

TELMO COSME ANTÓNIO SUMILA

**FONTES E DESTINOS DE VAPOR DE ÁGUA NA AMAZÔNIA E OS EFEITOS
DO DESMATAMENTO**

**Dissertação apresentada à Universidade Federal
de Viçosa, como parte das exigências do Programa
de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada,
para obtenção do título de *Magister Scientiae*.**

**VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2016**

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

S955f
2016 Sumila, Telmo, 1981-
Fontes e destinos de vapor de água na Amazônia e os
efeitos do desmatamento / Telmo Sumila. – Viçosa, MG, 2016.
xvii, 57f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Marcos Heil Costa.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f.47-57.

1. Precipitação (Metereologia). 2. Evapotranspiração.
3. Desmatamento - Amazônia. I. Universidade Federal de
Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de
Pós-graduação em Meteorologia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 551.577

TELMO COSME ANTÔNIO SUMILA

**FONTES E DESTINOS DE VAPOR D'ÁGUA NA AMAZÔNIA E OS EFEITOS
DO DESMATAMENTO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 17 de fevereiro de 2016.



Marcos Paulo Santos Pereira



Paulo José Hamakawa



Marcos Heil Costa
(Orientador)

Dedico este trabalho a minha mãe Isabel António Gouveia e meu Pai Cosme Laurito Sumila (*in memoriam*) que me trouxeram ao mundo e não mediram esforços para que eu tivesse saúde e chegasse até esta etapa da minha vida.

“Sentimos que, mesmo depois de serem respondidas todas as questões científicas possíveis, os problemas da vida permanecem completamente intactos”.

Ludwig Wittgenstein

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço aos meus pais, Cosme Laurito Sumila (*in memoriam*) e Isabel António Gouveia pela vida, saúde e bem estar.

Agradeço à Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Engenharia Agrícola pela oportunidade de realização do curso.

Amavelmente agradeço ao meu Orientador, o Professor Marcos Heil Costa que me abriu esta janela para o aprendizado e concretização de mais um sonho.

Endereço os meus agradecimentos ao CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da bolsa de estudos.

Manifesto a minha gratidão a todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada da UFV.

Meus respeitosos agradecimentos vão a Gabrielle Pires e ao Vítor Fontes que foram preponderantes para a concretização do projeto de pesquisa e desta dissertação respetivamente.

Ao Governo de Moçambique e em particular ao Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique (INAM) pela autorização concedida.

Aos funcionários do DEA, em particular a secretária do Programa de Pós-Graduação, Graça, pela amizade, apoio e colaboração em todos os momentos.

Aos meus colegas do Grupo de Pesquisa em Interação Biosfera-Atmosfera pelo enquadramento social, acadêmico e científico. Por fim, agradeço em especial a todas as pessoas que direta ou indiretamente me encorajaram e contribuíram para a realização desse trabalho; em particular aos meus irmãos, Luís, Celso, Gilberto e Margarida, muito obrigado.

BIOGRAFIA

TELMO COSME ANTÓNIO SUMILA, filho de Cosme Laurito Sumila e Isabel António Gouveia, nasceu em 30 de Setembro de 1981 na cidade de Quelimane – Moçambique.

Iniciou a graduação em Meteorologia em 2004, obtendo o título de Meteorologista em Agosto de 2008 pela Universidade Eduardo Mondlane (UEM).

Em Março de 2014, iniciou o curso de pós – graduação, nível de mestrado, em Meteorologia Aplicada na Universidade Federal de Viçosa (UFV).

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE SÍMBOLOS	xi
LISTA DE ABREVIATURAS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos.....	10
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	11
2.1. O efeito dos sistemas sinóticos sobre precipitação e transporte de vapor de água na América do Sul	11
3. DADOS E METODOLOGIA.....	17
3.1. Dados usados e descrição dos cenários climáticos de desmatamento	17
3.2. Descrição da teoria para o cálculo das fontes e destinos de vapor de água... 18	
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	23
4.1. Climatologia da precipitação e padrões do transporte de vapor de água na América do sul	23
4.2. Fontes de vapor de água.....	26
4.3. Destinos de vapor de água.....	33
4.4. Fontes de vapor de água contribuintes para os eventos de precipitação no Sudoeste da Amazônia.....	38

5. CONCLUSÕES	44
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Ilustração esquemática da ocorrência dos processos da coluna atmosférica que afetam os fatores climáticos após o desmatamento (Adaptada de Zhang et al., 1996).....9
- Figura 2. Posicionamento médio dos principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul, a direção e intensidade do vento (m/s) no nível de 850 hPa durante o trimestre de DJF. 13
- Figura 3. Cenários de desmatamento usados nas simulações. a) F0 é a simulação de controle que considera o bioma floresta intacto, b) F10 equivale a 10% de floresta desmatada até h) F70 que representa 70% da floresta desmatada (adaptado de Pires e Costa, 2013). 18
- Figura 4. As regiões em azul e marrom representam as sub-bacias do Madeira e Xingu respectivamente e a região de produção agrícola no MT com a cor verde. 22
- Figura 5. Resultados dos dados simulados (S), observados (O) e o erro de simulação (S-O) da precipitação sazonal média mensal (mm/dia) no período de 1961-1990. 25
- Figura 6. Fonte de vapor de água (mm/mês) em função da área desmatada sobre Xingu para os trimestres SON e DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento (F20, F40 e F60) e o cenário de controle (F0); IFwv é a direção resultante do fluxo integrado de vapor água. 29
- Figura 7. Fonte de vapor de água (mm/mês) em função da área desmatada sobre a região do Madeira para o trimestre SON e DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento (F20, F40 e F60) e o cenário de controle (F0); IFwv é a direção resultante do fluxo integrado de vapor água, e os pontos em negrito representam cada pixel da bacia do Rio Madeira. 30

Figura 8. Fonte de vapor de água (mm/dia) em função das áreas desmatadas sobre a região do Mato Grosso nos trimestres SON-DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento e o cenário de controle F0; IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.	32
Figura 9. Destino de vapor água (mm/mês) sobre a região do Acre em função dos cenários das áreas não desmatadas (a, e, i, m) e em função das áreas desmatadas (b, f, j, n). E é o total de evapotranspiração no pixel; DE é a diferença entre os cenários de não-desmatamento e o imediatamente desmatado no mesmo pixel (F30) e o imediatamente desmatado (F40); IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.	36
Figura 10. Destino de vapor água (mm/mês) sobre a região do Xingu em função dos cenários das áreas não desmatadas (a, e, i, m) e em função das áreas desmatadas (b, f, j, n). E é o total de evapotranspiração no pixel; DE é a diferença entre os cenários de não-desmatamento e o imediatamente desmatado; IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.	37
Figura 11. Principais bacias do sudoeste da floresta Amazônica. Bacias hidrográficas do Juruá (Marron), Purus (verde) e Madeira (azul).	39
Figura 12. Fonte de vapor de água (mm/mês) para o “sudoeste” da floresta Amazônica (quadrante superior, 07°S e 60°W) para os cenários de 20, 40 e 60% de desmatamento [a-d; i-l] e as diferenças entre cada um dos cenários e o cenário de controle [f-h; n-p], nos trimestres de SON e DJF.	40
Figura 13. Fonte de vapor de água (mm/mês) para o sudoeste da floresta Amazônica (quadrante inferior, 07°S e 60°W) para os cenários de F20, F40 e F60 de desmatamento	

[a-d; i-l] e as diferenças entre cada um dos cenários e o cenário de controle [f-h; n-p],
nos trimestres de SON e DJF.43

LISTA DE SÍMBOLOS

CCM3	Community Climate Model, 3 ^a versão
DJF	Dezembro, Janeiro, Fevereiro
E	Evapotranspiração real
F0	Cenário de controle (floresta e cerrado intactos)
F10	Cenário com 10% de floresta desmatada
F20	Cenário com 20% de floresta desmatada
F30	Cenário com 30% de floresta desmatada
F40	Cenário com 40% de floresta desmatada
F60	Cenário com 60% de floresta desmatada
F_u	Fluxo horizontal de vapor de água na direção zonal
F_v	Fluxo horizontal de vapor de água na direção meridional
g	Aceleração devido a gravidade
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
IFwv	Fluxo integrado de vapor de água nas dimensões zonal e meridional
JJA	Junho, Julho, Agosto
MAM	Março, Abril, Maio
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste

P	Precipitação
p_s	Pressão atmosférica a superfície
\bar{q}	Umidade específica média
SON	Setembro, Outubro, Novembro
S	Sul
SE	Sudeste
SW	Sudoeste
\bar{u}	Média da velocidade do vento zonal
$\overline{u'q'}$	Covariância zonal
\bar{v}	Média da velocidade do vento meridional
$\overline{v'q'}$	Covariância meridional
W_u	Espessura horizontal perpendicular à direção zonal do fluxo de umidade
W_v	Espessura horizontal perpendicular à direção meridional do fluxo de umidade

LISTA DE ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AP	Áreas de proteção
AS	América do Sul
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JBNC	Jatos de Baixos Níveis sobre o Chaco
JS	Jato subtropical
SMAS	Sistemas de Monções da América do Sul
VA	Ventos Alísios
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

SUMILA, Telmo Cosme Antônio, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Fevereiro de 2016. **Fontes e destinos de vapor de água na Amazônia e os efeitos do desmatamento.** Orientador: Marcos Heil Costa.

