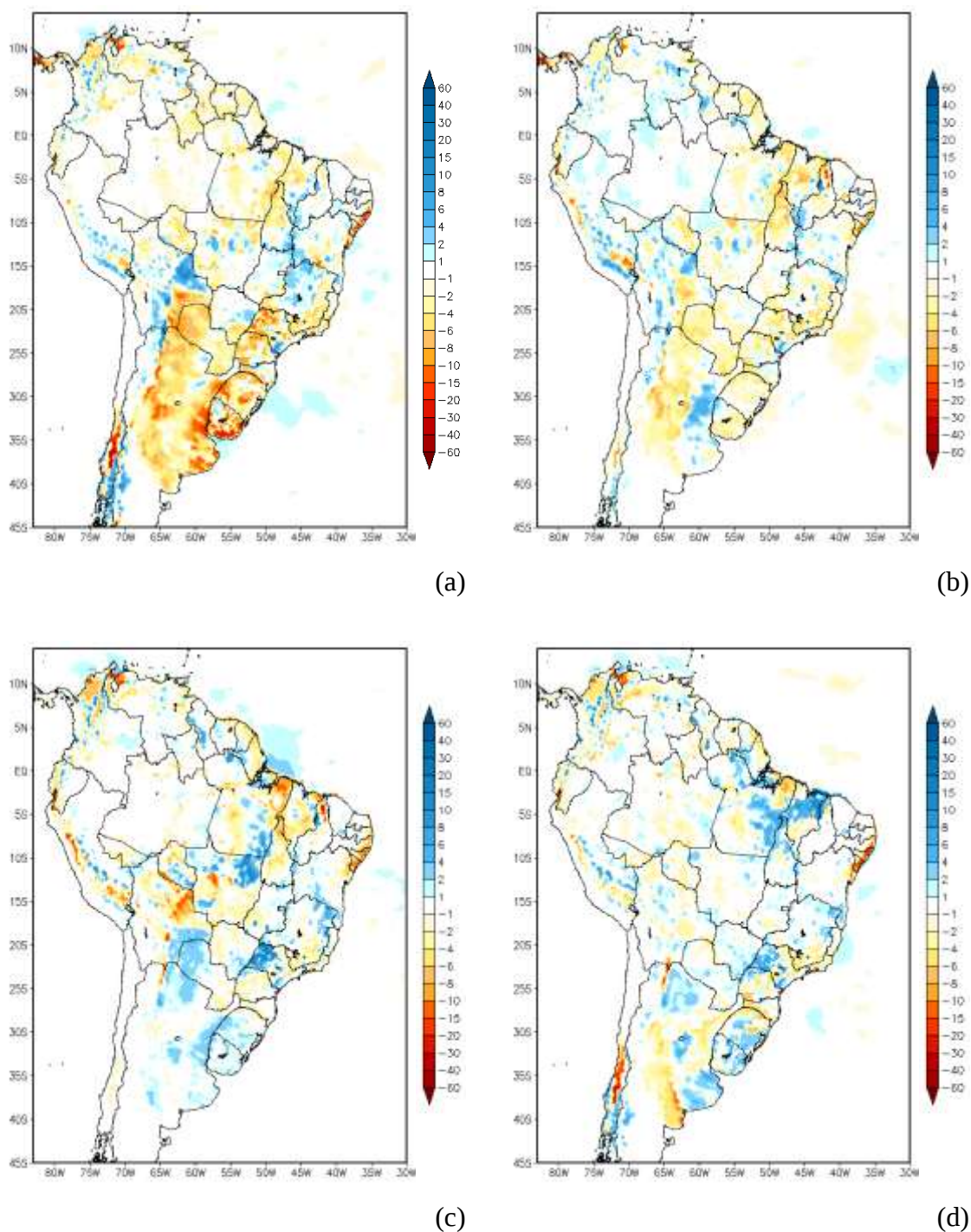


Figura 7.8 – Diferença entre os dados de evapotranspiração (mm/mês) simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Esta redução na evapotranspiração devido às modificações da cobertura vegetal, principalmente durante a estação seca (MJJA) (Figura 7.10 e Tabela 7.6), com destaque para Região Sudeste do Brasil e norte da Bacia do Prata, está diretamente associada com

as reduções no índice de área foliar (IAF) e na rugosidade da superfície (z_0). Além disso, há pouca cobertura de nuvens e maior quantidade de radiação solar atinge a superfície, levando a um aumento dos fluxos de calor. Considerando a redução da transpiração da vegetação, principalmente devido à substituição da cobertura vegetal, o saldo de energia também será reduzido, principalmente pela redução da evapotranspiração.

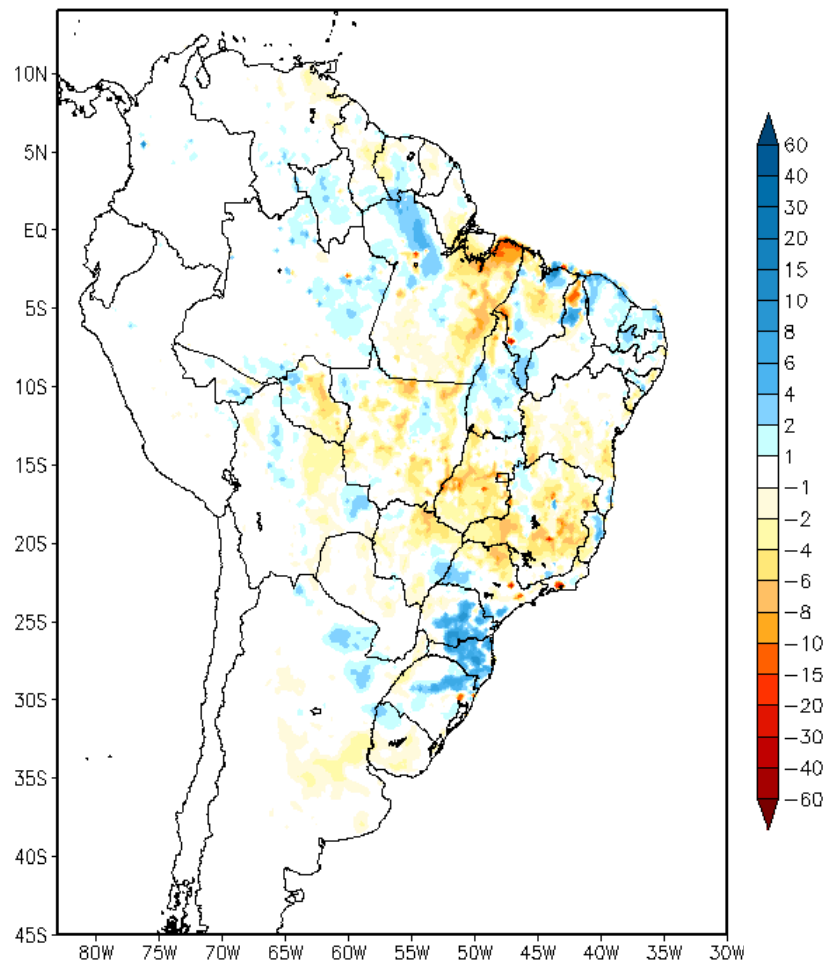


Figura 7.9 – Diferença entre os dados de evapotranspiração simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 (mm/mês).

Kleidon e Heimann (1999, 2000) observaram que uma redução na profundidade das raízes possuem impactos significativos no clima regional, observando também que durante a estação seca há uma redução ainda maior na quantidade de energia disponível para evapotranspiração e conseqüentemente menor quantidade de umidade para a atmosfera.

Observa-se também, assim como observado por Cunha (2013), que sobre o Nordeste do Brasil há uma redução da evapotranspiração na estação chuvosa (DJF) (Figura 7.10a), a qual a autora também relacionou com reduções no IAF e z_0 .

Espera-se que com a redução da evapotranspiração, a floresta claramente diminua a quantidade de água disponível para a atmosfera, contribuindo diretamente para a redução da precipitação e umidade relativa. Mas, como discutido anteriormente, observa-se que no experimento CONTROLE há um aumento na precipitação e na evapotranspiração tanto sobre a Amazônia quanto sobre a Bacia do Prata, o que não é observado com o contínuo processo de modificação da cobertura vegetal, pois sobre a Amazônia observa-se no experimento NOVO um aumento da precipitação e uma redução na evapotranspiração, com destaque para a estação seca da região.

Tabela 7.6 – Diferença média entre os dados de evapotranspiração simulados no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

NOVO – CONTROLE						
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	-0.59	1.85	2.60	-0.27	0.63	1.16
Fev	0.29	1.73	2.07	-0.11	1.01	0.98
Mar	0.14	1.38	1.76	0.24	0.76	1.00
Abr	0.06	1.33	0.96	-0.15	0.70	0.40
Mai	0.90	0.84	-1.27	0.23	0.87	-0.52
Jun	-0.21	-2.28	-3.18	-0.03	-1.25	-1.61
Jul	-0.15	-4.98	-4.40	-0.10	-2.56	-2.25
Ago	-0.11	-5.40	-4.96	-0.29	-2.75	-2.63
Set	-0.08	-4.69	-3.83	-0.63	-2.38	-2.23
Out	0.09	-2.78	-2.13	-1.61	-1.34	-1.87
Nov	0.42	0.10	0.77	-0.74	0.26	0.02
Dez	-0.11	1.77	2.02	-1.17	0.83	0.42
Média	0.06	-0.93	-0.80	-0.39	-0.43	-0.59

Nos cenários de desmatamento analisados por Correia et al. (2007), assim como observado nas diferenças entre os experimentos analisados, há uma maior redução na evapotranspiração do que na precipitação. Ressalta-se que nas diferenças entre os

experimentos POTENCIAL e CONTROLE apenas sobre a Amazônia houve uma redução maior na precipitação do que na evapotranspiração. Por outro lado, no experimento NOVO e CONTROLE observou-se sobre a Amazônia um aumento (uma diminuição) de precipitação (evapotranspiração).

Estes resultados são principalmente devido à contínua interação entre processos hidrológicos e dinâmicos, os quais servem para compensar a redução mencionada na evapotranspiração com um aumento na convergência de umidade, variável que será discutida posteriormente.

Segundo Sud e Fennessy (1984), uma redução na evapotranspiração pode levar a um aumento na temperatura da superfície e dos fluxos de calor sensível, os quais levam a um aquecimento da baixa troposfera. Este processo gera baixas térmicas na superfície relativas à sua vizinhança. Associado com essa baixa, uma convergência de umidade em baixos níveis poderá ocorrer, criando condições favoráveis para precipitação. Somado à isto, o aquecimento da baixa troposfera poderá criar um perfil instável, promovendo mais atividade convectiva.

Assim como foi observado um aumento médio mensal da evapotranspiração no experimento CONTROLE e no experimento NOVO sobre a Bacia do Prata, principalmente durante os meses de verão (Figura 7.10a e Tabelas 4.7 e 4.8), Lee e Berbery (2012) também encontraram um aumento desta variável sobre esta região quando foram realizadas modificações nos usos e cobertura da terra para áreas de pastagens, as quais resultaram em um aumento da quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera.

O mecanismo básico em que redução na precipitação está diretamente relacionada com a redução na evapotranspiração, associado com a diminuição do índice de área foliar, profundidade das raízes e rugosidade, os quais modificam diretamente os fluxos de calor latente discutidos por Hahmann e Dickinson (1997) e Costa et al. (2007), é observado somente quando analisados os resultados do experimento NOVO, porém sobre a Bacia do Prata é observado durante as estações de inverno e primavera, e sobre a Amazônia apenas durante o inverno (Tabelas 4.6 e 4.8).