O oceano Atlântico Tropical é a mais importante fonte de umidade da América do Sul (AS), resultante da ação dos principais sistemas meteorológicos que atuam na região. Contudo, a fonte e o destino no transporte de vapor de água na AS é fortemente influenciada pela floresta Tropical Amazônica. Assim, há necessidade de entender os impactos locais, regionais e globais do desmatamento da floresta amazônica no clima, na agricultura e na geração de energia hidrelétrica. Neste estudo, aplicou-se o método de conservação de massa (bulk-method), para identificar as fontes e os destinos do vapor de água que contribuem para a precipitação nas regiões economicamente relevantes, e os efeitos dos diferentes níveis de desmatamento na floresta amazônica. Os dados utilizados neste trabalho são de 6 cenários de desmatamento do experimento numérico de Pires & Costa [2013]. Os resultados mostram que a contribuição de vapor de água que entra pelo limite Oeste da bacia do Rio Xingu tende a reduzir com o aumento dos níveis de desmatamento. No trimestre Setembro, Outubro e Novembro (SON) há uma tendência de redução marcante da precipitação média mensal na região do Xingu seguindo o aumento das áreas desmatadas, onde os valores das anomalias atingem -86, -79 e -81 mm/mês correspondentes aos cenários de F20, F40 e F60 de desmatamento respectivamente. Esta redução da precipitação varia de 42 a 45% da precipitação total média mensal da bacia do Rio Xingu. As anomalias de precipitação no trimestre Dezembro, Janeiro, Fevereiro (DJF) foram de -42, -31 e -27 mm/mês para F20, F40 e F60 de área desmatada respectivamente. Estas reduções de precipitação correspondem a intervalos de 8 a 13% em relação a 321 mm/mês de precipitação total média mensal da

região. Na bacia do Rio Madeira, há uma tendência de entrada de cada vez mais vapor de água na direção norte-nordeste (N-NE) e menos entrada de vapor de água na direção sudeste-leste (SE-E), sugerindo que com aumento dos níveis de desmatamento os ventos alísios (VA) de N-NE tendem a aumentar de intensidade enquanto que, os ventos alísios de SE-E tendem a enfraquecer. No trimestre SON, os valores das anomalias foram de -19, -21 e -27 mm/mês correspondentes aos cenários de F20, F40 e F60 de desmatamento respectivamente. Estas reduções da precipitação variam entre 10 e 16% em relação a precipitação total média mensal (198 mm/mês) da bacia do Rio Madeira. Além disso, observou-se que o vapor de água evapotranspirado nas regiões do Acre, Rondônia, norte da Bolívia e noroeste do Mato Grosso, sob a influência dos Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBN), adquirem uma maior redistribuição do alcance continental, se comparadas com áreas de vapor de água evapotranspirada de regiões não influenciadas por este sistema. No semestre de SON-DJF, há cada vez menos vapor de água proveniente da região ao sul da bacia do Rio Xingu sendo transportado para o sul da América do Sul (Paraguai, Uruguai e norte da Argentina). Os resultados aqui apresentados, nos indicam que, embora o desmatamento aumente o potencial convectivo, a disponibilidade de água é marcadamente reduzida, fazendo com que haja uma forte tendência de redução da precipitação e evapotranspiração com o aumento de áreas desmatadas. O complexo, e não-linear, mecanismo de retroalimentação no sistema Solo-Planta-Atmosfera poderia diminuir ou intensificar as mudanças climáticas antropogênicas.

ABSTRACT

SUMILA, Telmo Cosme Antônio, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2016. **Source and destination of water vapor in the Amazon and the effect of deforestation.** Adviser: Marcos Heil Costa.

The tropical Atlantic Ocean is the most important remote moisture source of South America (SA), resulting from the action of the main acting climate systems in the region. However, the source and transport of water vapor within SA is influenced by presence of the amazon rainforest. So, there is a need to understand the local, regional or global impacts of deforestation on climate, agriculture and power generation. In this study, we use the bulk-method to identify the source of water vapor contributing to precipitation events to economically relevant regions in amazonia and the effect of different scenarios of deforestation in amazon forest. The data used in this study are of 6 deforestation scenarios from numerical experiment generated by Pires & Costa (2013). The results show that, the contribution of water vapor entering from the west of the Xingu River basin tends to reduce with increasing of deforestation scenarios. In the quarter of September, October, November (SON), there is a marked reduction trend in the average monthly rainfall in the Xingu region with increasing deforestation, with values of anomalies equal to -86, -79 and -81 mm/month corresponding to the scenarios of F20, F40 and F60 deforestation respectively. This reduction in rainfall ranges from 42 to 45% of the total average monthly rainfall of the Xingu River basin. The values of the anomalies in the quarter December, January, February (DJF) are -42, -31 and -27 mm/month for F20, F40 and F60 of deforested areas respectively. These reductions of rainfall correspond to the range of 8 to 13% of the total of 321 mm/month.

For the Madeira River basin, there is an input trend of more and more water vapor in the north-northeast and less water vapor entry from the southeastern-eastern limit, suggesting that after deforestation there is an intensification of the trade winds toward north-northwest and weakening in the southeast to east. In the quarter SON the values of the anomalies are -19, -21 and -27 mm/month corresponding F20, F40 e F60 of deforestation scenarios. These reductions of rainfall vary between 10 and 16% relative to the total monthly of Madeira River basin (198 mm/month). Moreover, we observed that the water vapor evaporated in the regions under the influence of SALLJs (Acre, Rondonia, northern Bolivia and northwestern Mato Grosso) acquire a greater redistribution of continental reach, compared with areas of evapotranspiration water vapor not influenced by this system. The semester of SON-DJF, there is less and less water vapor coming from the southern of Xingu River basin being transported to southern South America – Paraguay, Uruguay and north of Argentina. The results presented here, indicate that although deforestation increases the potential convective, the water availability is markedly reduced. There is a strong tendency of reduction of precipitation and evapotranspiration with the increase of deforested areas. The complex and non-linear feedback mechanism in the Soil-Plant-Atmosphere system could diminish or intensify anthropogenic climate change.

1. INTRODUÇÃO

A cobertura florestal de aproximadamente 42 milhões de quilômetros quadrados nas regiões tropicais, temperadas e boreais, corresponde a cerca de 30% da superfície continental (Leff et al., 2004, Bonan, 2008). A mudança no uso da terra na maior parte destas regiões ocorre em escalas locais, com benefícios sociais e econômicos, mas pode, potencialmente, causar a degradação ecológica que transversaliza as escalas local, regional e global (Snyder, 2010; Badger e Dirmeyer, 2015a).

Durante várias décadas a floresta amazônica tem sido fustigada pelo desmatamento, independentemente da sua importante contribuição para a manutenção da biodiversidade, dos recursos hídricos e do clima, e armazenamento do carbono terrestre (Joetzjer et al., 2013; Drumond et al., 2014). A bacia amazônica é um dos maiores centros de armazenamento de vapor de água da região tropical, “alimentando” continuamente a circulação geral da atmosfera como resultado da extensa floresta com cerca de 6.000.000 km², e mesmo assim, tem sofrido por décadas a pressão do desmatamento.

Embora grandes áreas permaneçam intactas, a taxa de perda florestal é dramática especialmente no "arco do desmatamento" ao longo das bordas sul e leste da floresta. Globalmente, a perda das florestas naturais nos trópicos durante a década de 1990 foi tão alta quanto 152.000 km²/ano e a floresta amazônica foi desmatada numa taxa de aproximadamente 25.000 km²/ano (Bonan, 2008). Em 1991, estimava-se que cerca de 500.000 km² (entre 10 e 15% do original) da floresta amazônica já haviam sido removidos, e de 2000 a 2011 a área da floresta amazônica removida passou de aproximadamente 530.000 km² para cerca de 680.000 km² (Sampaio et al., 2007; Lapola et al., 2013). Por outro lado, em contraste com os altos níveis de desmatamento observados nas últimas décadas a pressão para reduzir as taxas de desmatamento na Amazônia tem aumentado tanto nacional como internacionalmente (Ladle et al., 2010). Estas taxas de desmatamento diminuíram em cerca de 77% nos últimos anos em comparação com os anos de referência de 1995-2005, tornando o Brasil como o grande responsável pela redução do desmatamento tropical mundial (Hansen et al., 2013). É neste contexto que, dependendo da extensão, o desmatamento pode afetar o clima em escalas local, regional e eventualmente ter consequências globais, de tal modo que a compreensão do ciclo hidrológico torna-se cada vez mais essencial (Costa e Foley, 2000; Roy e Avissar, 2002; Vieira et al., 2013; Fu, 2015).

O ciclo hidrológico da Amazônia é um dos principais "motores" do clima global sendo, portanto sensível a alterações na floresta amazônica, onde o rio Amazonas tem um papel importante no equilíbrio do ciclo da água e da América do Sul (Chagnon e Bras, 2005). Mais do que isso, o desmatamento pode mudar a convecção de vapor de água sobre a bacia amazônica, levando, conseqüentemente, a alterações nos sistemas de circulação regionais, como a Alta da Bolívia (AB), correntes de jato subtropical (JS),

jatos de baixos níveis da América do Sul (JBN), os ventos alísios (VA) e os vórtices ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) da região costeira do nordeste do Brasil (De Almeida et al., 2007; Misra, 2008; Carvalho et al., 2010).

A precipitação média na região amazônica é de aproximadamente 2.300 mm/ano e a descarga do rio Amazonas para o Oceano Atlântico corresponde a 18% do fluxo total de água nos oceanos (Nobre et al., 2009). Alguns estudos afirmam que até certos níveis de desmatamento, tem-se observado um aumento significativo de nuvens cobrindo áreas desmatadas (Durieux et al., 2003; Chagnon e Bras, 2005; Wang et al., 2009). Estima-se que o desmatamento de 40% da floresta amazônica resulte em 12% de redução na precipitação na estação chuvosa e 21% de redução na estação seca em toda a bacia amazônica. O impacto pode se estender para a bacia do Rio de La Plata a milhares de quilômetros da Amazônia (Spracklen et al., 2012). Costa e Pires (2010) e Butt et al. (2011), concluíram que já há um aumento na duração da estação seca e atraso no início da estação das chuvas em algumas regiões da Amazônia impostas pelo desmatamento progressivo.

Estudos realizados anteriormente concluíram que os principais fluxos de vapor de água atmosférico para a bacia amazônica provêm dos ventos alísios onde, cerca de 60% e 34% do vapor de água entram através da fronteira leste e nordeste, respectivamente (Costa e Foley, 1999; Costa e Foley, 2000; Paegle e Mo, 2002; Carvalho et al., 2010; Durán-Quesada et al., 2012). Satyamurty et al. (2012) estudaram as fontes e sumidouros do vapor de água na floresta Amazônica, tendo afirmado que 68% da precipitação da Amazônia é proveniente do transporte de vapor de água do Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul. Por outro lado, Van der Ent et al. (2010) e Martinez e Dominguez (2014), concluíram que cerca de 60% à 70% da precipitação média anual sobre a bacia do rio La

Plata vem do interior da América do Sul, onde a bacia amazônica é a sua maior fonte de vapor de água.

Em vários estudos define-se o conceito de razão de reciclagem de vapor de água como a contribuição da evaporação local de uma determinada região para a precipitação em qualquer ponto dentro da mesma região. Neste contexto, Martinez e Dominguez (2014) concluíram que a porcentagem de água reciclada na bacia amazônica está entre 20 e 30%, mesmo considerando que a reciclagem tem padrões bastante diferentes, dependendo do espaço e da sazonalidade. Durante parte do ano, o gradiente Leste-Oeste domina a reciclagem do vapor de água, de acordo com a predominância de ventos de leste na bacia enquanto que, durante o verão do hemisfério sul, quando o gradiente sul-norte é mais influenciado pela migração para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e dominância de ventos de norte na maior parte da Amazônia (Costa e Foley, 2000).

A conversão da floresta Amazônica em pastagem, associada a um declínio na frequência média de precipitação, aumento da temperatura média e extremos de calor, pode interromper o ciclo hidrológico da bacia de drenagem, afetando o potencial para a geração de energia hidrelétrica e o futuro da produtividade agrícola na região tropical (Lawrence e Vandecar, 2014). As chuvas abundantes permitem o desenvolvimento dos ecossistemas das florestas tropicais, associados aos elevados volumes de escoamento de água e alto potencial para a geração de eletricidade por meio de usinas hidrelétricas. Uma análise inicial da influência de florestas no contexto de geração hidrelétrica é de que as taxas projetadas e padrões espaciais de desmatamento futuro poderão diminuir significativamente o fluxo de água em seis dos dez principais afluentes do Amazonas (Coe et al., 2009). Assim sendo, o maior efeito do desmatamento futuro simulado em

hidrologia foi encontrado para a bacia do rio Xingu (um dos afluentes da Bacia Amazônica), onde é estimada uma diminuição da descarga entre 11-17% acima do cenário de não desmatamento (Stickler et al., 2013). Um exemplo do efeito do desmatamento na geração de energia hidrelétrica é o Complexo Hidrelétrico de Belo Monte, em que na ausência dos efeitos indiretos, o desmatamento local simulado de 20 e 40% sobre a bacia do Xingu induziria ao aumento da vazão de 4-8% e 10-12%, respectivamente, com similar aumento na geração de energia. Por outro lado, quando são considerados os efeitos indiretos, o desmatamento da região da bacia amazônica inibe a precipitação na região do Xingu, contrabalanceando o declínio da evapotranspiração e decréscimo da vazão de 6-36% (Stickler et al., 2013).

Além disso, o sudoeste da floresta amazônica engloba as cabeceiras de três importantes rios; Juruá, Purus e Madeira que contribuem com aproximadamente 24% da vazão do rio Amazonas e possuem uma área de drenagem de aproximadamente 2.000.000 km² (Lima et al., 2014). Em 2005, o sudoeste da amazônia foi o epicentro de uma seca severa que reduziu a vazão dos rios para um recorde baixo e bloqueou a navegabilidade em várias regiões (Marengo et al., 2008). Adicionalmente a isso, foram registrados entre 374.000 e 566.900 hectares de floresta destruída pelas queimadas. Este evento de seca, foi responsável por uma redução de aproximadamente 1,6 Pg do estoque de carbono amazônico (Brown et al., 2006; Phillips et al., 2009). Em 2010, um outro evento de seca ainda mais intenso espalhou-se através do sudoeste da amazônia e Bolívia central (Lewis et al., 2011). Lima et al. (2014) concluíram também que, simulações sem a resposta do clima ao desmatamento induzem ao aparente aumento da vazão dos rios Juruá, Purus e Madeira, proporcional a área desmatada em cada uma dessas bacias. Por outro lado, as simulações que consideram a resposta climática projetam uma redução progressiva na

média anual da precipitação nas três bacias. Neste caso, o desmatamento induz ao aumento da vazão média anual dos rios Juruá e Purus, e induz ao aumento da precipitação média anual na bacia do rio Madeira, localizadas no sudoeste da bacia amazônica.

Adicionalmente à geração de energia hidrelétrica, o setor agrícola é largamente influenciado pela mudança dos mecanismos de retroalimentação precipitação-
evapotranspiração, onde por um lado, a agricultura é essencial para sustentar a produção de alimentos; por outro lado, ela pode degradar os ecossistemas e os serviços sobre os quais necessita (Foley et al., 2005). Oliveira et al. (2013) observaram que, a diminuição do rendimento agrícola na amazônia ocorre nos cenários em que as mudanças climáticas, devido às alterações na composição atmosférica e ao desmatamento são avaliados em conjunto. Além disso, os celeiros de produção agrícola são susceptíveis a reduções da precipitação devido a perturbações da fonte evaporativa devido a mudanças no uso do solo, com reduções na disponibilidade de precipitação variando de 7 a 17%, levando a potenciais reduções da produtividade agrícola de 1-17%. Tais magnitudes são comparáveis às mudanças previstas com o efeito de estufa (Bagley et al., 2012; Nelson et al., 2014).

Resultados de Bagley et al. (2012) indicam a existência de limiares nas mudanças no uso do solo que provocariam a escassez de umidade afetando negativamente a produtividade das culturas nas principais regiões produtoras de alimentos, o que poderia levar a futuras inseguranças do abastecimento alimentar na ausência de um aumento da irrigação e, ou outras formas de gestão da água. Por outro lado, a expansão agrícola em larga escala na floresta amazônica pode apresentar respostas climáticas que reduziriam a precipitação, conduzindo a autodestruição dos serviços florestais, ou seja, quanto mais a

agricultura se expandir com consequente desmatamento, menos produtiva e sustentável ela se tornará (Oliveira et al., 2013).

Os mecanismos de retroalimentação entre a evapotranspiração e precipitação são difíceis de avaliar em termos de causalidade, devido à complexidade dos processos envolvidos nos componentes do sistema hidrológico. A evapotranspiração das superfícies e o fluxo de calor sensível estão relacionados com a estrutura dinâmica dos baixos níveis da atmosfera incluindo a velocidade horizontal do vento, estabilidade atmosférica e a eficiência da transferência aerodinâmica entre a baixa atmosfera e a superfície terrestre.

O decréscimo da evapotranspiração é primariamente uma consequência de três fatores que interagem entre si (Senna et al., 2009):

- O aumento do albedo da superfície terrestre reduziria o saldo líquido de radiação na superfície e alteraria o particionamento relativo desta energia reduzida entre os fluxos de calor sensível, latente, fluxo de calor do solo, e os termos de armazenamento;
- A redução da "rugosidade da superfície" associada à transição para culturas agrícolas ou pastagem diminui a turbulência atmosférica, enfraquecendo os movimentos verticais;
- Diferenças fisiológicas entre regiões florestadas e não florestadas: a profundidade reduzida das raízes de gramíneas/vegetação rasteira reduz a quantidade de água do solo utilizável para as plantas, bem como as grandes diferenças no índice de área foliar, condutância estomática e diferenças sazonais no desenvolvimento das culturas. Adicionalmente, a redução da radiação líquida à superfície, e

o caminho através do qual esta radiação reduzida é particionada, resfria a atmosfera superior sobre a área desmatada, induzindo uma circulação accionada termicamente (Figura 1).

De acordo com a Figura 1, após o desmatamento o perfil do vento superficial intensifica-se indicando maior instabilidade atmosférica e remoção ou transporte de vapor de água de/e para a região desmatada. Mais do que isso, a troposfera torna-se mais seca, como resultado da limitação da umidade do solo e redução da evapotranspiração da superfície, que apesar do suprimento da água proveniente de fontes oceânicas, a precipitação local tende conseqüentemente a diminuir. Devido à redução da evapotranspiração da superfície e da cobertura de nuvens, a temperatura da superfície tende a aumentar seguindo ao desmatamento. Isto pode nos levar a concluir que há forte interação entre a superfície terrestre e a dinâmica da camada limite atmosférica, implicando alterações dos mecanismos de retroalimentação como consequência do desmatamento. A floresta amazônica influencia no clima através de trocas de energia, água, dióxido de carbono, e outros componentes químicos com a atmosfera. É neste contexto que, o principal objetivo desta pesquisa foi o de determinar as fontes e destinos do vapor de água que contribuem para os eventos de precipitação de três regiões economicamente relevantes do Brasil e atribuir as variações de precipitação às mudanças no uso do solo de cada pixel da fonte de umidade na América do Sul, considerando diferentes cenários de desmatamento na Amazônia, permitindo deste modo uma primeira estimativa quantificada do impacto que a mudança no uso do solo pode ter sobre a precipitação, agricultura e geração de energia hidrelétrica.

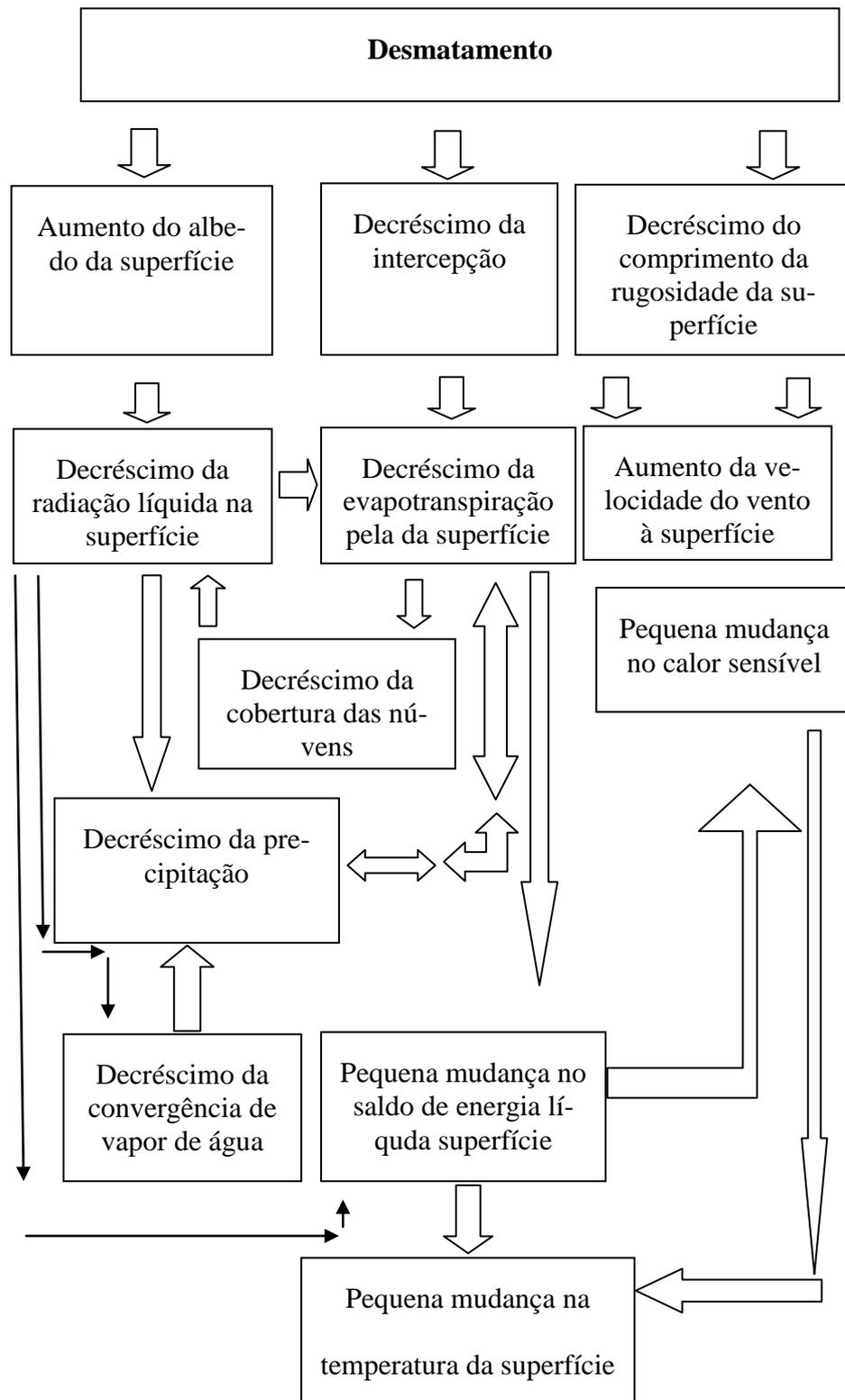


Figura 1. Ilustração esquemática da ocorrência dos processos da coluna atmosférica que afetam os fatores climáticos após o desmatamento (Adaptada de Zhang et al., 1996).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral: Rastrear/mapear as fontes e destinos do vapor de água para as regiões economicamente relevantes do Brasil e os efeitos do desmatamento da floresta Amazônica na precipitação e evapotranspiração da América do Sul.