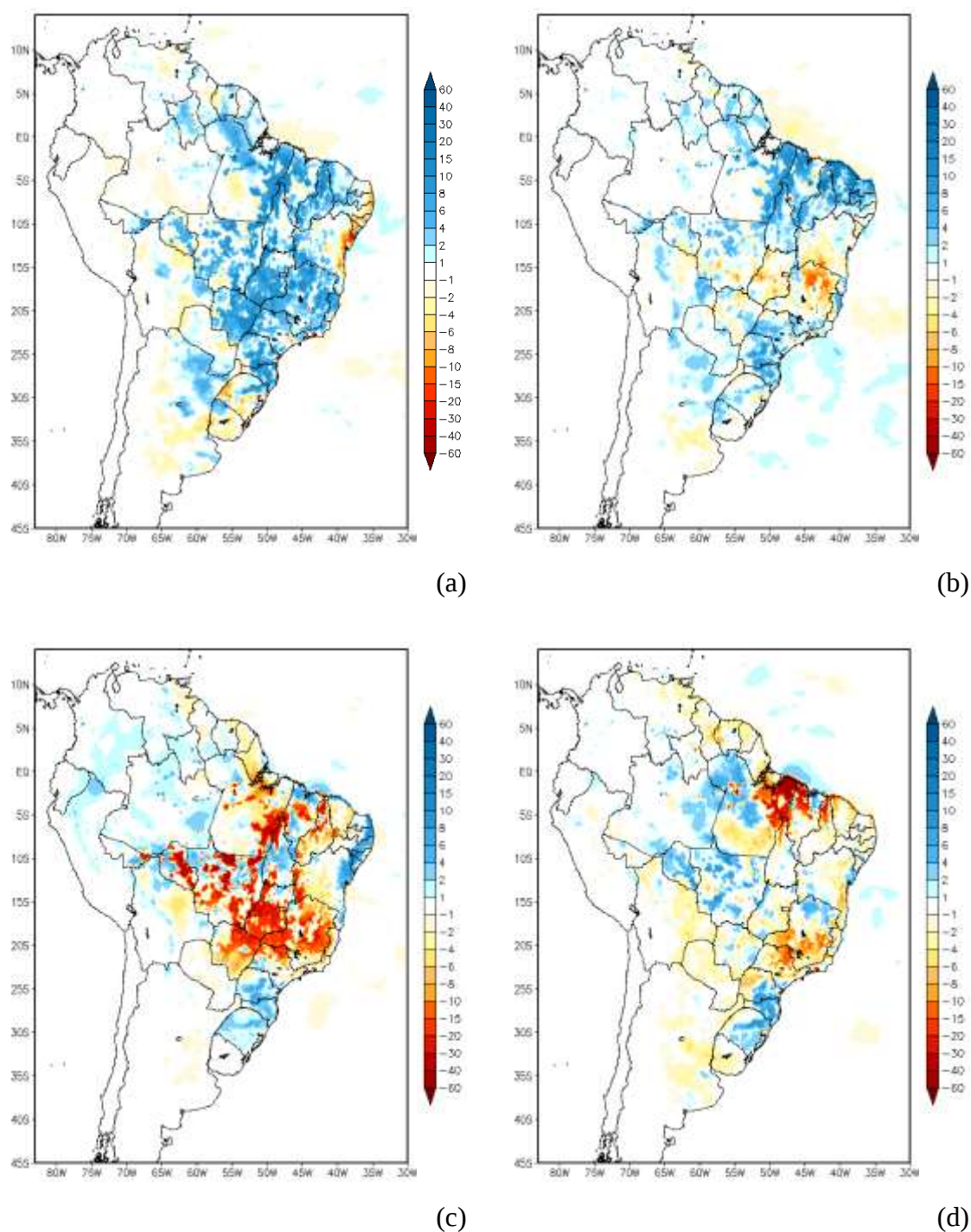


Figura 7.10 – Diferença entre os dados de evapotranspiração (mm/mês) simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Segundo Eltahir (1996) e Hahmann e Dickinson (1997), devido à redução do fluxo de calor latente há um resfriamento da atmosfera, o que poderá gerar um movimento de

subsistência e conseqüentemente menor quantidade de precipitação, além da redução da atividade convectiva.

As diferenças encontradas sobre a região Amazônica entre os resultados observados neste estudo com relação à estudos anteriores sobre mudanças da cobertura vegetal nesta região, principalmente no experimento NOVO, podem ter direta relação com o modelo utilizado. Destaca-se aqui que a alta resolução utilizada para os experimentos pode ter influência na simulação de processos de menor escala não simulados por modelos de escala global utilizados por estudos realizados anteriormente.

7.3.3 Convergência de umidade

O transporte de umidade entre trópicos e extratropicos, e sua convergência em baixos níveis é um dos principais condicionantes da precipitação tanto sobre a região Amazônica quanto sobre a Bacia do Prata. Sendo assim, analisar os possíveis impactos de mudanças contínuas nos padrões de cobertura vegetal sobre o Brasil é de extrema importância para entender seus efeitos no balanço de umidade. Os dados de convergência e fluxo de umidade apresentados nesta seção foram integrados verticalmente entre o nível de 925 hPa e o nível de 700 hPa.

Observando a diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE para todo o período analisado, entre 1981 e 2008 (Figura 7.11), observa-se que há um aumento na convergência no experimento CONTROLE sobre o leste e oeste da região Amazônica (sombreado azul). Esse aumento na convergência de umidade sobre os setores leste e oeste da região Amazônica também é evidenciado na Tabela 7.7, em que observa-se que o aumento foi praticamente o mesmo sobre as duas regiões. Os dados apresentados na Tabela 7.7 mostram também que, na média para todo o período, com as mudanças de vegetação potencial para as condições de cobertura vegetal da década de 90, há um aumento na convergência de umidade sobre a região Amazônica de aproximadamente 0,7 mm/mês com significância estatística ao nível de 95%.

Este aumento da convergência de umidade com as modificações na cobertura vegetal aplicadas para o experimento CONTROLE estão diretamente associadas com a intensificação dos alísios de nordeste que penetram a região Amazônica durante a estação chuvosa. Já esta intensificação do escoamento em baixos níveis está diretamente associada com o aumento do gradiente horizontal de temperatura da superfície devido à

substituição das condições naturais por áreas degradadas, intensificando o gradiente de pressão e gerando assim uma circulação em baixos níveis com maior intensidade.

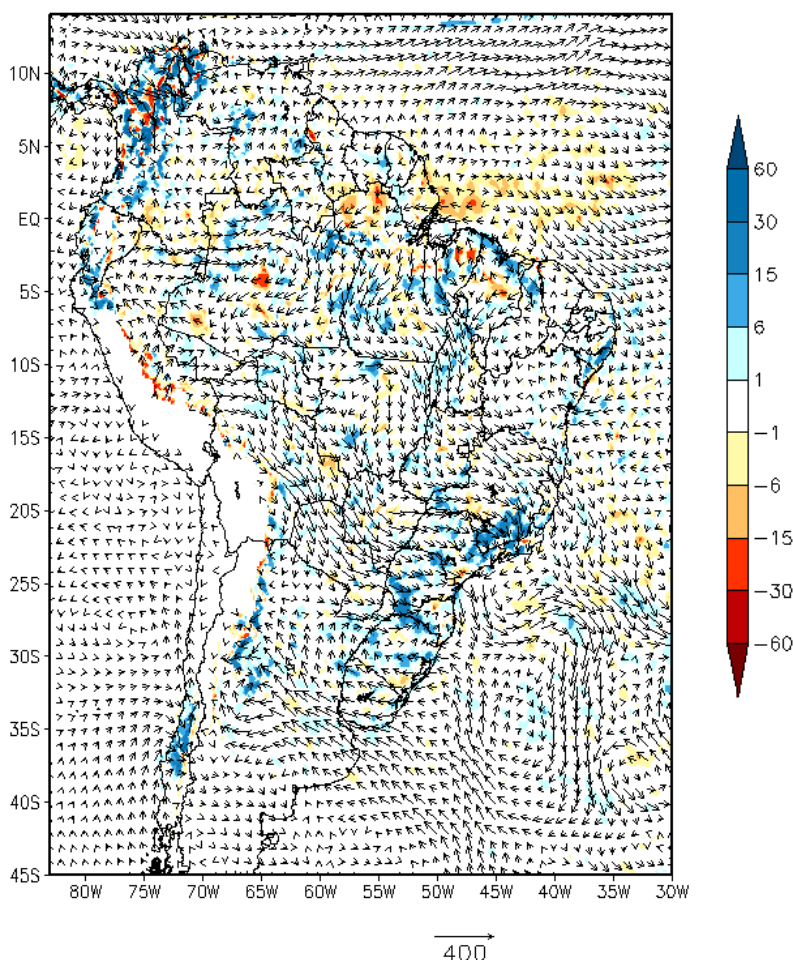


Figura 7.11 – Diferença entre os dados de convergência (mm/mês) e fluxos de umidade integrados (kgm/s) verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008.

Sobre a Bacia do Prata (Figura 7.11 e Tabela 7.7) observa-se que com as mudanças nos padrões de uso e cobertura da terra aplicados no experimento CONTROLE há uma redução estatisticamente significativa na convergência de umidade de aproximadamente 1,1 mm/mês. Observa-se também que há uma maior redução da convergência de umidade no experimento CONTROLE principalmente sobre o sul da região em discussão (sombreado azul). Nota-se que sobre o sul da bacia há uma inversão no escoamento norte-sul com as modificações nos padrões de cobertura vegetal para

condições não naturais. Observa-se também que sobre o Sudeste do Brasil há uma redução da convergência de umidade no experimento CONTROLE em comparação com o POTENCIAL (sombreado azul), principalmente sobre o sul de Minas Gerais e estado do Rio de Janeiro. Essa redução da convergência de umidade no experimento CONTROLE também é observada em alguns pontos dos estados da Região Sul, principalmente sobre o oeste de Santa Catarina e do Paraná.

Em experimentos realizados por Lee e Berbery (2012), mudanças das condições naturais de cobertura vegetal sobre a Bacia do Prata para áreas de pastagens reduzem a rugosidade da superfície, o que resulta em um aumento da intensidade do escoamento de norte/nordeste. Este aumento do escoamento no experimento CONTROLE (Figura 7.11), quando comparado com as condições de vegetação potencial natural, é observado apenas sobre o norte da bacia, possivelmente relacionado com as modificações de usos e cobertura da terra aplicadas somente para o território brasileiro.

Tabela 7.7 – Diferença média entre os dados de convergência umidade integrada verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados no experimento POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

POTENCIAL – CONTROLE						
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	-1,16	-1,62	0,17	3,97	-1,39	2,07
Fev	-0,02	-2,47	-4,87	10,37	-1,24	2,75
Mar	-1,42	-0,85	3,94	-1,59	-1,14	1,17
Abr	-0,77	-0,63	3,31	0,31	-0,70	1,81
Mai	-1,77	0,34	-0,52	-0,04	-0,72	-0,28
Jun	0,45	-1,32	1,92	0,05	-0,43	0,98
Jul	-0,70	-0,13	-0,51	-0,26	-0,41	-0,39
Ago	-2,57	1,03	3,02	-1,28	-0,77	0,87
Set	1,15	-0,46	0,13	2,96	0,34	1,54
Out	2,38	-1,21	0,48	-1,41	0,58	-0,47
Nov	-1,31	0,63	1,17	-0,79	-0,34	0,19
Dez	-2,87	-1,84	2,92	2,57	-2,35	2,74
Média	-0,72	-0,71	0,93	1,24	-0,71	1,08

Da análise sazonal das diferenças entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE observa-se que a convergência sobre a região Amazônica apresenta um aumento em praticamente todas as estações do ano, exceto durante a primavera (SON) (Figura 7.12). Nos dados apresentados na Tabela 7.7 percebe-se que durante a primavera há uma diminuição na convergência de umidade de aproximadamente 0,19 mm/mês sobre a Amazônia. Observa-se que as estações de verão e inverno são as que apresentam maiores modificações nos padrões de escoamento na Amazônia entre os dois experimentos analisados. É possível observar também que as mudanças no escoamento e aumento na convergência no experimento CONTROLE sobre a Amazônia ocorrem com maior intensidade durante o verão, principalmente relacionado ao mecanismo de intensificação dos alísios, discutido anteriormente.

Sobre a Bacia do Prata (Figura 7.12 e Tabela 7.7), as modificações da cobertura vegetal natural para condições da década de 90 implicaram em uma redução da convergência de umidade em praticamente todas as estações do ano, exceto nos meses de maio, junho e outubro. Observa-se que durante os meses de verão (DJF) há uma redução significativa no sul da bacia, assim como sobre partes da Região Sudeste do Brasil. Durante a estação seca na região não são observadas mudanças muito significativas no padrão de escoamento e convergência de umidade, apenas um aumento no escoamento nordeste-sudoeste sobre o Paraguai.

Segundo Lee e Berbery (2012), sobre a Bacia do Prata, a redução na rugosidade da superfície diminui a convergência de umidade principalmente devido ao aumento da intensidade dos ventos em baixos níveis e fluxo de umidade, sendo que características semelhantes também foram observadas nos resultados encontrados no experimento CONTROLE.

Considerando as constantes modificações nos padrões de usos e cobertura da terra aplicadas no experimento NOVO sobre o Brasil (Figura 7.13 e Tabela 7.8), analisou-se as diferenças com relação ao experimento CONTROLE. No contexto geral dos resultados sobre a região Amazônica, observa-se que há um aumento significativo da convergência de umidade no experimento NOVO de aproximadamente 1,32 mm/mês. Observa-se também na Figura 7.13 que há mudanças no padrão dos fluxos de umidade principalmente sobre o leste da região, levando à um aumento significativo da convergência, principalmente sobre o estado do Pará (sombreado azul).