1.1.2. Objetivos específicos

- a. Mapear as fontes do vapor de água que contribuem para os eventos de precipitação das regiões economicamente relevantes do Brasil (Madeira, Xingu, Juruá, Purus e Mato Grosso);
- b. Mapear os destinos do vapor de água evapotranspirada sobre o Acre e Sul do Xingu, que contribuem para os eventos de precipitação na América do Sul;
- c. Construir mapas das fontes do vapor de água para diversos cenários de desmatamento em estudo;
- d. Construir mapas dos destinos do vapor de água para diversos cenários de desmatamento em estudo; e
- e. Atribuir as variações da precipitação na América do Sul às mudanças no uso do solo do pixel de origem de umidade.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O efeito dos sistemas sinóticos sobre a precipitação e o transporte de vapor de água na América do Sul

A América do Sul é fortemente influenciada pelos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS), observado próximo a latitude de 30°S na região oceânica (Figura 2) e que é produzido por uma massa de ar descendente. À medida que o ar desce, ele aquece a atmosfera e a umidade relativa diminui provocando evaporação das gotículas de água. Esse ar seco e descendente torna a atmosfera estável impedindo a formação de nuvens e precipitação. Em contra partida, apesar dessas características, o sistema é capaz de gerar precipitação significativa já que o vapor de água a ele associado é transportado através da circulação do vento predominante (Sudeste-Leste) para regiões continentais do Brasil de intensa convergência de umidade (Bastos e Ferreira, 2000).

Embora seja característica persistente da circulação geral da atmosfera, o ASAS assim como os vários anticiclones subtropicais, recebem essa denominação porque sofrem importantes variações sazonais de posição e intensidade. No inverno ocupa uma área

maior do que no verão, o que acaba influenciando as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil (NEB). Como, no inverno, parte do ASAS situa-se sobre a região Sudeste, ele inibe a influência/formação de outros sistemas atmosféricos e a precipitação na região é praticamente devido aos sistemas frontais e ciclônicos. Por outro lado, no verão, esse sistema está afastado da costa brasileira, sua circulação contribui para o transporte de umidade para o interior do continente e favorece a precipitação. Dependendo da sua posição, o ASAS também pode favorecer ou não a precipitação no litoral do NEB (Varejão e Silva, 2000). A precipitação é favorecida quando esse sistema está deslocado para o sul de sua posição climatológica e próximo ao continente Sul-Americano, pois os ventos do setor norte do ASAS podem intensificar os ventos de sudeste/leste que chegam ao litoral nordestino e, assim, contribuem para o maior transporte de umidade do oceano para o continente. Já, quando o ASAS está afastado do continente e não tão deslocado para sul, desfavorece os ventos de sudeste/leste e, assim, contribui para o decréscimo da precipitação na região continental do Brasil (Reboita et al., 2009a).

A entrada das massas de ar de origem tropical para as latitudes subtropicais é frequentemente relacionada com os JBN, e os Jatos de Baixos Níveis do Chaco (Salio, 2002; Vera et al., 2006). Os JBN da América do Sul são faixas de vento que sopram na direção noroeste-sudeste (Figura 2) que se desenvolvem ao longo da encosta oriental da Cordilheira dos Andes e são definidas de acordo com a magnitude do vento e o perfil vertical da velocidade. Para, além disso, os JBN são identificados quando ocorre um máximo de velocidade do vento em baixos níveis e ocorrência do cisalhamento do vento (Angelis e Salio, 2006). Os JBN influenciam nos fluxos verticais e horizontais de temperatura e umidade sendo associados com o desenvolvimento de sistemas convectivos sobre o norte da Argentina, Paraguai, centro-oeste e sudeste do Brasil (Salio, 2002;

Nicolini e Saulo, 2006). Este fato explica o fluxo médio do vento no nível de 850 hPa durante o verão do Hemisfério Sul que é caracterizado por fortes ventos alísios de leste-nordeste próximo do equador que se desviam para noroeste quando se aproximam dos Andes (Figura 2), produzindo um máximo da componente de vento meridional em direção ao sul próximo da Bolívia (Salió, 2002).

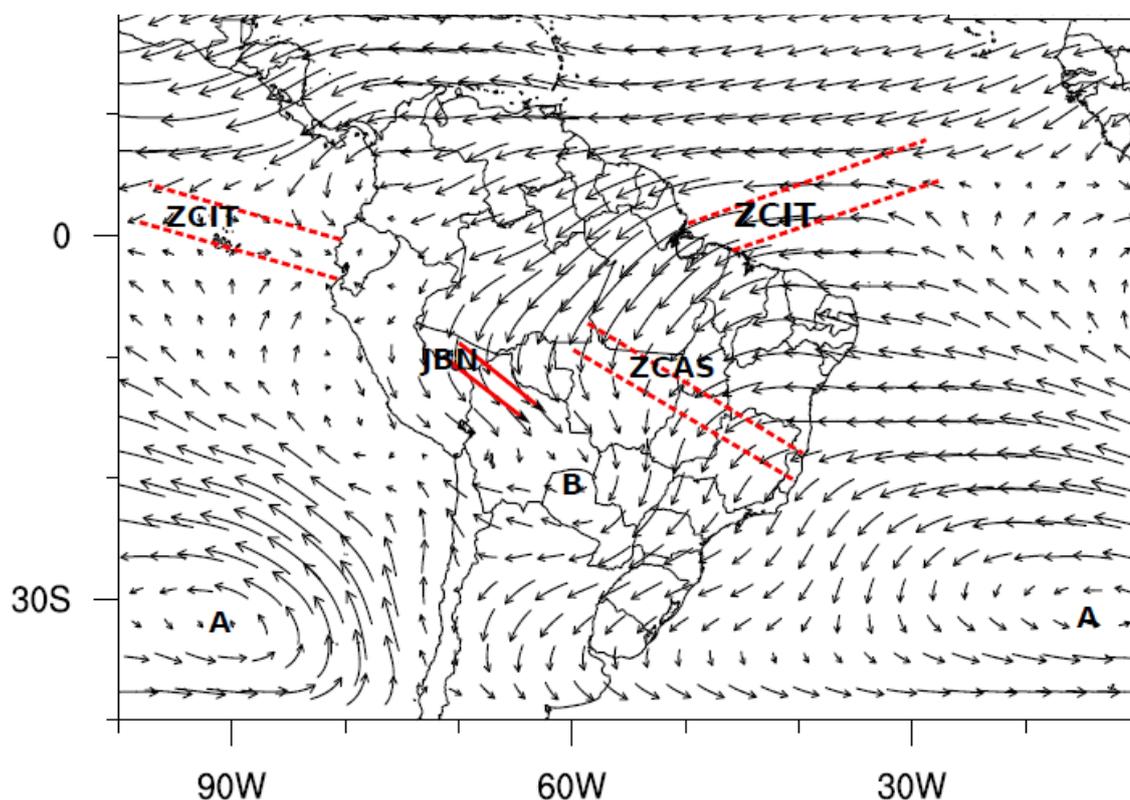


Figura 2. Posicionamento médio dos principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul, a direção e intensidade do vento (m/s) no nível de 850 hPa durante o trimestre de DJF. O símbolo A representa os Anticlones subtropicais do Atlântico e Pacífico Sul.

Outra faixa de ventos intensos ocorre em aproximadamente 25°S, 40°W associado com o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (Figura 2), denominados Jatos de Baixos Níveis da região do Chaco (JBNC). É relevante quantificar a incidência dos JBNC (representado na Figura 2) como um agente eficiente para o transporte de vapor de água

de latitudes tropicais para as latitudes extratropicais. A duração de ocorrência dos JBNC varia de 1 a 10 dias, porém é mais comum estenderem-se desde 1 a 5 dias. As principais características da circulação e do campo termodinâmico que representam este conjunto são um contraste máximo de massas de ar em uma latitude próxima de 39° S (noroeste da Argentina), a presença de um cavado centrado em 70° W dentro de um sistema baroclínico através da onda penetrante do Oceano Pacífico, e elevadas concentrações de calor e umidade sobre o norte da Argentina e Paraguai. Durante a ocorrência dos JBNC, existe um fluxo importante de convergência de umidade em níveis baixos e médios da atmosfera, que é cerca de 10 vezes mais intenso do que a média do verão, e são responsáveis por uma fração significativa da precipitação (um máximo de 55%) sobre o nordeste da Argentina (Salio et al., 2002). As ocorrências dos JBNC foram definidas com o objetivo de estudar os eventos extremos de transporte de umidade do sul das latitudes tropicais, para as planícies centrais da Argentina, Paraguai, sul do Brasil e Uruguai. Angelis e Salio (2006) definiram os seguintes critérios para identificação de JBNC:

- I. A intensidade máxima do vento em 850 hPa imediatamente a leste dos Andes deve ser igual ou superior a 12 m/s e devem ser originários de latitudes tropicais e estender-se até os 25° S;
- II. A diferença da velocidade do vento entre 850 hPa e 700 hPa deve ser maior ou igual a 6 m/s e em alguma parte da região delimitada pelas isotacas de 12 m/s;
- III. A componente meridional deve ser de norte e maior do que a componente zonal em toda região circunscrita pela isotaca de 12 m/s.

Estas condições foram estabelecidas de modo a excluir eventos que ocorrem antes da passagem de um sistema frontal sobre as regiões em torno da latitude 25° S, quando a componente de vento zonal é fortemente predominante.

A variabilidade dos sistemas sinóticos citados neste trabalho é em conjunto denominada por monção ou Sistemas de Monções da América do Sul (SMAS, ilustrados na Figura 2), que é a característica climática mais importante da América do Sul, discutida em vários trabalhos (Mechoso et al., 2004; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012).