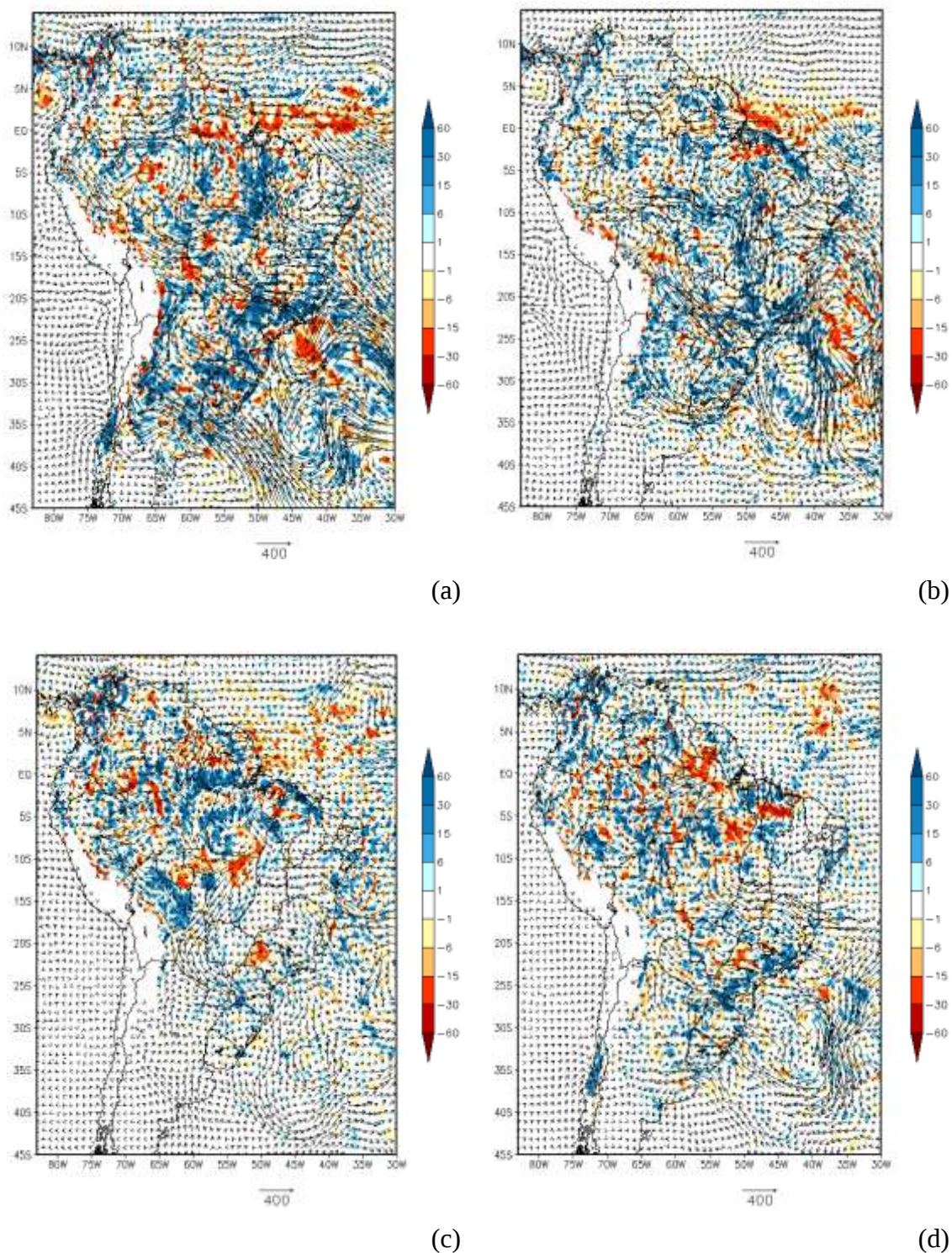


Figura 7.12 – Diferença entre os dados de convergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos POTENCIAL e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Sobre a Bacia do Prata (Figura 7.13 e Tabela 7.8), na média para todo período, diferentemente do observado nas diferenças entre o POTENCIAL e o CONTROLE (Figura 7.11 e Tabela 7.7), percebe-se um aumento da convergência de umidade entre os experimentos NOVO e CONTROLE. As mudanças na cobertura vegetal no NOVO experimento levaram a uma mudança no fluxo de umidade sobre praticamente toda a bacia, intensificando o escoamento de sul para norte, o que possivelmente levou ao aumento da convergência nesta região, principalmente sobre o norte da bacia, pois no sul é observada uma diminuição na convergência de umidade.

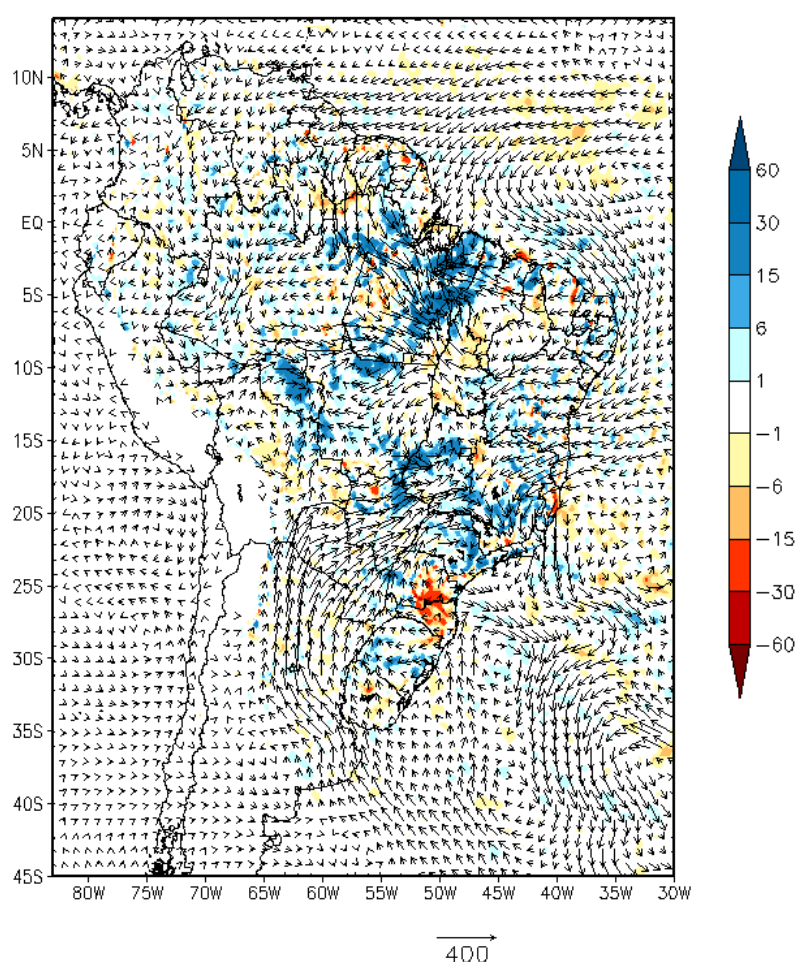


Figura 7.13 – Diferença entre os dados de convergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008.

Como citado anteriormente, no trabalho de Lee e Berbery (2012), a mudança na rugosidade da superfície tende a aumentar a intensidade do escoamento reduzindo a

convergência. Neste mesmo trabalho os autores encontraram também que quando este intenso escoamento atinge regiões com maior rugosidade ou com padrão de circulação oposto, estes intensos ventos e fluxo de umidade tendem a convergir, elevando assim ainda mais a convergência de umidade sobre a região. Dos resultados discutidos no parágrafo anterior (Figura 7.13 e Tabela 7.8), este comportamento é observado sobre o norte da Bacia do Prata no experimento NOVO, em que o aumento da intensidade do fluxo de umidade no norte da região aumentou a intensidade da convergência sobre esta região da Bacia do Prata.

Analisando o comportamento sazonal da convergência de umidade sob influência das modificações dos usos e cobertura da terra inseridas no experimento NOVO (Figura 7.14 e Tabela 7.8), observa-se que o maior aumento da convergência de umidade neste experimento ocorre no leste da região Amazônica, entre os meses de junho e novembro, causados pela intensa convergência e mudança significativa no fluxo de umidade sobre o centro-leste do estado do Pará. Outra característica observada nestes resultados é que no oeste da região o aumento da convergência de umidade no NOVO experimento ocorre principalmente durante a estação chuvosa, enquanto que na estação seca ocorre uma intensificação dos fluxos de umidade sobre o leste da região aumentando a convergência de umidade, assim como observado quando inseridas as mudanças do experimento CONTROLE. Esta intensificação dos fluxos e da convergência de umidade sobre o oeste da região está diretamente relacionada ao mecanismo de intensificação dos alísios de nordeste durante a estação chuvosa, citado anteriormente. Já a intensificação da convergência de umidade durante a estação seca sobre o leste da região mostra-se relacionada com mudanças significativas no padrão de circulação em baixos níveis principalmente sobre o estado do Pará, relacionados com mudanças na cobertura vegetal.

Assim como observado por Cunha (2013), em que a autora analisou os impactos da conversão da cobertura vegetal sobre a Região Nordeste do Brasil, com as mudanças inseridas no NOVO experimento, durante a estação chuvosa há mudança significativa do fluxo de umidade com sentido noroeste-sudeste, sentido preferencial de formação da ZCAS, com um aumento da convergência principalmente sobre o estado do Rio de Janeiro, influenciando de forma direta a precipitação nesta região.

Neste contexto, analisando sazonalmente os impactos das modificações da cobertura vegetal do NOVO experimento sobre a região da Bacia do Prata (Figura 7.14 e Tabela 7.8), observa-se que há uma mudança nos fluxos de umidade sobre praticamente toda a bacia, aumentando sua intensidade, principalmente durante o verão (DJF). Observa-se sobre o Rio Grande do Sul que também há um aumento na intensidade do fluxo de umidade com orientação noroeste-sudeste e na sua convergência de 3,84 mm/mês entre os meses de dezembro e março no NOVO experimento. Já sobre o norte da bacia, durante a estação chuvosa, esta mudança no padrão do fluxo de umidade levou à uma redução da convergência de umidade no NOVO experimento.

Outra característica observada é que há um padrão oposto no comportamento da convergência de umidade sobre os setores norte e sul da Bacia do Prata (Figura 7.14 e Tabela 7.8). Nota-se que quando há uma redução da convergência de umidade sobre o norte da região durante a estação chuvosa, ocorre um aumento sobre o sul da bacia, este padrão não é observado apenas nos meses de outubro e dezembro. Estes resultados permitem observar que este aumento da convergência está diretamente associado à mudança no padrão de circulação em baixos níveis, com uma deflexão do escoamento principalmente sobre o Sul e Sudeste do Brasil, gerando assim maior convergência, principalmente durante a estação chuvosa. Esta mudança de intensidade dos fluxos de umidade em baixos níveis e aumento da convergência tanto sobre o Sul quanto no Sudeste do Brasil mostra estar diretamente relacionada com a redução da rugosidade da superfície nesta região devido às modificações dos usos e cobertura da terra observadas no experimento NOVO.

Este aumento significativo da convergência de umidade na estação chuvosa sobre o Sul e Sudeste do Brasil observado com a gradativa modificação da cobertura vegetal inseridas nos experimentos CONTROLE e NOVO mostram direta relação com o aumento da precipitação nesta mesma região e na mesma estação do ano em ambos experimentos. Lee e Berbery (2012) também encontraram esta direta relação na Bacia do Prata, em que o aumento da precipitação devido à mudanças nos usos da terra foram encontradas onde houve um aumento na convergência de umidade. Medvigy et al. (2011) também encontraram que modificações na precipitação em regiões desmatadas na Amazônia estão mais relacionadas com o decréscimo da convergência de umidade do que com a evapotranspiração.

Tabela 7.8 – Diferença média entre os dados de convergência de umidade integrada verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados no experimento NOVO e CONTROLE para o período de 1981 e 2008 (mm/mês). Valores em destaque são os que apresentam significância estatística superior a 95%.

NOVO - CONTROLE						
	C1.1	C1.2	C2.1	C2.2	Amazonia	Bacia do Prata
Jan	3,70	-4,10	-4,22	7,45	-0,20	1,61
Fev	1,19	-1,75	-2,29	3,91	-0,28	0,81
Mar	1,89	-3,89	-1,39	0,94	-1,00	-0,22
Abr	1,04	-1,29	0,88	-0,66	-0,13	0,11
Mai	-0,91	-2,35	0,58	-0,77	-1,63	-0,10
Jun	-1,21	0,42	2,46	-3,20	-0,40	-0,37
Jul	0,04	5,88	1,76	-4,51	2,96	-1,38
Ago	0,57	9,95	4,34	-3,72	5,26	0,31
Set	-0,07	11,50	3,13	-3,44	5,72	-0,15
Out	1,63	7,85	-0,05	-1,49	4,74	-0,77
Nov	-0,81	3,40	0,31	-0,59	1,30	-0,14
Dez	0,10	-1,20	2,09	3,07	-0,55	2,58
Média	0,60	2,04	0,63	-0,25	1,32	0,19

Considerando os experimentos realizados no contexto deste trabalho, utilizou-se os critérios de Bonner (1968) anteriormente utilizados na climatologia do balanço de umidade, para identificar quantidade de dias de JBN. A Tabela 7.9 apresenta a quantidade mensal de ocorrências de JBN entre os anos de 1981 a 2008.

Observa-se que no total de ocorrências de JBN, as modificações da cobertura vegetal sobre o território brasileiro inseridas no contexto do experimento CONTROLE levaram a um aumento de aproximadamente 3,7% no número de dias com jatos. Este aumento na quantidade de dias no experimento CONTROLE mostra direta relação com as mudanças nos fluxos e na convergência de umidade discutidos anteriormente. Também fica evidente a relação entre a maior intensidade do escoamento em baixos níveis, relacionado aos alísios de nordeste, que penetram sobre o leste da região Amazônica e o aumento na quantidade de dias de JBN, mecanismo discutido anteriormente.