A extensão da precipitação induzida pelo SMAS “dentro” da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) na direção noroeste-sudeste espelha uma componente de transporte substancial de vapor de água a partir do flanco oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Alternativamente, a ZCAS é identificada como a extensão de máxima convergência de umidade que ocorre durante o verão austral na direção noroeste-sudeste da América do sul (Liebmann e Mechoso, 2011; Figura 2). O vapor de água resultante deste fenômeno é advectado da bacia Amazônica por fortes ventos da baixa troposfera escoando para o sul ao longo do flanco oriental dos Andes resultando em um dos mais frequentes e maiores sistemas meteorológicos de mesoescala (Marengo, 2004; Angelis e Salio, 2006). Uma das fases do dipolo deste fenômeno é caracterizada pela intensificação da ZCAS que reduz a precipitação sobre a região sul, enquanto que a outra fase é caracterizada pelo enfraquecimento da ZCAS que aumenta a precipitação sobre o Uruguai, sul do Brasil, e nordeste da Argentina (Liebmann e Mechoso, 2011). Em uma das fases, a ZCAS se intensifica com as CJBN a leste dos Andes enfraquecidos, enquanto que na outra fase mostra um enfraquecimento da ZCAS (Mechoso et al., 2004).

Outro sistema sinótico sazonal é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é uma faixa de convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, que dependendo do hemisfério transporta continuamente energia e umidade, favorecendo e intensificado a formação de uma banda de baixa pressão, convecção de massas de ar quente e

úmida, aumentando a nebulosidade e conseqüentemente, a ocorrência da precipitação. A ZCIT localiza-se, em média, na região equatorial. O calor liberado no sistema de nuvens convectivas da ZCIT é um componente crítico do balanço de energia da atmosfera e o aumento da nebulosidade associada a estes sistemas de núvens fornece uma importante contribuição para o albedo planetário (Waliser e Jiang, 2014; Figura 2). Assim, a posição, a estrutura e a migração meridional da ZCIT desempenham um papel importante na determinação das características das interações oceano-atmosfera e superfície terrestre em escalas locais, a circulação dos oceanos tropicais em escala das bacias, e uma série de características do clima terrestre em escala global.

Os padrões de frequência da convecção reproduzem a sazonalidade da ocorrência da precipitação caracterizada pelo avanço e recuo da ZCIT durante o ano. No verão austral a ZCIT desloca-se para o sul, favorecendo a intensa precipitação sobre o Atlântico tropical Sul, parte do oceano Pacífico e maior parte da América do Sul.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. Dados usados e descrição dos cenários climáticos de desmatamento

Os dados utilizados neste estudo são resultados de um experimento numérico, utilizando a versão 3 do modelo denominado Community Climate Model (CCM3) acoplado a versão 2.6.4 do Integrated Biosphere Simulator (IBIS v 2.6.4), designado neste trabalho por (CCM3-IBIS), para avaliar os padrões climáticos impostos após vários cenários de desmatamento progressivo da Amazônia (Pires e Costa, 2013). O referido experimento avaliou 20 cenários de desmatamento para a Amazônia e Cerrado que variaram de 0 a 100% e de 60 a 100%, respectivamente. Para além disso, a componente da vegetação foi considerada estática. As simulações incluíram 5 repetições para cada cenário de desmatamento e duração de 50 anos, de 1951 a 2000. Os primeiros 10 anos foram usados para que o modelo alcançasse um estado de equilíbrio, enquanto que os 40 anos seguintes foram usados para definir o clima médio. O desmatamento representado nesta pesquisa foi definido como a substituição da vegetação natural (floresta tropical) por pastagem, parametrizada de acordo com Costa et al., (2007). Para

além disso, o desmatamento avança pela floresta principalmente a partir das bordas sul e sudeste (arco do desmatamento) da amazônia. Assim, no presente trabalho, foram usados os resultados de 6 cenários de desmatamento, entre 0 e 70% do desmatamento da floresta amazônica, onde o remanescente 30% correspondem as áreas protegidas (Figura 3).

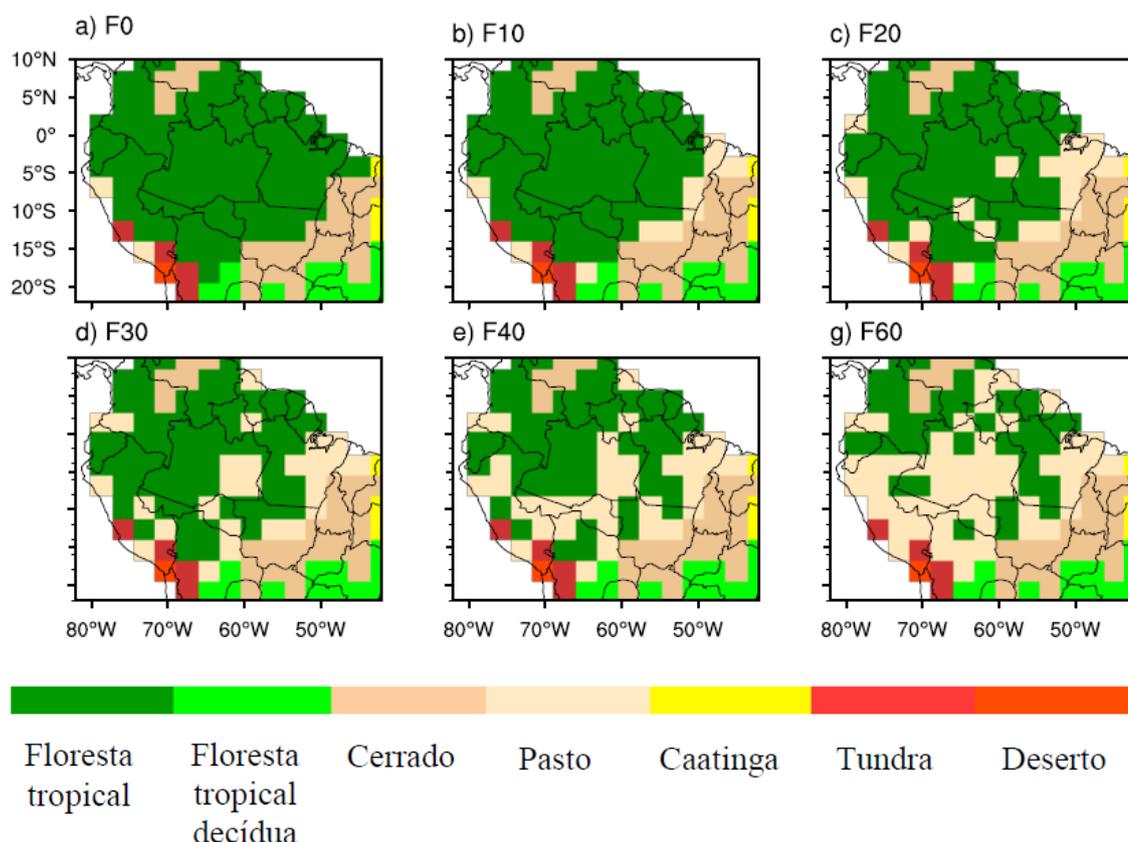


Figura 3. Cenários de desmatamento usados nas simulações. a) F0 é a simulação de controle que considera o bioma floresta intacto, b) F10 equivale a 10% de floresta desmatada até h) F60 que representa 60% da floresta desmatada (adaptado de Pires e Costa, 2013).

3.2. Descrição da teoria para o cálculo das fontes e destinos de vapor de água

Em vários artigos já publicados foram descritos métodos para a identificação das fontes e destinos de vapor de água contribuintes para os eventos de precipitação, por

rastreio da proveniência do movimento temporal e espacial de massas de ar em cada pixel de grade de um modelo numérico. Alguns desses métodos são: Método de Análise Isotópica, descrito e aplicado por Henderson-Sellers et al. (2002); Método de Integral de Lagrange descrito e aplicado por Stohl e James (2004, 2005) e Gimeno et al. (2010); Método designado “back-trajectory” e “forward-trajectory” descrito e aplicado por Dirmeyer e Brubaker (2007). Para efeitos do presente estudo, foi usado o método de conservação de massa (bulk method) para estimar o ciclo de vapor de água a partir da fonte (evapotranspiração) para o destino (precipitação) e vice-versa fazendo uso de técnicas de modelagem numérica. Este método identifica as fontes de evaporação da água contribuintes para a ocorrência de precipitação através do rastreo espaço-temporal do fluxo de vapor de água para trás e/ou para frente, por meio de análise da grade de um modelo numérico de assimilação de dados (exemplos similares: Salio, 2002; Arraut e Satyamurty, 2009; Van der Ent et al., 2010; Carvalho et al., 2010). O método baseia-se na utilização de dados bi-dimensionais de precipitação e evapotranspiração, e dados tri-dimensionais do vento e vapor de água, para além de que, o método pode ser aplicado usando dados de campo ou dados gerados por um modelo de clima. Idealmente, os dados devem ser de alta-resolução temporal (diários ou inferiores), no entanto dados mensais podem ser usados se estiverem disponíveis os termos de covariância. Assim, o método pressupõe que:

- I. Cada uma das moléculas de vapor de água dentro da coluna atmosférica tem a mesma probabilidade de precipitar;
- II. A água evaporada a partir da superfície mistura-se uniformemente através da coluna atmosférica;

III. A água evaporada a partir de um determinado pixel não precipita neste mesmo pixel

Neste contexto, tomando em consideração a conservação de vapor de água têm-se:

$$\frac{\partial \mathbf{F}_u}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{F}_v}{\partial y} = E - P \quad (\text{eq. 1})$$

Onde \mathbf{F}_u and \mathbf{F}_v são os fluxos horizontais de vapor de água nas direções zonal e meridional respectivamente, E é a evapotranspiração e P é a precipitação. O fluxo de vapor de água integrado em toda coluna atmosférica de cada pixel é dado pelas expressões seguintes:

$$\mathbf{F}_u = \frac{W_u}{g} \int_{p=0}^{ps} \overline{\mathbf{u}q} dp, \text{ onde } \overline{\mathbf{u}q} = \overline{\mathbf{u}} \overline{q} + \overline{\mathbf{u}'q'} \quad (\text{eq. 2})$$

$$\mathbf{F}_v = \frac{W_v}{g} \int_{p=0}^{ps} \overline{\mathbf{v}q} dp, \text{ onde } \overline{\mathbf{v}q} = \overline{\mathbf{v}} \overline{q} + \overline{\mathbf{v}'q'} \quad (\text{eq. 3})$$

$\overline{\mathbf{u}}, \overline{\mathbf{v}}, \overline{q}, \overline{\mathbf{u}'q'}, \overline{\mathbf{v}'q'}$ são as médias da velocidade do vento zonal e meridional, umidade específica média e suas covariâncias respectivamente (Van der Ent et al., 2010). W_u and W_v são as espessuras horizontais perpendiculares às direções zonal e meridional do fluxo de umidade respectivamente, g é a aceleração devido a gravidade igual a 9,80616 m/s² e ps é a pressão atmosférica à superfície. Isolando-se o parâmetro P na equação do balanço (eq. 1) obtêm-se:

$$P = E - \frac{\partial \mathbf{F}_u}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{F}_v}{\partial y} \quad (\text{eq. 4})$$

A partir da Equação (4), podemos calcular as proporções de umidade correspondentes a cada fator contribuinte. O fluxo médio dos pixels vizinhos resultará do fluxo

médio na interface do pixel em questão, que pode ser positivo ou negativo, que por análise lógica este fluxo estará na entrada ou saída de cada pixel da grade, determinando desse modo as fontes e os destinos do vapor de água precipitado e evaporado na região de estudo. Assim, dos 84 pixels da região amazônica, oito cenários de desmatamento (fonte e destino) e a média mensal do fluxo de vapor de água em 40 anos, foram gerados os resultados para a América do Sul, apresentados neste trabalho. Estes resultados, foram analisados como a média dos pixels das regiões das bacias do rio Madeira e Xingu, por serem regiões economicamente relevantes para a geração de energia hidrelétrica, das regiões dos rios Juruá e Purús, e da região do Mato Grosso por suas potencialidades agrícolas (Figura 4). Além disso, foram também analisadas algumas regiões cuja redistribuição do vapor de água é fortemente influenciada pelo efeito dos JBN e do ASAS.