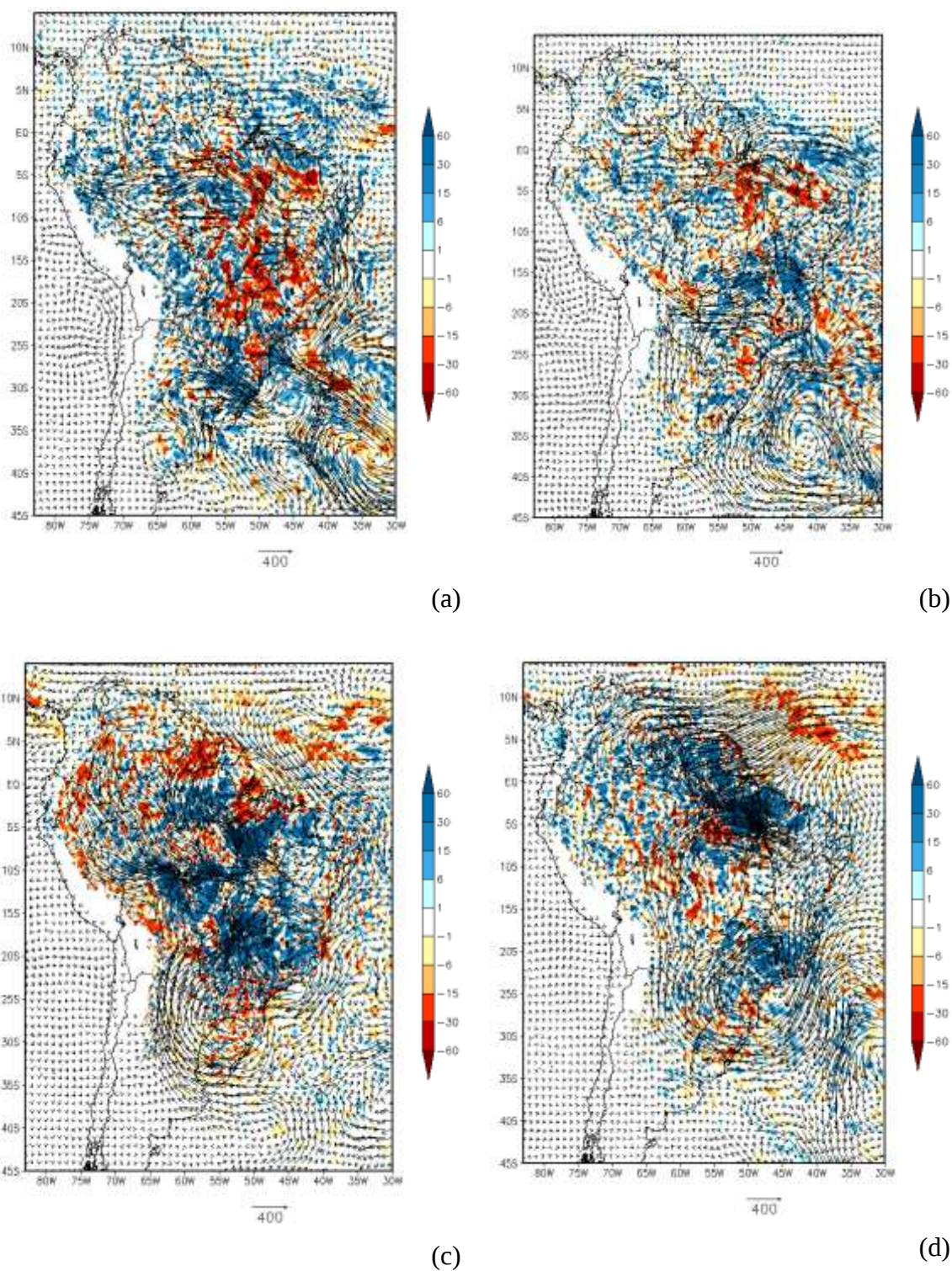


Figura 7.14 – Diferença entre os dados de convergência (mm/mês) e fluxos de umidade (kgm/s) integrados verticalmente entre 925 hPa e 700 hPa simulados nos experimentos NOVO e CONTROLE para o período de 1981 a 2008 nos meses de (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Tabela 7.9 – Dias com ocorrência de JBN segundo os critérios de Bonner (1968) para o período de 1981 e 2008 nos experimentos POTENCIAL, CONTROLE e NOVO.

	POTENCIAL	CONTROLE	NOVO
JAN	45	43	41
FEB	11	15	23
MAR	27	23	21
APR	37	36	34
MAY	75	71	74
JUN	126	138	110
JUL	84	102	76
AUG	37	40	34
SEP	21	20	18
OCT	23	28	25
NOV	26	29	25
DEC	49	59	50
TOTAL	561	604	531

Nota-se também, que este maior número de dias de intenso escoamento em baixos níveis ao atingir a região da Bacia do Prata não intensifica a convergência de umidade pois há uma redução significativa da rugosidade da superfície. Sendo assim, mesmo ocorrendo o fenômeno de JBN com maior frequência sob condições de mudanças da cobertura vegetal no Brasil, este não necessariamente elevará a convergência de umidade sobre a Bacia do Prata.

As constantes modificações na cobertura vegetal sobre o Brasil, inseridas no NOVO experimento, apresentam um resultado oposto ao observado no experimento CONTROLE. Ao analisar os resultados apresentados na Tabela 7.9 observa-se que há uma redução de aproximadamente 6,5% do total de ocorrência de JBN, com um aumento apenas nos meses de fevereiro e maio. Esta redução na quantidade de dias com JBN, assim como discutido anteriormente, mostra direta relação com a redução da convergência de umidade observada principalmente sobre o sul da Bacia do Prata, com destaque para a estação seca entre os meses de junho a novembro. O padrão de mudança no fluxo de umidade observado durante o verão no NOVO experimento (Figura 7.14a), intensificando o escoamento com sentido noroeste-sudeste sobre o Sul do Brasil e reduzindo a intensidade sobre o norte da Bacia do Prata, mostra-se como um dos fatores

fundamentais para a redução de dias com JBN, visto que um dos pontos de verificação dos critérios de Bonner está localizado no norte da bacia. Herdies et al. (2002) mostraram que quando o escoamento em baixos níveis durante a estação chuvosa no Sudeste do Brasil não está relacionado com a presença de JBN, este converge preferencialmente para a região de formação da ZCAS, assim como observado nos resultados apresentados nesta seção.

7.3.4 Saldo de umidade

Após a análise do comportamento das componentes do balanço de umidade sob mudanças na cobertura vegetal sobre o Brasil, foi analisado o comportamento das regiões pré-estabelecidas como fonte ou sumidouro de umidade para regiões vizinhas e para atmosfera sob mudanças nos padrões de uso e cobertura da terra sobre o Brasil.

A Figura 7.15 e Tabela 7.10 mostram o comportamento mensal das diferenças entre as variáveis do balanço de umidade no experimentos POTENCIAL e CONTROLE sobre a região Amazônica. Analisando a disponibilidade de umidade para a atmosfera através dos processos de evaporação (ET/P), observa-se que com as modificações inseridas no experimento CONTROLE há uma redução de aproximadamente 0,4%. Nota-se que mesmo com o aumento da evapotranspiração, precipitação e convergência de umidade, a reciclagem de umidade sobre a Amazônia é reduzida devido à modificações na cobertura vegetal, aumentando o potencial da região como sumidouro de umidade.

Estes resultados indicam que com as modificações nos usos e cobertura da terra sobre o Brasil observadas na década de 90 o aumento na intensidade dos fluxos de umidade em baixos níveis e a elevação da convergência sobre a região Amazônica, como um todo, compensa o baixo aumento sazonal da evapotranspiração. Destaca-se também que os dados apresentados na Tabela 7.10 deixam evidente que mesmo com o aumento das componentes do balanço de umidade sobre a região Amazônica, esta continua apresentando um comportamento de sumidouro de umidade ainda maior na década de 90 do que sob condições de vegetação potencial natural.

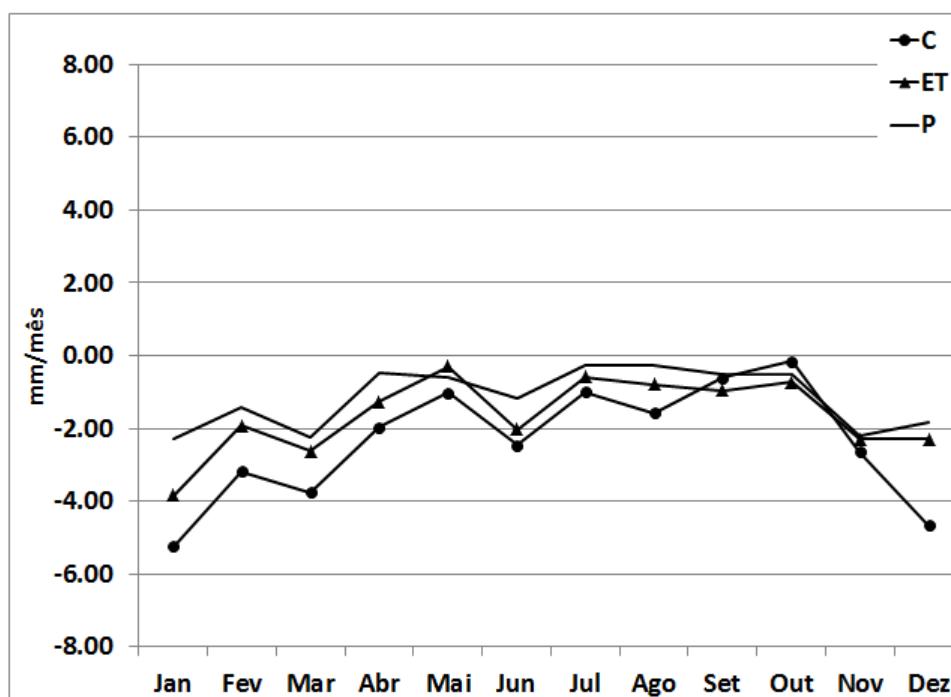


Figura 7.15 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Região Amazônica calculadas entre os experimentos POTENCIAL-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.

Tabela 7.10 – Diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE (mm/mês) sobre a região Amazônica. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.

POTENCIAL - CONTROLE												
	C 1.1				C 1.2				Amazônia			
	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C
Jan	-2,22	-1,33	0,07	-1,16	-2,35	-1,78	-0,13	-1,62	-2,28	-1,56	-0,03	-1,39
Fev	-0,02	-0,14	-0,05	-0,02	-2,83	-0,88	0,51	-2,47	-1,43	-0,51	0,17	-1,24
Mar	-1,54	0,40	0,50	-1,42	-2,96	-1,12	0,42	-0,85	-2,25	-0,36	0,44	-1,14
Abr	-0,44	-0,29	-0,02	-0,77	-0,52	-1,28	-0,53	-0,63	-0,48	-0,78	-0,24	-0,70
Mai	-0,78	0,89	0,71	-1,77	-0,42	-0,27	0,08	0,34	-0,60	0,31	0,46	-0,72
Jun	-0,38	-0,49	-0,13	0,45	-1,95	-1,22	1,23	-1,32	-1,17	-0,86	0,12	-0,43
Jul	-0,16	-0,15	-0,01	-0,70	-0,39	-0,45	0,17	-0,13	-0,28	-0,30	-0,02	-0,41
Ago	-0,69	-0,92	-0,21	-2,57	0,12	-0,09	-0,79	1,03	-0,29	-0,51	-0,17	-0,77
Set	-0,85	-0,91	-0,10	1,15	-0,22	0,08	1,10	-0,46	-0,53	-0,42	0,21	0,34
Out	-0,07	-0,56	-0,31	2,38	-0,95	0,09	1,50	-1,21	-0,51	-0,23	0,20	0,58
Nov	-2,37	0,14	0,97	-1,31	-2,02	-0,34	1,14	0,63	-2,20	-0,10	1,02	-0,34
Dez	-2,83	-0,54	1,85	-2,87	-0,80	-0,43	1,25	-1,84	-1,81	-0,49	1,58	-2,35
Média	-1,03	-0,32	0,30	-0,72	-1,27	-0,64	0,56	-0,71	-1,15	-0,48	0,38	-0,71

As diferenças entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE sobre a região da Bacia do Prata (Figura 7.16), mostram que na média para todo o período a região apresenta uma maior disponibilidade de água para atmosfera devido à modificações na cobertura vegetal inseridas no experimento CONTROLE, observado através do aumento na reciclagem de umidade. Destes resultados, na média para toda região, pode-se inferir que o comportamento entre fonte e sumidouro de umidade pode ser invertido, principalmente pelo aumento significativo da evapotranspiração no experimento CONTROLE durante a estação chuvosa. Também fica evidente que com as modificações na cobertura vegetal da década de 90 há uma redução significativa na convergência de umidade sobre a Bacia do Prata, que possivelmente é compensada pelo aumento na evapotranspiração observado, pois observa-se o aumento da precipitação na média para todo período.

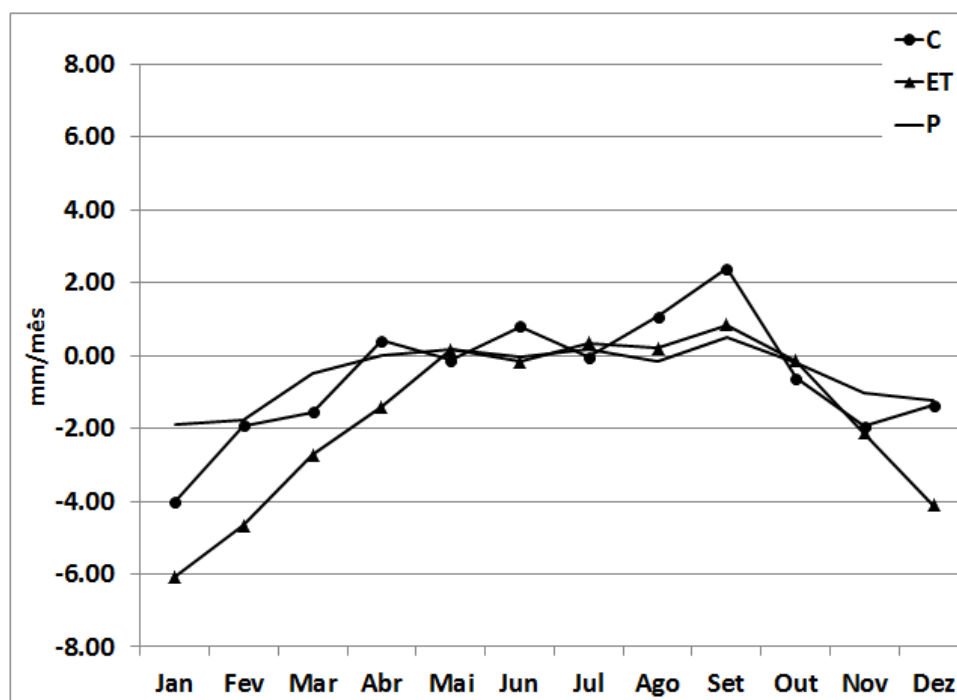


Figura 7.16 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata calculadas entre os experimentos POTENCIAL-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.