A floresta amazônica foi dividida em dois quadrantes, o sudoeste superior que corresponde à região à jusante das bacias hidrográficas do Juruá e Purus, e o quadrante sudoeste inferior que corresponde à região a montante das bacias hidrográficas do Juruá, Purus e Madeira. Os referidos quadrantes são delimitados pela latitude 7°S e longitude 60°W de modo a avaliar-se o efeito do desmatamento no vapor de água que contribui para a precipitação na região sudoeste da Amazônia. É de salientar que, foi gerado também o fluxo integrado de vapor de água (IFwv) como a resultante das componentes zonal e meridional do vento.

Para verificar a sensibilidade dos dados de precipitação gerados por Pires e Costa (2013), fez-se uma comparação trimestral com outra série de 30 anos (1961-1990) de dados, obtida através da grade do Climate Research Unit (CRU).

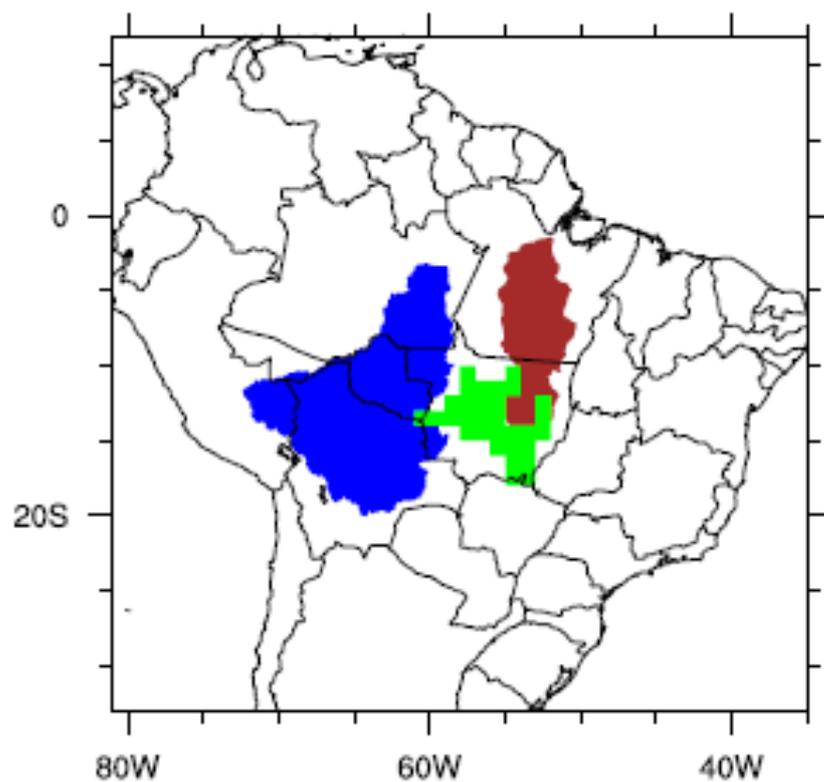


Figura 4. As regiões em azul e marrom representam as sub-bacias do Madeira e Xingu respectivamente e a região de produção agrícola no MT com a cor verde.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Climatologia da precipitação e padrões do transporte de vapor de água na América do Sul

A época chuvosa na maior parte da América do Sul começa em Outubro, intensifica-se a partir do mês de Dezembro e prolonga-se até Março, declinando-se nos finais de Abril ou início de Maio (Richter e Mechoso, 2007; Liebmann e Mechoso, 2011; Marengo et al., 2012). A concentração de maior quantidade de precipitação durante a estação chuvosa na América do Sul, segue a direção noroeste-sudeste (NW-SE), a partir da Colômbia para o sudeste do Brasil (Figuras 5b, 5e, 5h, 5k). A grande variabilidade sazonal da precipitação na América do Sul e em particular no Brasil está associada ao SMAS descritos na secção anterior. Na maior parte da região de atuação dos SMAS, o “pico” de precipitação ocorre no verão do hemisfério sul (Outubro, Novembro, Dezembro-OND e Janeiro, Fevereiro, Março-JFM), enquanto que, nas regiões ao norte do equador a estação chuvosa ocorre no inverno do hemisfério sul (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012). Em regiões próximas do equador, a Oeste da bacia amazônica incluindo alguns países vizinhos do Brasil como Perú, Equador e Sudeste da Colômbia, a precipitação é abundante durante todo o ano sendo os meses mais úmidos e secos DJF,

e JJA, respectivamente (Figuras 5b e 5h). No entanto, o maior contraste de chuvas entre o verão e o inverno ocorre na região central da América do Sul (Bolívia e Centro-Oeste do Brasil) com quase todos os eventos de precipitação ocorrendo nos meses que vão de Outubro a Março (Figuras 5b, 5e e 5k). Pode observar-se também que no sul do Brasil a precipitação é quase uniformemente distribuída no decorrer do ano. Neste contexto, comparou-se a precipitação simulada com a observada para avaliar a sensibilidade e confiabilidade das simulações usadas para alcançar os objetivos deste trabalho. Nota-se que as simulações foram bem representativas da climatologia da precipitação da região de estudo. Nos meses de DJF, os resultados simulados superestimaram aos dados observados entre 4 mm/dia e 6 mm/dia (28-43%) sobre a maior região Centro-Oeste do Brasil, sul da Amazônia, algumas regiões do Pará, Tocantins, Bahia, sul do Paraguai e sudeste da Bolívia; entre 2 e 4 mm/dia (16-33%) sobre a região sudoeste da Amazônia, sudeste e nordeste do Brasil (Figura 5c). Na mesma época, a precipitação simulada subestima o restante do continente Sul Americano, mais notavelmente no norte do Brasil (Figura 5c). No início da estação seca (Março, Abril, Maio-MAM), a precipitação simulada subestima a observada em cerca de 2 a 4 mm/dia (25 a 38%) em quase todas as regiões do Brasil, mantendo o destaque sobre o norte do Brasil. Porém, observa-se superestimativa que varia de 3 a 4 mm/dia (23 a 30%) em algumas regiões da Amazônia, partes da Venezuela, Colômbia, Peru e Chile (Figura 5f). Nos meses de Junho, Julho, Agosto (JJA), há uma tendência para subestimar entre 2 e 3 mm/dia, como superestimar, em cerca de 3 mm/dia, nas regiões de Colômbia, Venezuela, Equador e Peru (Figura 5i).

Durante este período, os dados simulados são mais consistentes com os observados em quase todas as regiões do Brasil. No início da estação chuvosa (SON), a superestimativa dos dados simulados é dominante na maior parte do continente, exceto no

nordeste e sul do Brasil, onde há uma pequena subestimativa da precipitação (Figura 5l).

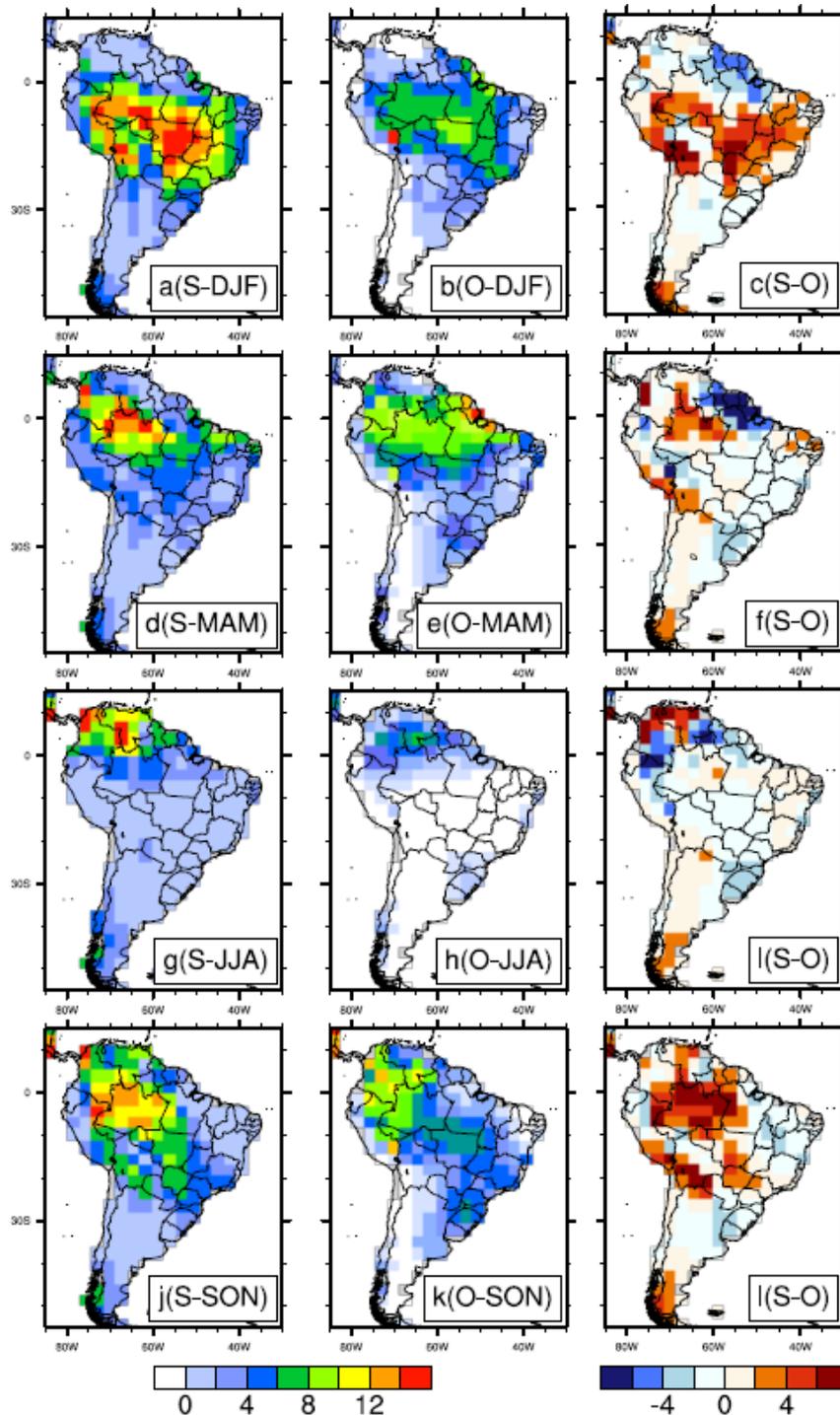


Figura 5. Resultados dos dados simulados (S), observados (O) e o erro de simulação (S-O) da precipitação sazonal média mensal (mm/dia) no período de 1961-1990.