Dos resultados apresentados na Tabela 7.11 observa-se que a maior redução na convergência de umidade no experimento CONTROLE ocorre sobre o sul da Bacia do Prata, mas ao mesmo tempo há um aumento na precipitação que possivelmente foi compensado pelo aumento significativo na evapotranspiração sobre esta região.

Observa-se também, assim como na média para toda bacia, que há uma maior disponibilidade de água para a atmosfera tanto sobre o norte quanto no sul da região, quando analisada a razão ET/P, indicando que a região possui tendência a comportar-se como fonte de umidade em condições de modificações na cobertura vegetal. Também nota-se que existe um comportamento diferenciado entre a reciclagem de umidade sobre o norte e sul da bacia, com possível comportamento de fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera sobre o sul (norte) durante a estação chuvosa (seca).

Tabela 7.11 – Diferença entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE (mm/mês) sobre a Bacia do Prata. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.

	POTENCIAL - CONTROLE											
	C 2.1				C 2.2				Bacia do Prata			
	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C
Jan	-0,50	-2,85	-1,54	0,17	-3,32	-5,48	-2,32	3,97	-1,91	-4,17	-2,04	2,07
Fev	-3,17	-1,88	0,53	-4,87	-0,35	-3,96	-3,49	10,37	-1,76	-2,92	-1,16	2,75
Mar	0,16	-2,00	-1,79	3,94	-1,16	-2,44	-1,44	-1,59	-0,50	-2,22	-1,61	1,17
Abr	0,49	-1,85	-3,03	3,31	-0,47	-0,98	-0,63	0,31	0,01	-1,42	-1,56	1,81
Mai	0,35	-0,25	-1,19	-0,52	-0,03	0,23	0,34	-0,04	0,16	-0,01	-0,24	-0,28
Jun	0,12	-0,49	-1,91	1,92	-0,23	0,25	0,62	0,05	-0,05	-0,12	-0,15	0,98
Jul	0,31	-0,11	-2,15	-0,51	-0,02	0,48	0,96	-0,26	0,15	0,19	0,11	-0,39
Ago	-0,51	0,00	6,14	3,02	0,17	0,72	1,18	-1,28	-0,17	0,36	2,62	0,87
Set	0,73	0,22	-0,73	0,13	0,28	0,47	0,32	2,96	0,50	0,34	-0,22	1,54
Out	-0,23	-0,07	0,10	0,48	-0,18	0,15	0,44	-1,41	-0,20	0,04	0,24	-0,47
Nov	-0,59	-0,67	-0,19	1,17	-1,51	-1,49	0,21	-0,79	-1,05	-1,08	-0,17	0,19
Dez	-0,47	-1,65	-1,93	2,92	-2,04	-4,05	-5,03	2,57	-1,25	-2,85	-3,16	2,74
Média	-0,27	-0,97	-0,90	0,93	-0,74	-1,34	-1,13	1,24	-0,51	-1,15	-1,01	1,08

Estes resultados novamente deixam evidente a direta relação entre o comportamento da precipitação e da evapotranspiração no comportamento da Região Amazônica e Bacia do Prata como fonte e sumidouro de umidade. No contexto dos resultados apresentados para as diferenças entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE, pode-se inferir que sobre a Amazônia a redução na disponibilidade de água para a atmosfera, disponível para a reciclagem de umidade, devido à modificações na cobertura vegetal da década de 90 é compensada pelo aumento da convergência de umidade sobre a região, característica oposta à encontrada sobre a Bacia do Prata, onde as modificações na cobertura vegetal reduziram a convergência de umidade e a disponibilidade de umidade para a atmosfera é novamente compensada pela reciclagem de umidade em escala local.

Continuando a análise dos resultados relativos aos impactos das modificações na cobertura vegetal no Brasil sobre as componentes do balanço de umidade, observa-se que assim como observado no experimento CONTROLE, há uma redução na disponibilidade de umidade para atmosfera, quando analisada a reciclagem de umidade no NOVO experimento sobre a região Amazônica (Figura 7.17). Estes resultados ficam mais evidentes na Tabela 7.12, em que observa-se que esta redução está diretamente relacionado à redução significativa da evapotranspiração sobre a região. Observa-se que, mesmo com o aumento da precipitação média mensal durante o NOVO experimento, a redução da evapotranspiração é fator condicionante para o aumento do comportamento de sumidouro de umidade da região Amazônica. Observa-se também que o aumento da precipitação sobre a região com as constantes modificações nos padrões de uso e cobertura da terra do NOVO experimento está diretamente relacionado ao aumento da convergência de umidade. Com a redução da rugosidade da superfície devido à modificações da cobertura vegetal sobre a Amazônia, o fluxo de umidade relacionado com os alísios de nordeste penetram com maior intensidade sobre o leste da região, padrão discutido anteriormente, alterando significativamente o padrão de convergência e divergência de umidade.

Como discutido anteriormente, ao mesmo tempo em que se observa uma redução na razão ET/P sobre a região Amazônica, nota-se um aumento na convergência de umidade. Este padrão é observado tanto sobre modificações na cobertura vegetal do experimento CONTROLE quanto no NOVO experimento. A maior redução na disponibilidade de umidade para a atmosfera observada no NOVO experimento ocorre sobre o leste da região Amazônica, região a qual apresenta uma intensificação significativa na convergência de umidade. Destaca-se que sobre o leste da região mesmo a convergência de umidade aumentando significativamente, esta não compensa a redução na reciclagem de umidade, levando à uma redução na precipitação.

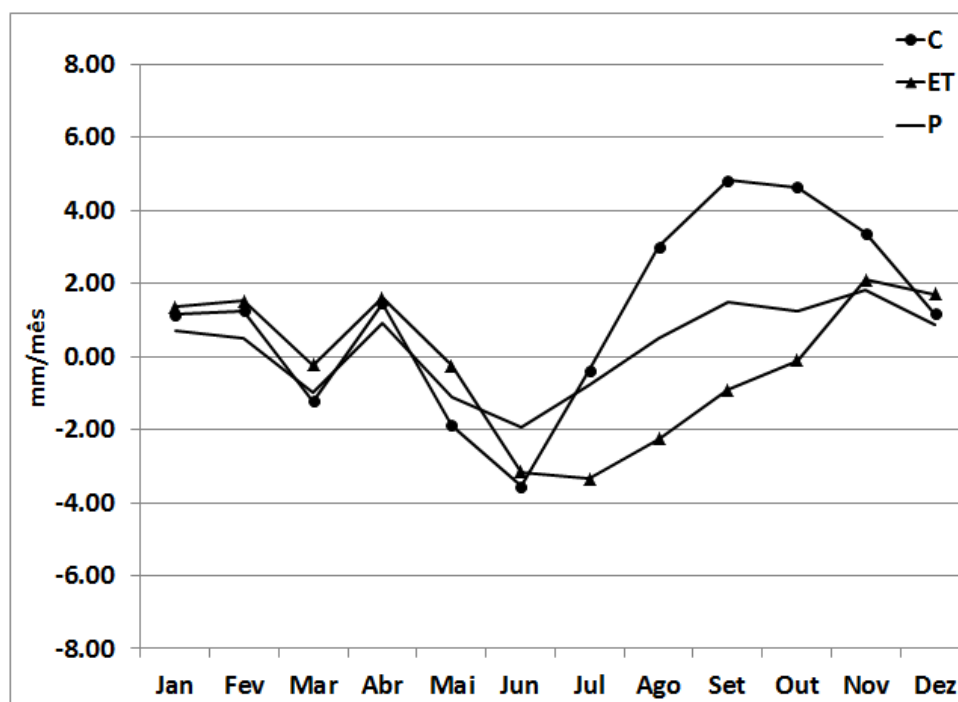


Figura 7.17 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Região Amazônica calculadas entre os experimentos NOVO-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.

Tabela 7.12 – Diferença entre os experimentos NOVO e CONTROLE (mm/mês) sobre a Região Amazônica. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.

NOVO - CONTROLE												
	C 1.1				C 1.2				Amazônia			
	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C
Jan	2,66	-0,59	-1,14	3,70	-1,21	1,85	1,44	-4,10	0,72	0,63	0,08	-0,20
Fev	0,49	0,29	0,01	1,19	0,53	1,73	0,70	-1,75	0,51	1,01	0,33	-0,28
Mar	0,54	0,14	-0,06	1,89	-2,52	1,38	1,54	-3,89	-0,99	0,76	0,61	-1,00
Abr	0,94	0,06	-0,72	1,04	0,86	1,33	-2,14	-1,29	0,90	0,70	-1,19	-0,13
Mai	-0,30	0,90	0,56	-0,91	-1,95	0,84	2,00	-2,35	-1,12	0,87	1,05	-1,63
Jun	-1,35	-0,21	0,42	-1,21	-2,49	-2,28	0,79	0,42	-1,92	-1,25	0,33	-0,40
Jul	-0,08	-0,15	-0,05	0,04	-1,48	-4,98	-3,92	5,88	-0,78	-2,56	-1,58	2,96
Ago	1,05	-0,11	-0,73	0,57	-0,08	-5,40	-11,84	9,95	0,49	-2,75	-3,55	5,26
Set	1,86	-0,08	-1,18	-0,07	1,09	-4,69	-14,45	11,50	1,48	-2,38	-4,15	5,72
Out	1,83	0,09	-0,86	1,63	0,65	-2,78	-4,41	7,85	1,24	-1,34	-2,03	4,74
Nov	0,41	0,42	0,07	-0,81	3,24	0,10	-2,11	3,40	1,82	0,26	-0,71	1,30
Dez	-0,50	-0,11	0,11	0,10	2,27	1,77	0,14	-1,20	0,88	0,83	0,13	-0,55
Média	0,63	0,06	-0,25	0,60	-0,09	-0,93	-1,04	2,04	0,27	-0,43	-0,57	1,32

A partir dos resultados obtidos através do NOVO experimento é possível observar que, devido às constantes modificações na cobertura vegetal observada sobre a Região Amazônica, há uma intensificação do comportamento da região como sumidouro de umidade.

Assim como observado para o experimento CONTROLE, com as modificações na cobertura vegetal inseridas no experimento NOVO (Figura 7.18 e Tabela 7.13) observa-se uma redução da reciclagem de umidade sobre a Bacia do Prata, com redução significativa na evapotranspiração e na precipitação, indicando a intensificação da região como um todo como sumidouro de umidade. Observa-se que mesmo com o aumento na convergência de umidade, sobre a bacia como um todo, esta não compensa a redução na evapotranspiração, o que leva à redução da precipitação observada.

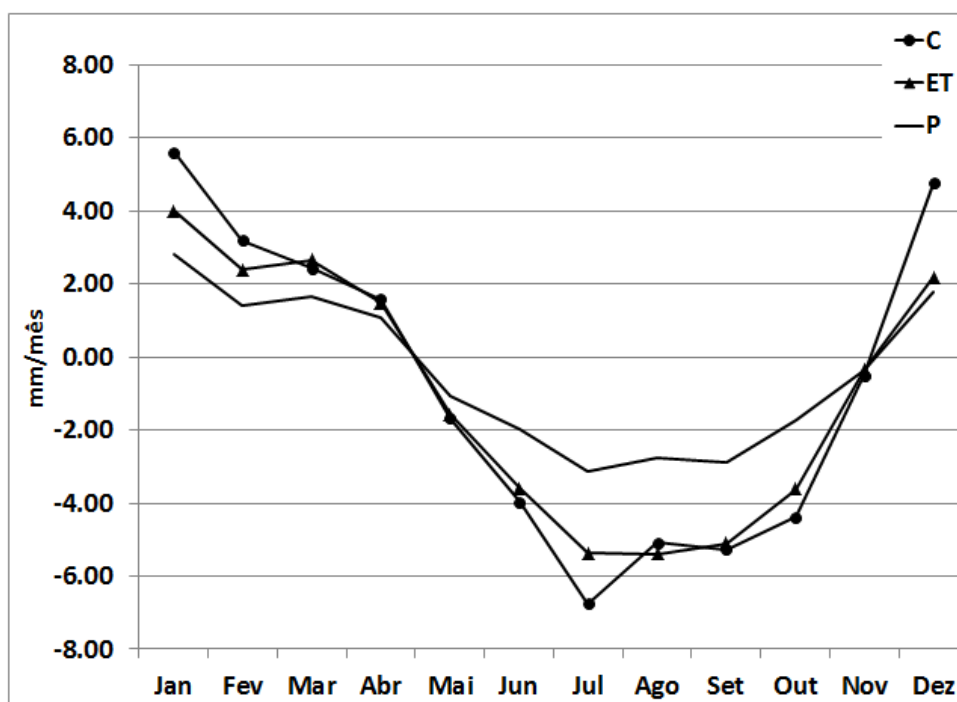


Figura 7.18 – Diferença entre as componentes do balanço de umidade (mm/mês) sobre a Bacia do Prata calculadas entre os experimentos NOVO-CONTROLE para a média entre os anos de 1981 e 2008.

Observa-se que a sobre a porção norte da Bacia do Prata há uma redução significativa da razão entre ET/P, indicando que esta região apresenta um comportamento mais pronunciado de sumidouro de umidade com as decorrentes modificações na cobertura vegetal observadas nos últimos anos. Destaca-se que sobre esta porção da Bacia do

Prata, mesmo a convergência de umidade aumentando, esta não compensa a redução na precipitação e na disponibilidade de umidade para a atmosfera.

A partir dos resultados discutidos nesta seção, é possível observar a direta relação entre aumento e redução da disponibilidade de umidade (ET/P) com a convergência de umidade (Tabela 7.13). Dos resultados encontrados para a região Amazônica no NOVO experimento, o aumento da convergência de umidade sobre o oeste da região na estação chuvosa mostra direta relação com o aumento da convergência sobre o sul da Bacia do Prata. Este intenso escoamento sobre o oeste da região, ao encontrar a barreira formada pela Cordilheira dos Andes muda seu sentido para sul que, devido às modificações na cobertura vegetal sobre o norte da Bacia do Prata, aumenta novamente sua intensidade e reduz a convergência sobre esta região, intensificando o escoamento e a convergência no sul da bacia.

Tabela 7.13 – Diferença entre os experimentos NOVO e CONTROLE (mm/mês) sobre a Bacia do Prata. P: precipitação. ET: evapotranspiração. C: convergência de umidade.

NOVO - CONTROLE												
	C 2.1				C 2.2				Bacia do Prata			
	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C	P	E	ET/P (%)	C
Jan	1,02	2,60	1,13	-4,22	4,63	-0,27	-5,25	7,45	2,82	1,16	-0,95	1,61
Fev	0,53	2,07	1,12	-2,29	2,27	-0,11	-1,96	3,91	1,40	0,98	-0,17	0,81
Mar	2,59	1,76	-0,49	-1,39	0,72	0,24	-0,35	0,94	1,66	1,00	-0,40	-0,22
Abr	2,52	0,96	-1,38	0,88	-0,38	-0,15	-0,14	-0,66	1,07	0,40	-0,28	0,11
Mai	-1,70	-1,27	1,34	0,58	-0,43	0,23	0,74	-0,77	-1,06	-0,52	0,73	-0,10
Jun	-1,49	-3,18	-3,32	2,46	-2,49	-0,03	2,59	-3,20	-1,99	-1,61	0,45	-0,37
Jul	-2,09	-4,40	-7,85	1,76	-4,16	-0,10	6,10	-4,51	-3,13	-2,25	1,69	-1,38
Ago	-1,50	-4,96	-7,04	4,34	-4,02	-0,29	7,61	-3,72	-2,76	-2,63	1,91	0,31
Set	-2,05	-3,83	-3,82	3,13	-3,71	-0,63	5,55	-3,44	-2,88	-2,23	0,83	-0,15
Out	-2,89	-2,13	-0,03	-0,05	-0,60	-1,61	-1,35	-1,49	-1,75	-1,87	-0,46	-0,77
Nov	0,15	0,77	0,49	0,31	-0,91	-0,74	0,32	-0,59	-0,38	0,02	0,31	-0,14
Dez	3,21	2,02	-0,25	2,09	0,31	-1,17	-1,59	3,07	1,76	0,42	-0,87	2,58
Média	-0,14	-0,80	-0,69	0,63	-0,73	-0,39	0,36	-0,25	-0,44	-0,59	-0,21	0,19

Dos resultados apresentados, as modificações da evapotranspiração no experimento CONTROLE, e a redução desta variável no NOVO experimento, devido às modificações na cobertura vegetal, modificam de forma significativa o comportamento como fonte ou sumidouro de umidade das regiões estudadas. Também fica claro que

principalmente sob modificações na cobertura vegetal atuais (NOVO) o aumento na convergência de umidade observado tanto sobre a região Amazônica quanto na Bacia do Prata não compensa a redução na disponibilidade de umidade para a atmosfera. Estes resultados deixam claro que a ação antrópica nos padrões de cobertura vegetal possui influência direta no comportamento das regiões como sumidouro de umidade para a atmosfera.

8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES – PARTE II

Na segunda parte deste estudo procurou-se avaliar as influências provocadas por mudanças nos padrões de usos da terra na Amazônia e em outras regiões do país sobre o comportamento das variáveis do balanço de umidade em grande parte da América do Sul, com ênfase na região da Bacia do Prata, entre o período de 1979 a 2008. Para este objetivo, foram realizados três experimentos numéricos com o modelo regional ETA com espaçamento horizontal de 20km, nos quais tentou-se representar três diferentes condições de uso da terra, que foram: 1) Experimento POTENCIAL, em que não são incluídas as modificações antrópicas na cobertura vegetal; 2) Experimento CONTROLE, em que o mapa de usos e cobertura da terra utilizado representa as condições da década de 90 do continente, e 3) Experimento NOVO, o qual representa as condições atuais de usos e cobertura da terra sobre o Brasil.

Após uma breve discussão, resumindo os principais resultados encontrados nesta segunda parte, serão respondidos dois questionamentos levantados na introdução: 1) *Caso não tivesse ocorrido intervenção humana no processo de uso e cobertura da terra sobre a América do Sul, qual seria o comportamento das componentes do balanço de umidade nas regiões Amazônica e na Bacia do Prata atualmente?* 2) *Por outro lado, qual seria o comportamento das componentes do balanço de umidade na região Amazônica e na Bacia do Prata na década de 2000, se as mudanças mais atuais no uso e cobertura da terra sobre a Amazônia tivessem ocorrido desde a década de 80?*

Primeiramente foi realizada uma avaliação do desempenho do modelo ETA em simular uma das principais variáveis do balanço de umidade, a precipitação. Foi então feita uma comparação entre os dados simulados e os dados de estimativa de precipitação obtidos do algoritmo 3B42 do satélite TRMM para o período de 1999 a 2008. Como mostrado na metodologia, adotou-se as condições apresentadas por Pielke (2002) para determinar o bom desempenho da simulação numérica.

Na avaliação realizada, a comparação entre o desvio padrão simulado e observado não satisfaz as condições apresentadas, mas as demais estatísticas satisfizeram. De uma maneira geral, foi possível identificar alguns erros sistemáticos que o modelo regional ETA apresenta para a América do Sul, e regiões da Bacia Amazônica e do Prata como, por exemplo, a superestimava sobre o litoral do Brasil. Porém, na maior parte do território brasileiro e sul da América do Sul o modelo tende a subestimar os valores de

precipitação. Mesmo subestimando os valores, o modelo ETA foi capaz de reproduzir satisfatoriamente o posicionamento da precipitação, apresentando uma correlação espacial de 0,74 para todo o continente.

Considerando os bons resultados apresentados na avaliação do desempenho do modelo ETA para o experimento CONTROLE, foram utilizados os resultados deste experimento para avaliar os possíveis impactos das mudanças do uso e cobertura da terra sobre o Brasil no comportamento das principais variáveis do balanço de umidade.

Os impactos das modificações foram realizados através da diferença das principais componentes do balanço de umidade, precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade, entre cada experimento proposto. As diferenças foram realizadas para o período de 1981 a 2008, desconsiderando os dois primeiros anos de simulação (1979 e 1980) devido ao tempo de ajuste do modelo às condições utilizadas.

Analisando as diferenças da precipitação entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE observou-se que, com as modificações do uso e cobertura do solo na década de 90, houve um aumento da precipitação tanto na região Amazônica (1,15 mm/mês) quanto na Bacia do Prata (0,51 mm/mês), principalmente entre os meses de novembro a março sobre as duas regiões analisadas. O aumento na região Amazônica mostra concordância com os resultados obtidos por Durieux et al. (2003), em que os autores observaram que durante a estação seca havia maior quantidade de nuvens baixas na atmosfera, enquanto durante a estação chuvosa a convecção foi mais intensa sobre áreas de pastagens principalmente durante a noite, levando a um aumento na precipitação.

As diferenças da precipitação entre os experimentos NOVO e CONTROLE mostram que, com as condições mais atuais do uso e cobertura da terra, houve um aumento na precipitação de 0,27 mm/mês sobre a Amazônia, diretamente relacionado com o aumento de 0,63 mm/mês no oeste da região, pois no leste houve um aumento de apenas 0,09 mm/mês. Esse aumento na precipitação no oeste e redução no leste da Amazônia também foi observado por Sampaio et al. (2007), em que os autores observaram que com a expansão das pastagens na Amazônia há uma redução da precipitação principalmente sobre o leste e um aumento no oeste da região. Já sobre a Bacia do Prata observou-se uma redução de 0,44 mm/mês, sendo esta redução ainda maior no setor sul

da bacia (0,73 mm/mês). Quando analisado sazonalmente, observa-se que durante o verão há um aumento da precipitação tanto na Amazônia quanto na Bacia do Prata, por outro lado, observa-se que durante o inverno há uma redução da precipitação sobre estas regiões.

Analisando as diferenças da evapotranspiração entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE observa-se que, com as modificações do uso e cobertura do solo na década de 90, houve um aumento desta variável na região Amazônica (0,48 mm/mês) assim como sobre a Bacia do Prata (1,15 mm/mês). Sazonalmente é possível observar que durante o período de verão o aumento na evapotranspiração ocorre tanto da Amazônia quanto na Bacia do Prata, mas durante o inverno é observado uma redução desta variável sobre a Bacia do Prata, devido principalmente à sua diminuição sobre o setor sul da bacia.

Com o decorrer das modificações dos usos e cobertura da terra sobre as regiões de estudo, observou-se uma redução na evapotranspiração sobre a Amazônia (0,43 mm/mês) e Bacia do Prata (0,59 mm/mês), demonstrada através das diferenças da evapotranspiração entre os experimentos NOVO e CONTROLE. Destaca-se que a principal modificação nos padrões de usos e cobertura da terra do NOVO experimento é o aumento da área com utilização para cultivos e pastagens, principalmente sobre a Região Sudeste do Brasil, em que estas modificações geraram um aumento da evapotranspiração durante o verão e uma grande redução durante o inverno.

Esta redução na evapotranspiração devido às modificações da cobertura vegetal observada nos dois experimentos, principalmente durante a estação seca (MJJA), com destaque para Região Sudeste do Brasil e norte da Bacia do Prata, está diretamente associada com as reduções no índice de área foliar (IAF) e na rugosidade da superfície (z_0). Tais reduções na evapotranspiração relacionados ao IAF e a z_0 também foram discutidas por Cunha (2013), em que a autora observou tal relação durante a estação chuvosa sobre o Nordeste do Brasil.

Também foram analisadas as diferenças na convergência de umidade entre os experimentos POTENCIAL e CONTROLE, em que observou-se que para as condições de cobertura vegetal da década de 90 há um aumento desta variável sobre a região Amazônica de aproximadamente 0,7 mm/mês. Este aumento é verificado

principalmente na época chuvosa e está relacionado com a intensificação dos alísios de nordeste que penetram a região Amazônica durante esta época do ano. Sobre a Bacia do Prata, as modificações da cobertura vegetal natural para condições da década de 90 implicaram em uma redução da convergência de umidade em praticamente todos os meses do ano (1,08 mm/mês), exceto nos meses de maio, junho e outubro em que foi verificado um aumento. Esta redução na convergência de umidade sobre a Bacia do Prata também foi encontrado por Lee e Berbery (2012), em que a redução na rugosidade da superfície diminuiu a convergência de umidade, principalmente devido ao aumento na intensidade dos ventos em baixos níveis e fluxo de umidade, características presentes no experimento CONTROLE.

Considerando as constantes modificações nos padrões de usos e cobertura da terra aplicadas no experimento NOVO sobre o Brasil, observou-se que com relação ao experimento CONTROLE houve um aumento de 1,32 mm/mês na convergência de umidade sobre a Amazônia, assim como no leste quanto no oeste da região. Já sobre a Bacia do Prata, diferentemente do observado nas diferenças entre o POTENCIAL e o CONTROLE, percebeu-se um aumento da convergência de umidade entre os experimentos NOVO e CONTROLE. As mudanças na cobertura vegetal no NOVO experimento levaram a uma mudança no fluxo de umidade sobre praticamente toda bacia, intensificando o escoamento de sul para norte, o que possivelmente levou ao aumento da convergência nesta região, principalmente sobre o norte da bacia, pois no sul é observada uma diminuição na convergência de umidade.

Finalmente, após analisado o comportamento das componentes do balanço de umidade sob mudanças na cobertura vegetal sobre o Brasil, foi analisado o comportamento das duas regiões estudadas como fonte ou sumidouro de umidade sob modificações na cobertura vegetal. No contexto geral dos resultados, sobre a Amazônia, e nas duas regiões analisadas (leste e oeste), há um aumento significativo nas três variáveis do balanço no experimento CONTROLE, mas uma redução na reciclagem de umidade (ET/P), influenciando de forma direta a disponibilidade de umidade para a atmosfera.

Com as constantes modificações nos padrões de uso e cobertura da terra inseridos no NOVO experimento, a Amazônia intensifica ainda mais seu comportamento como sumidouro de umidade, principalmente devido ao aumento da precipitação e redução significativa da evapotranspiração, devido à fatores discutidos anteriormente. É possível

observar também que a redução de umidade disponível para a atmosfera não é compensada pelo aumento da convergência de umidade, característica observada também no experimento CONTROLE.