4.2. Fontes de vapor de água

Os resultados desta pesquisa indicam que no semestre SON-DJF, mais de 60% de vapor de água que entra para a região do Xingu é derivado do Oceano Atlântico Sul como resultado do efeito do sistema anticiclônico dominante na região. Além disso, a contribuição de vapor de água que entra a partir do oeste da bacia do Xingu tende a reduzir com o aumento do desmatamento dos cenários apresentados (Figura 6). Este resultado indica que o desmatamento pode mudar o padrão da direção ou da intensidade (ou ambos) do vento, e conseqüentemente o fluxo de vapor de água para a região desmatada, de modo que o transporte desse vapor de água a partir do oeste do Xingu é dependente do prolongamento da crista do ASAS. A partir da Figura 6 pode-se observar que no trimestre SON há uma tendência de redução significativa na precipitação média mensal na região do Xingu com o aumento do desmatamento, valores de anomalias iguais a -86, -79 e -81 mm/mês correspondentes aos cenários de F20, F40 e F60 de desmatamento, respectivamente.

Os cenários analisados (F20, F40 e F60 do desmatamento), permitem detectar uma redução de chuvas na região do Xingu entre 42 e 46% da precipitação média mensal total (189 mm/mês) que cai sobre a região [Figura 6(f-h)]. A redução da precipitação na bacia do Xingu com níveis crescentes de desmatamento da floresta amazônica no trimestre DJF, comparado com o período analisado anteriormente, é relativamente menor, mas significativo. Os valores das anomalias são de -42, -31 e -27 mm/mês nos cenários F20, F40 e F60 de áreas desmatadas, respectivamente [Figura 6(n-p)]. Estas reduções de precipitação correspondem ao intervalo de 8% a 13% do total de precipitação de 321 mm/mês.

Para a bacia do Madeira são observadas diferenças nos padrões de contribuição vapor de água para dentro do continente entre os dois trimestres em análise. No trimestre de SON [Figura 7(a-d)], há mais contribuição vapor de água proveniente do Oceano Atlântico Sul, resultante do domínio na região pelos ventos alísios de sudeste (Figura 7e), enquanto que no trimestre DJF [Figura 7(i-l)] a contribuição de vapor de água é resultante do efeito intensificado dos ventos alísios do nordeste (Figura 7m). Apesar disso, no trimestre SON há uma tendência de entrada cada vez menor do vapor de água nas direções leste-nordeste-norte e cada vez maior entrando nos limites noroeste-sudoeste do rio Madeira [Figura 7(f-h)], sugerindo que os ventos depois de entrarem para o continente sofrem uma intensificação na direção noroeste-sudoeste e enfraquecimento na direção leste-nordeste-norte. Além disso, o vapor de água vai sendo mais espacialmente distribuído na sequência do aumento do desmatamento, alcançando assim, quase toda a região norte e centro do continente Sul Americano [Figura 7(a-d)]. Em contrapartida, no trimestre DJF o fluxo do vapor de água predominante é proveniente de quase todos os limites da bacia exceto numa estreita faixa observada na fronteira entre Perú e Bolívia [Figura 7(n-p)]. Neste período, o surgimento de um sistema de baixa pressão sobre a Bolívia favorece o transporte de vapor de água na fronteira sul da bacia cada vez mais intenso à medida que aumenta os níveis de desmatamento da floresta amazônica [Figura 7(i-p)]. A variação da precipitação, mudança na direção e intensidade do vento mostrados neste trabalho, é consistente com as conclusões encontradas em estudos similares (Costa et al., 2007; Hasler et al., 2009; Snyder, 2010; Badger e Dirmeyer, 2015a; Lejeune et al., 2014), segundo os quais, algumas das conclusões encontradas foram:

- O desmatamento da floresta amazônica está reduzindo as chuvas;

- O desmatamento induz mudanças na direção do vento horizontal e na circulação zonal;
- Os fluxos potenciais médios de energia zonais e verticais enfatizam ainda mais a mudança na energia transportada devido ao desmatamento.

Apesar dos valores das anomalias de precipitação sobre a Bacia do Rio Madeira serem menores em comparação com os da bacia do Xingu, há uma tendência generalizada de redução de precipitação com o aumento do desmatamento. No trimestre SON os valores das anomalias são -19, -21 e -27 mm/mês correspondendo a F20, F40 e F60 de desmatamento. Estas reduções de precipitação variam entre 10 e 16% em relação ao total mensal de 198 mm/mês que precipitam na bacia Madeira (Figura 7). No entanto, não foram observadas variações significativas da precipitação média mensal e respectivas anomalias de cada um dos cenários em relação ao controle, no trimestre DJF, ou seja, a redução da precipitação em relação ao cenário de controle foi entre 1% e 3%, correspondendo aos valores de anomalias iguais a -3, -6 e -10 mm/mês, para F20, F40 e F60 da área desmatada respectivamente [Figura 7(n-p)]. Nos dois trimestres SON-DJF, a fonte evaporativa para a região da bacia do Madeira mostrou-se exclusivamente terrestre (Amazônia, Pará, Acre, Rondônia, Peru e Bolívia) implicando *a priori*, dependência da reciclagem regional ou local. É de salientar que, os resultados referenciados no presente trabalho, estão intimamente associados ao padrão do fluxo vertical-integrado (IFwv) de vapor de água da coluna atmosférica de cada pixel de origem de umidade [Figuras 6, 7,8 (e, m)].

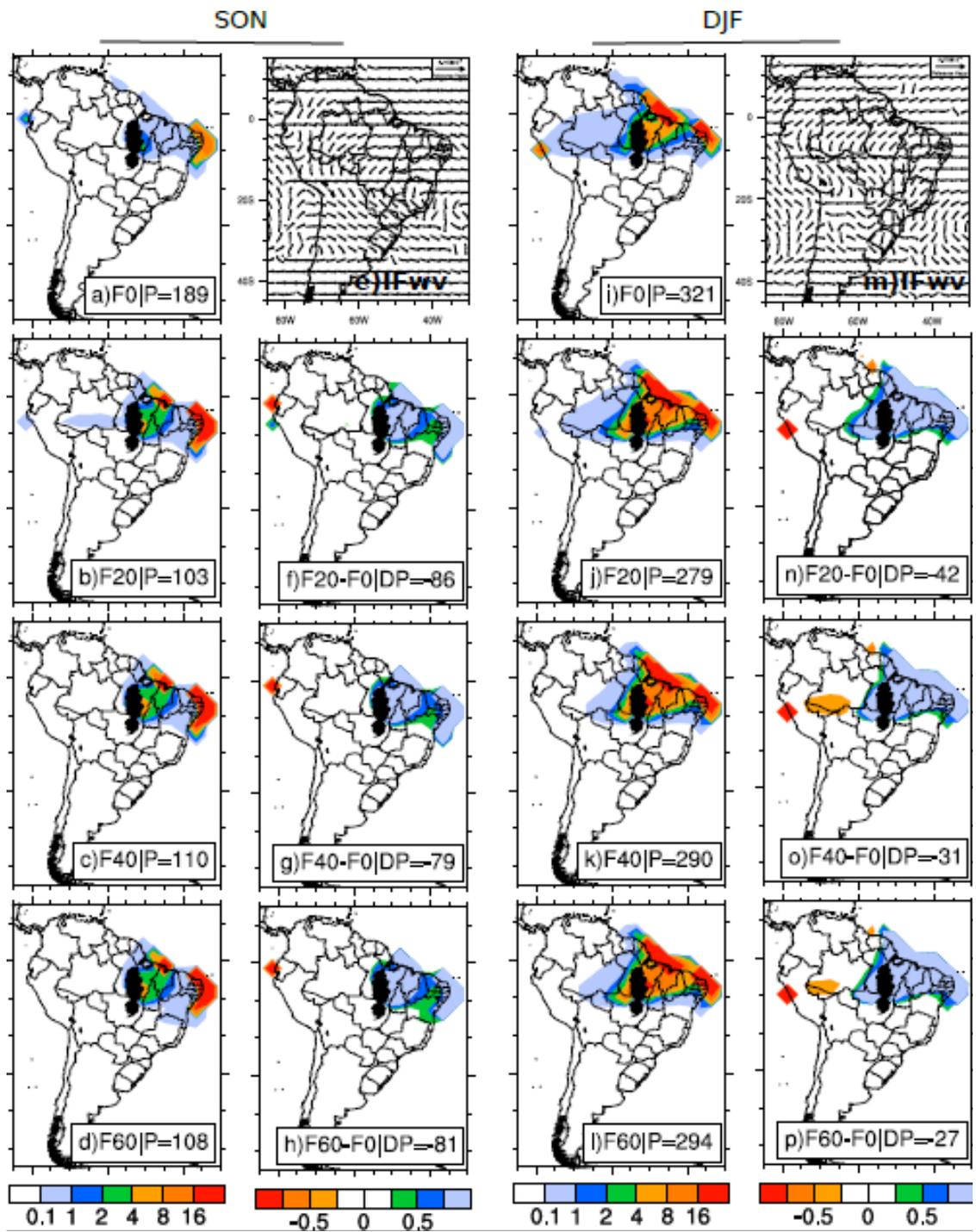


Figura 6. Fonte de vapor de água (mm/mês) em função da área desmatada sobre Xingu para os trimestres SON e DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento (F20, F40 e F60) e o cenário de controle (F0); IFwv é a direção resultante do fluxo integrado de vapor água.