Estes resultados obtidos para a região Amazônica permitem concluir que, sob constantes modificações na cobertura vegetal, o aumento significativo na precipitação discutido anteriormente não é compensado pelo aumento da convergência de umidade e evapotranspiração, tornando a região mais potencialmente sumidouro de umidade do que sob condições de vegetação potencial natural.

Sobre a Bacia do Prata, as modificações nos padrões de uso e cobertura da terra da década de 90 levaram a um aumento significativo da precipitação e evapotranspiração, tornando a região potencialmente fonte de umidade para a atmosfera, mesmo com a redução na convergência de umidade. Observou-se que a maior disponibilidade de umidade para a atmosfera ocorre sobre o sul da bacia, principalmente devido à relação entre aumento da reciclagem de umidade e redução na convergência. Quando consideradas as constantes modificações na cobertura vegetal sobre o Brasil, referentes ao experimento NOVO, observa-se que a Bacia do Prata torna-se possível sumidouro de umidade para a atmosfera, com a redução da razão ET/P , devido principalmente à redução da precipitação e evapotranspiração sobre a bacia. Assim como observado para a região Amazônica, o aumento na convergência de umidade não é suficientemente capaz de suportar a redução da precipitação.

Dos resultados obtidos neste capítulo é possível concluir que devido às constantes modificações nos padrões de uso e cobertura da terra sobre o Brasil as regiões Amazônica e da Bacia do Prata apresentam mudanças significativas no seu balanço de umidade, tornando-se potencialmente regiões sumidouras de umidade.

9 CONCLUSÕES FINAIS

Em uma primeira etapa deste estudo, foi realizada uma climatologia do balanço de umidade para um período de 30 anos (1979-2008) sobre grande parte da América do Sul, com ênfase na região Amazônica e Bacia do Prata, utilizando o conjunto de reanálise mais recente, os dados CFSR do NCEP.

Através dessa climatologia observou-se que em média para todo o período (1979-2008) a Amazônia e a Bacia do Prata comportaram-se como sumidouro de umidade ($ET < P$). Mediante à importância do JBN no transporte de umidade entre trópicos e extratrópicos, foi realizada uma classificação dos dias com atuação de JBN com o intuito de investigar sua influência sobre o comportamento do balanço de umidade na Amazônia e Bacia do Prata. Da análise destes resultados, observou-se que durante a atuação do JBN a Amazônia comporta-se como fonte de umidade, diferentemente do encontrado para todo o período. Já sobre a Bacia do Prata, observou-se que o norte da bacia comporta-se como fonte de umidade e o sul como sumidouro.

Em anos de El Niño observou-se sobre a Amazônia uma redução na precipitação, que esteve diretamente relacionada com a redução da convergência de umidade. Ressalta-se ainda que, mesmo apresentando maior disponibilidade de umidade para a atmosfera devido a intensificação dos processos de evaporação, a redução da convergência de umidade sobre a Amazônia durante anos de El Niño é fator condicionante para o balanço de umidade sobre a região. Sobre a Bacia do Prata observou-se que em anos de El Niño há um aumento na convergência de umidade e precipitação, e um pequeno aumento na evapotranspiração durante todos os meses.

Durante eventos de La Niña observou-se que, na média para todo o período, houve um aumento de todas as componentes do balanço de umidade sobre a Amazônia e uma redução sobre a Bacia do Prata. Porém, analisando a reciclagem de umidade (ET/P) em eventos de La Niña, observou-se que em média houve um pequeno aumento de disponibilidade de umidade para a atmosfera sobre a Bacia do Prata quando comparado com a média para todo o período.

Em uma segunda etapa deste estudo, procurou-se avaliar as influências provocadas por mudanças nos padrões de usos da terra na Amazônia e em outras regiões do país sobre o comportamento das variáveis do balanço de umidade em grande parte da América do

Sul. Foram então realizados três diferentes experimentos numéricos com o modelo regional ETA, para o período de 1979 a 2008: 1) Experimento POTENCIAL, em que não são incluídas as modificações antrópicas na cobertura vegetal; 2) Experimento CONTROLE, em que o mapa de usos e cobertura da terra utilizado representa as condições da década de 90 do continente, e 3) Experimento NOVO, o qual representa as condições atuais de usos e cobertura da terra sobre o Brasil.

Observou-se que com o avançar das modificações nos padrões de uso e cobertura da terra, a Amazônia intensificou ainda mais seu comportamento como sumidouro de umidade, principalmente devido ao aumento da precipitação e redução significativa da evapotranspiração, constatando também que a redução de umidade disponível para a atmosfera não foi compensada pelo aumento da convergência de umidade. Sobre a Bacia do Prata observou-se que, com as modificações nos padrões de uso e cobertura da terra da década de 90, há aumento significativo da precipitação e evapotranspiração, tornando a região potencialmente fonte de umidade para a atmosfera, mesmo com a redução na convergência de umidade, mas invertendo seu comportamento para sumidouro de umidade com a inserção de modificações mais atuais de cobertura vegetal, devido principalmente às reduções da precipitação e da evapotranspiração sobre a bacia. Sendo assim, pode-se concluir que as constantes modificações nos usos e cobertura da terra sobre o Brasil possuem direta influência sobre o balanço de umidade no continente, influenciando de forma direta a disponibilidade de umidade para a atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARVE, V. R. **Impactos do uso e cobertura da terra na região da Mata Atlântica Paulista: clima presente**. 2013. 164 p. (sid.inpe.br/mtc-19/2013/06.21.20.10-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EBD6HS>>.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration–Guidelines for computing crop water requirements**. Roma: FAO, 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper n.56.
- ANDREAE, M. O., et al. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research**, 107, D20, 8066 - 8091, 2002. doi:10.1029/2001JD000524.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.
- ARRAUT, J. M., NOBRE, C.; BARBOSA, H. M. J.; OBREGON, G.; MARENGO, J. Aerial Rivers and Lakes: looking at large scale moisture transport, its relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. **Journal of Climate**, 2013.
- ARTAXO, P.; SILVA DIAS, M.A.F.; 2003. Nuvens de fumaça das queimadas alteram o clima da Floresta Amazônica. **Revista FAPESP**, 88:30-25.
- ATKINSON, B. W. **Mesoscale Atmospheric Circulations**. London: Academic Press London. 1981. 495 p.
- AVISSAR, R.; LIU, Y. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.7499- 7518, 1996.
- AVISSAR R, SCHMIDT, T. An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. **J Atmos Sci**. v. 55, p. 2666–2689, 1998.

AVISSAR, R.; NOBRE, C. A. Preface to special issue on the large-scale biosphere-atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. Art. No. 8034, 2002.

AVISSAR, R., SILVA DIAS, P. L., SILVA DIAS, M. A. F., NOBRE, C. A. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, p. 54.1-54.6, 2002.

AVISSAR, R.; WERTH, D. Global Hydroclimatological Teleconnections Resulting from Tropical Deforestation. **Journal of Hydrometeorology**. v. 6, p. 134–145, 2005

BAYDIA ROY, S.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, **J. Geophys. Res.** v. 107(D20), 8037, 2002.
doi:10.1029/2000JD000266.

BERRY, F. A.; BOLLAY e NORMAN, E.; BEERS, R. **Handbook of meteorology**. McGraw-Hill Book Company, 1945, 1068 p.

BERBERY, E.H. and BARROS, V.R. The hydrological cycle of the La Plata basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v.3, p.630-645, 2002.

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

BETTS, A.; MILLER, M. A new convective adjustment scheme, part II, Single column mode tests using GATE wave, Bomex and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.112, p.693-709, 1986.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v.9, n.2, p. 265-278, 1994.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.

BOSILOVICH, M., 2008: NASA's Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications: Integrating Earth Observations. Earthzine. Disponível em

<http://www.earthzine.org/2008/09/26/nasas-modern-era-retrospective-analysis/>. Acesso em: 8 fev. 2014.

BROWNING, K. A.; PARDOE, C. W. Structure of the low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. *Quart. Journal of Royal Meteorological Society*, v. 99, p. 619–638, 1973.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. 1989. 122 p. (INPE – 4923 – TDL / 383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1989.

CHAGNON, F.J.F.; BRAS, R.L.; WANG, J., Climatic shift in patterns of shallow clouds over the Amazon, **Geophysical Research Letters**, v. 31, L24212, 2004.

CHAGNON, F.J.F; BRAS, R.L. Contemporary climate change in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L13703, 2005.

CHEN, F.; AVISSAR, R. The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1323-1340, 1994a.

CHEN, F.; AVISSAR, R. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, p.1382-1401, 1994b.

CHEN, J. M.; LEBLANC, S. A 4-scale bidirectional reflection model based on canopy architecture. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, p. 35, p.1316-1337, 1997.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system, part I: model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review.**, v.129, p.569-585, 2001.

CHOU, S. C. Modelo Regional Eta . **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.1, n. especial 10 anos, p. on line, 1996. (INPE-12512-PRE/7814).

CHOU, S.C. Modelo regional Eta. **Climanálise**, 27.

<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/27.html>>, 2000.

CHOU, S. C.; SILVA, M. G. A. J. 1999. Objective evaluation of ETA Model precipitation forecasts over South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 1, n. 1, p. 1-17 / on line, 1999.

CHOU, S. C.; TANAJURA, C.; XUE, Y.; NOBRE, C. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, 8088, 2002.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.F.; ALVES, L.; BETTS, R.; KAY, G.; CHAGAS, D. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, **Climate Dynamics**, 2010.

COE, M.; COSTA, M. H.; BOTTA, A.; BIRKETT, C. . Long term Simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, **J Geophys Res.**, v. 107(D20), 8044, 2002. doi:10.1029/2001JD000740.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

CORREIA, F. W. S. Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional. 2005. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

CORREIA, F. W. S.; Alvalá, R. C.; Manzi, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p.153-167, 2006.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) Simulation Study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 225-244, 2007.

COSTA, M.; FOLEY, J. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 14189–14198, 1999.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A.: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. **J. Climate** v. 13, p. 18-34, 2000.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M.; SOUZA, P. J. O. P.; RIBEIRO, A; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion, **Geophys. Res. Lett.**, 34, L07706, 2007.
doi:10.1029/2007GL029271.

CUNHA, A.P.M do A. **Avaliação dos impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra no clima da região semiárida do Brasil**. 2013. 209 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.15.17.53-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013.

DAVIDSON, E. A.; ARTAXO, P. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: Results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. **Global Change Biology**. 10: 1-11, 2004. doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00779.x.

DIRMEYER, A. S.; SHUKLA, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, D10, p.20863-20877, 1994.

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**. v.28, p.833-855,1989.

DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, C. The low-level jet at Santa Cruz, Bolivia during january-march 1998, pilot balloon observations and model comparisons. Preprints, 10th Symposium on Global Change Studies, Dallas, Texas, **Amer. Meteor. Soc.**, 223-226, 1999.

DURIEUX, L; MACHADO, L.; LAURENT, H. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n.1, p.132-140, 2003.

EK, M. B.; MITCHELL, K.E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J.D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **J. Geophys. Res.**, v.108, p. 8851, 2003. doi:10.1029/2002JD003296.

ELTAHIR, E. e BRAS, R. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, p 861-880, 1994.

ELTAHIR, E. A. The role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D2, p.4255-4267, 1996.

EMORI, S. The interactions of cumulus convection with soil moisture distribution: An idealized simulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 8873-8884, 1998.

FELS, S. B.; SCHWARZTKOPF, D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 32, p.1475-1488, 1975.

FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P.L. Simulations of the Summer circulation over the South American region with Eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia, **Acta Amazônica**, 28(2), p.101-126, 1998.

GALLUS, W.A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Impact of resolution and choice of convective parameterization. **Weather and Forecasting**, v. 14, p. 405–426, 1999.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C.; SOUZA, J. R. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theor Appl Climatol** 78: 123–135, 2004.

GEDNEY, N.; VALDES, P. J. The effect of Amazonian deforestation on the Northern Hemisphere circulation and climate, **Geophys. Res. Lett.**, 27(19), 3053-3056, 2000.

- GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Introduction to special section: Regional Climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, 104(D6): 6335-6352, 1999.
- GRIMM, A.M.; FERRAZ, S. E. T; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **J. Climate**, v.11, p.2863-2880, 1998.
- 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.
- HAHMANN, A.; DICKINSON, R. E. RCCM2-BATS Model over Tropical South America: Applications to Tropical Deforestation – **Journal of Climate**, v. 10, p.1944-1964, 1997.
- HASLER, N.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Tropical deforestation impact on global hydroclimate: A multimodel ensemble analysis, **J. Clim.**, v. 22, p. 1124—1141, 2009.
- HASTENRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quartely Journal of the royal Meteorological Society**, 103(435), pp. 77-92.T, 1977.
- HERDIES, D.L.; SILVA, A. DA; SILVA DIAS, M.A.F.; FERREIRA, R. N. The moisture budget of the bi-modal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, 107 (D20): 42.1-42.13, 2002.
- HOREL, J. D., A. N. HAHMANN, and J. GEISLER, 1989: An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **J. Climate**, v. 2, p. 1388–1403.
- JANJIC, Z. Forward-backward scheme modified to prevent two- grid- interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contribution to Atmospheric Physics**, v.50, p.186 – 199, 1979.
- JANJIC, Z. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v.112, p. 1234–1245, 1984.
- JANJIC, Z. L. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sub layer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.

- KARAM, H. N.; BRAS, R. L. Climatological Basin-Scale Amazonian Evapotranspiration Estimated through a Water Budget Analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, p. 1048–1060, 2008.
- KLEIDON, A.; HEIMANN, M. Deep-rooted vegetation, Amazonian deforestation, and climate: results from a modelling study. **Global Ecol Biogeo.** v. 8, p. 397–405, 1999.
- KLEIDON, A.; HEIMANN, M. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics**, v. 16, p.183- 199, 2000.
- KOUSKY, V. E. 1980: Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488–498.
- KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T. HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G. KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 39, n. 12, p. 1965-1982, 2000.
- LACIS, A.; HANSEN, J. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmosphere Science**, v.31, p.118-133, 1974.
- LAING, A. G.; Fritsch, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2756–2776, 2000.
- LEE, S. J.; BERBERY, E. H. Land cover change effects on the climate of the La Plata Basin. **Journal of Hydrometeorology**, 13(1), p. 84-102, 2012.
- MARENGO, J. A.; MILLER, J.A.; RUSSELL, G.; ROSENZWEIG, C.; ABRAMOPOULOS, F. Calculations of river-runoff in the GISS GCM: impact of a new land surface parameterization and runoff routing on the hydrology of the Amazon River. **Climate Dynamics**. 10: 349-361, 1994.

- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; CULF, A.D. Climatic Impacts of "Friagens" in forested and deforested areas of the Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 1553-1566, 1997.
- MARENGO, J.; DOUGLAS, M.; SILVA DIAS, P. The South American Low-Level Jet East of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **J. Geophys. Research**, 2002.
- MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 78, p. 79-96, 2004.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**., v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MARENGO, J. A., The characteristics and variability of rainfall across the Amazon basin: Spatial and temporal variability. *Climate Dynamics*, v. 24, p. 11-22, 2005.
- MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.; ALVES, L. M.; S. V. CUADRA, M. C. MILLY; P. C. D.; DUNNE, K. A.; VECCHIA, A. V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, **Nature**, 438, 2005. doi: 10.1038/nature04312.
- MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.; ALVES, L. M.; CUADRA, S. V.; VALVERDE, M. C.; FERRAZ, S. E. T.; TORRES, R. R.; SANTOS, D. C. Future change of climate in South America in the late XXI century: Intercomparison of scenarios from three regional climate models, **Clim. Dyn.**, in press. (2009b).
- MANZI, A.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, p. 505 – 529, 1996.
- MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A.; ZHANG, H.; DURBIDGE, T.; PITMAN, A. Global climate sensitivity to tropical deforestation. **Global Planetary Change** 10: 97–128, 1995.

MEDVIGY, D.; WALKO, R. L.; AVISSAR, R. Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America. **J. Climate**, 24, 2147-2162, 2011.

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

MESINGER, F. Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. **Contrib Atmos Phys** 50:200–210, 1977.

MESINGER, F. A blocking for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v. 44, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, 1988.

MESINGER, F., CHOU, S. C., GOMES, J.L., JOVIC, D., BASTOS, P., BUSTAMANTE, J. F., LAZIC, L., LYRA, A. A., MORELLI, S., RISTIC, I., VELJOVIC, K. An upgraded version of the Eta model. **Metorol. Atmos. Phys.** 116: 63-79, 2012.

MILLY, P. C. D.; DUNNE, K A.; VECCHIA, A V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, **Nature**, 438, 2005. doi: 10.1038/nature04312.

MOLION, L.C.B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects**. PhD thesis, University of Wisconsin, 1975.

MOLION, C.B. Amazonia rainfall and its variability. in: **Hydrology and water management in the humid tropics**. Bonnel, M. Hufschmidt, M.M. Gladwell, J.(Eds) international Hidrology series, Cambridge university Press, pp. 99-111, 1993.

MOURÃO, C. E. F. **Estudo Numérico da produção de chuvas intensas na Região da Serra do Mar Paulista**. 2010. 121p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010.

NASCIMENTO, M. G. Análise dos impactos dos Jatos de Baixos Níveis sobre a Bacia do Prata. 2008. 210p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

NEPSTAD, D, C. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazon forests and pastures. **Nature**, v.372, n.15, p.666-669, 1994.

NIJSSEN, B.; O'DONNELL, G.; LETTENMAIER, D. Predicting the discharge of Global Rivers, **J. Clim.**, 14, 3307-3323, 2001.

NOBRE, C. A., SELLERS, P. J., SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**. 4: 957–988, 1991.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, 2464-2479, 1996.

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

OYAMA, M.D. **Consequências climáticas da mudança de vegetação no nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. Tese de doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 181p, 2002.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2199, 2003.

PAULIQUEVIS, T. M.; 2005. **Os efeitos de aerossóis emitidos por queimadas na formação de gotas de nuvens e na composição da precipitação na Amazônia**. Tese de Doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 222p, 2005.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **J. Appl. Meteorol.**, v. 9, p. 857-861, 1970.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**. San Diego, California: Academic Press, 1990.

PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal of Meteorological**, v. 14, n.2, 184-185, 1957.

PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. Academic Press. 2002. 676 p.

QUADRO, M. F. L. 2012. **Estudo de Vórtices Ciclônicos de Mesoescala associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul**. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 180p, 2012.

RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, n. 4, p. 997-1027, 1999.

RAMOS DA SILVA, R., AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon basin. **J. Hydrometeor.**, v. 7, p. 1028–1042, 2006.

RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon basin during the wet-season climate impacts, 1. **Clim.**, 21,1153-1170, 2008.

RICARTE, R. M.; HERDIES, D. L.; BARBOSA, T. F. Patterns of atmospheric circulation associated with cold outbreaks in southern amazonia. **Meteorological Applications**. 2013. (Aceito para publicação).

RIEHL, H. **Tropical meteorology**. Local: McGraw – Hill, 1954. 392 p.

ROCHA, E. J. P. **Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da amazônia**. 2001. 210 p. (INPE-10243-TDI/904). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 2001.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; SILVA FIGUEIRA, A. M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern amazonia. **Ecological Applications**. 14:22–32, 2004.

RUSSELL, G. J.; MILLER, J. Global river runoff calculated from a global atmosphere general circulation model, 1. **Hydrol.**, v. 155, p. 241-254, 1990.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, T.T.; CHUANG, H.Y.; JUANG, H.M.H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P.V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R.W./ RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M.. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Submitted to the Bulletin of the American Meteorological Society. 2010.

SALATI, E., A DALL'OLIO, E. MATSUI, AND J. R. GAT, Recycling of water in the Amazon, Brazil: An isotopic study, **Water Resour. Res.**, 15(5), 1250-1258, (1979).

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. Em: Sioli, H. (ed.), **The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**, Junk Publishers, 1984.

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium. **Science**, v.225, p. 129-138, 1984.

SALATI, E.. The forest and the hydrological cycle. In: **The Geophysiology of Amazonia**. John Wiley and Sons, New York, 273-296, 1987.

SALAZAR VELÁSQUEZ, L. F. **Conseqüências das mudanças climáticas na distribuição dos biomas na América do Sul, com ênfase na amazonia e nordeste**. 2009. 277 p. (INPE-16573-TDI/1566). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/35D4TH5>>.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **J.Geophys. Research**, 2002.

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, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.

SAMPAIO, G., C. NOBRE, and P. SATYAMURTY (2008), Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian tropical forests into degraded pasture or soybean cropland: A new vegetation climate equilibrium state in Amazonia, **Intel'lational Scientific Conference Amazon in Perspective, Integrated Science for a Sustainable Future**, Manaus, November 17-20, 2008.

[http:// www.1baconferencia.org/1baconC2008/eng/index.htm](http://www.1baconferencia.org/1baconC2008/eng/index.htm).

SATYAMURTY, P.; CASTRO, A.A.; TOTA, J.; GULARTE, L.E.S.; MANZI, A.O. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p.139–148, 2010.

SATYAMURTY, P; COSTA, C. P. W.; MANZI, A.O. "Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, 111.1-2, 195-209, 2013.

SAULO, C.; NICOLINI, M.; CHOU, S.C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 867-881, 2000.

SCHNEIDER, E. K.; Fan, M.; Kirtman, B. P.; Dirmeyer, P. Potential effects of Amazon deforestation on tropical climate. **COLA Technical Report**, v. 226, 41 p, 2006.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v.43, p.505-531, 1986.

SESTINI, M. F., ALVALA, R. C. S., MELLO, E. K., VALERIANO, D. M., CHAN, C. S., NOBRE, C. A., PAIVA, J. A. C., REIMER, E. S. **Elaboração de Mapas de Vegetação para Utilização em Modelos Meteorológicos e Hidrológicos**. São José Campos. INPE, 74 p. 2002.

- SILVA DIAS, M. F.; FERREIRA, R. Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines. **Journal of Geophysical Research**, v.97, Dd18, 20.405-20.419, 1992.
- SILVA, G. A. M.; AMBRIZZI, T.; MARENGO, J. A. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. **Annales geophysicae**. v. 27. No. 2. Copernicus. 2009.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection. **J. Atmos. Sci.**, 40, 2689–2707, 1983.
- SILVA DIAS, F. S.; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondônia in dry season. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, p. 531 – 547, 1996.
- SILVA DIAS, M. A. F.; PETERSEN, W.; SILVA DIAS, P. L.; CIFELLI, R.; BETTS, A. K.; GOMES, A. M.; FISCH, G.; LIMA, M. A.; LONGO, M.; ANTONIO, M. A.; ALBRECHT, R. I. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon. **Journal of Geophysical Research**, 107, D20, p. 39.1-39.20, 2002.
- SILVA, V.B.S; KOUSKY, V.E.; HIGGINS, R.W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations **J. of Hydrometeorology**, 12, 101-117, 2001.
- SMITH, T.M.; REYNOLDS, R.W.; PETERSON, T. C.; LAWRIE, J. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, p. 2283-2296, 2008..
- SOARES, W. R.; MARENGO, J. A. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario, **Int.J. Climatol.**, 29, 1395-1414, 2008. doi:10.1002/joc.1800.
- SOUZA, D. C. **Consequências climáticas da desertificação parcial do semiárido do nordeste brasileiro**. 2009. 126 p. (INPE-16240-TDI/1555). Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.

SUD, Y. C.; FENNESSY, M. J. Influence of evaporation in semi-arid on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v.4, p.383 - 398, 1984.

SUD, Y. C.; WALKER, G. K.; KIM, H. L.; LINTON, G. E.; SELLERS, P. J.; LAU, W. K. Biogeophysical consequences of the tropical deforestation Scenario: a GCM simulation Study. **Journal of Climate**, v.9, p.3225-3247, 1996a.

SUD, Y.; YANG, R.; WALKER, G. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D3, p.7095-7109, 1996b.

TEDESCHI, R. G. **Impacto de episódios El Niño e La Niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação e vazão na América do Sul**, 2008, 159p., Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

TORRES, R. R. **Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que atuam na costa leste do Nordeste do Brasil**. 2008. 132p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte do Nordeste brasileiro**. 1989. 88f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos-SP, 1989.

VALVERDE, S. E.; FERRAZ, T.; TORRES, R. R.; SANTOS, D. C. Future change of climate in South America in the late XXI century: Intercomparison of scenarios from three regional climate models, **Clim. Dyn.**, in press. (2009b).

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591–9613, 1987.

VELJOVIC, K; RAJKOVIC, B; FENNESSY, MJ; ALTSHULER, EL; MESINGER, F. Regional climate modeling: Should one attempt improving on the large scales? Lateral boundary condition scheme: any impact? **Meteor Zeitschrift**, v.19, p.237–246, 2010 doi:10.1127/0941- 2948/2010/0460.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. **Mon. Wea. Rev.**, 130, 684–699, 2002.

VERA, C., et al. Towards a unified view of the American monsoon systems, **J. Clim.**, 19, 4977–5000, 2006.

VIEIRA, R. M. S. P.; CARVALHO, V. C.; ALVALÁ, R. C. S.; KALIL, E. M.; FERRAZ NETO, S. Melhorias no mapeamento do uso da terra da região Nordeste do Brasil para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE, 2007. p. 1923–1930. CD-ROM; On-line. ISBN 978-85-17-00031-7. (INPE-16559-PRE/11132).

VIEIRA, R. M. S. P.; CARVALHO, V. C.; VALERIANO, D. M.; SESTINI, M. F.; SILVA, J. S. V. S.; ABDON, M. M.; PONZONI, F. J.; SANO, E. E.; HASENACK, H.; ALVALÁ, R. C. S.; FERRAZ-NETO, S. **Mapa de uso e cobertura da terra do território brasileiro**. São José dos Campos: INPE, 2010.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v.22, p. 857–874, 2004.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J.F. Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 843–862, 2005.

WALKER, G.; SUD, Y.; Atlas, R. Impact of the Ongoing Amazonian deforestation on local precipitation: A GCM simulation Study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, n.3, p.346–361, 1995.

WANG, J.; BRAS, R. L.; ELTAHIR, E. A.B.. The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia, 1. **Hydrometeorol.**, 1, 267–286, 2000.

- WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation, **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, 8087, doi:10.1029/2001JD000717, 2002.
- XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n.3, p. 345-36, 1991.
- ZENG, N., DICKINSON, R. E., ZENG, X. Climatic Impact of Amazon Deforestation—A Mechanistic Model Study. **Journal of Climate**, 9, 859–883, 1996.
- ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**. v.104, p. 9097–9106, 1999.
- ZHOU, J.; LAU, K. –M. Does a Monsoon Climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, May 1998.
- ZHOU, J.; LAU, K.M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **Int. J. Climatol.**, v. 21, p. 1623–1644, 2001.