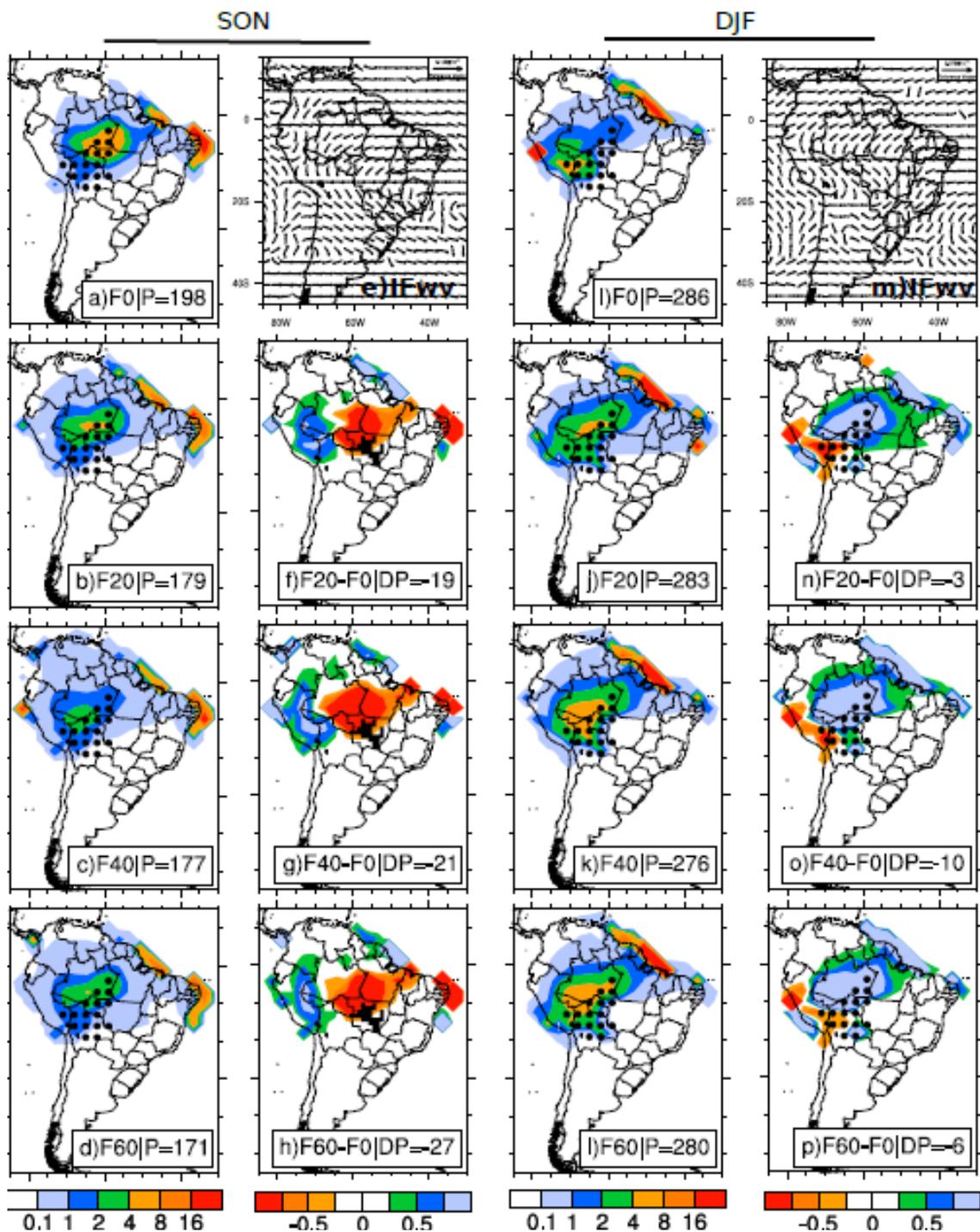


Figura 7. Fonte de vapor de água (mm/mês) em função da área desmatada sobre a região do Madeira para o trimestre SON e DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento (F20, F40 e F60) e o cenário de controle (F0); IFwv é a direção resultante do fluxo integrado de vapor água, e os pontos em negrito representam cada pixel da bacia do Rio Madeira.

Por outro lado, considerando que a região do Mato Grosso está dentro da circulação do ASAS, torna-se óbvio que a entrada de mais vapor de água na região, provém do sul do Oceano Atlântico tropical, durante o semestre SON-DJF (Figura 8). Durante o trimestre SON, há um enfraquecimento no transporte do vapor de água que entra nos limites leste e nordeste do Mato Grosso, registrando anomalia negativa sobre essas fronteiras. Entretanto, ocorre um aumento no vapor de água em uma faixa estreita ao longo do sudoeste do Pará [Figura 8(f, h)]. As diferenças da precipitação que ocorrem na região, entre os cenários F20, F40 e F60 de desmatamento e cenário de controle estão na ordem de -32 mm/mês e -39 mm/mês. Isto implica uma redução da precipitação entre 16% e 19% de um total de 204 mm/mês de precipitação da região. Não se observou diferenças significativas no trimestre DJF, mas é fácil de observar um enfraquecimento na entrada de vapor de água em quase todas as fronteiras da região, exceto, na fronteira leste-nordeste do Mato Grosso [Figura 8(n-p)].

Os resultados encontrados indicam que, no trimestre SON a fonte primária de vapor de água para a região do Mato Grosso e Xingu mostrou-se fundamentalmente terrestre (Pará, Tocantis e norte de Goiás), enquanto que, no trimestre DJF, para além das regiões anteriores juntam-se as contribuições substanciais diretas, provenientes do Oceano Atlântico, associadas aos ventos de leste-nordeste e das regiões da Amazônia, Acre e Rondônia, resultantes da limitação física dos Andes a Oeste da região que influencia na intensificação e no desvio dos ventos. Assim, há evidências de extensa reciclagem de umidade nas regiões em análise, com grande parte da umidade que precipita sobre elas ter sido evaporada das regiões mais próximas. Estas observações fazem com que, as modificações na cobertura vegetal tenham potencial de redução drástica da evapotranspiração e precipitação regional.

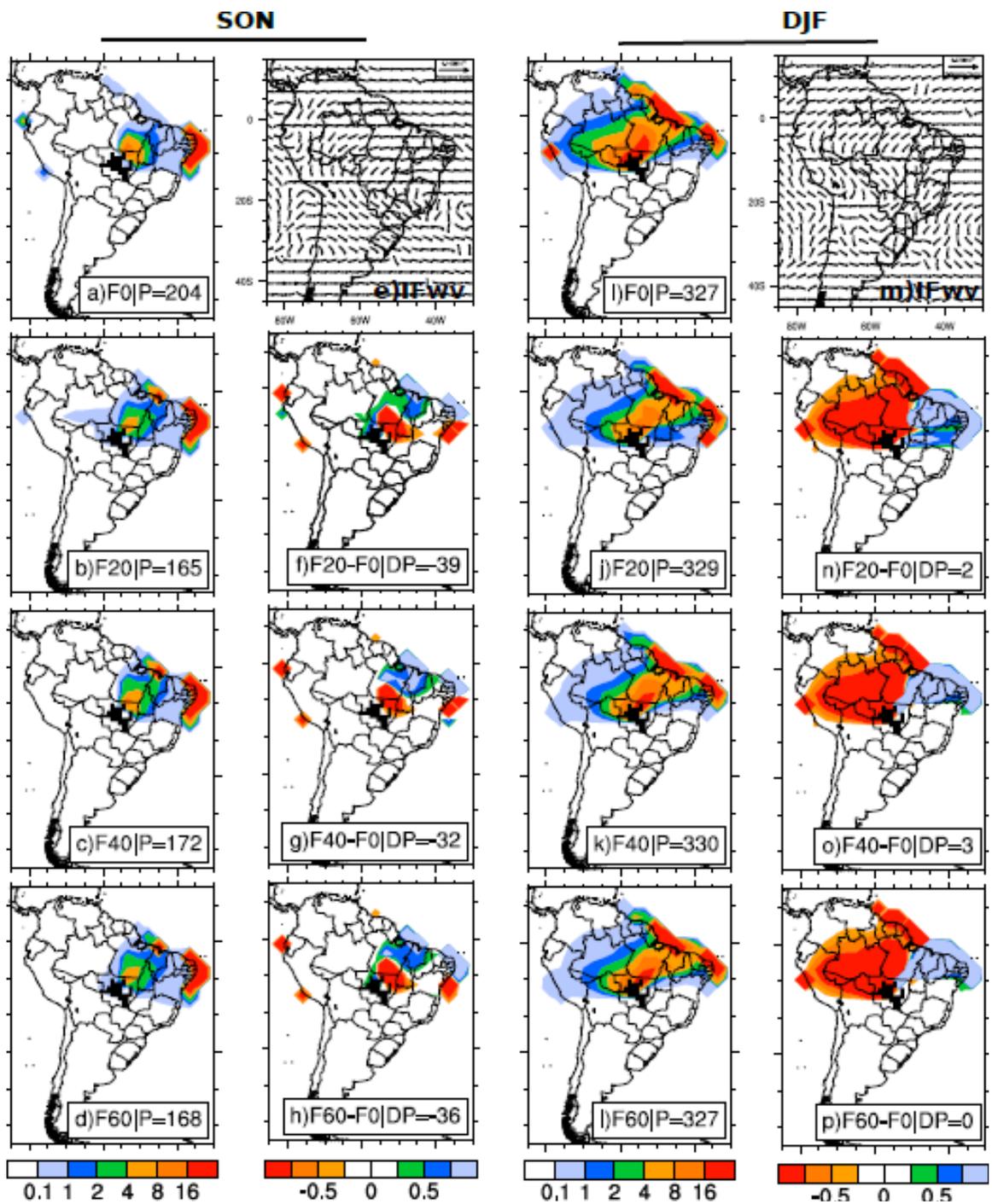


Figura 8. Fonte de vapor de água (mm/dia) em função das áreas desmatadas sobre a região do Mato Grosso nos trimestres SON-DJF. P é a precipitação média na região; DP é a diferença entre cada cenário de desmatamento e o cenário de controle F0; IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.

De acordo com alguns estudos (exemplo: Stickler et al., 2013), dependendo da extensão o desmatamento na região de uma determinada bacia pode aumentar a vazão pela redução da evapotranspiração. Porém, o desmatamento regional fora da bacia pode potencialmente reduzir a vazão e significativamente a geração de energia por inibição da precipitação. Mais do que isso, a fração das culturas agrícolas (milho, soja, arroz, trigo e cana-de-açúcar) potencialmente mais cultivadas em algumas regiões da América do Sul, com particular de destaque para as regiões do Mato Grosso e Matopiba (Região fronteira entre Tocantins, Bahia e Piauí), por exemplo, poderão ressentir-se negativamente do efeito da redução da disponibilidade hídrica observada neste trabalho.

4.3. Destinos de vapor de água

Como esperado, a distribuição de vapor de água evapotranspirado da floresta amazônica é fortemente dependente do comportamento dos principais sistemas sinóticos dominantes da América do Sul. Assim, observou-se que a evapotranspiração nas regiões do Acre, Rondônia, norte da Bolívia e noroeste de Mato Grosso, sob a influência de JBN, adquirem uma maior redistribuição espacial continental na América do Sul. No semestre de SON-DJF, o vapor de água evapotranspirado na região de fronteira do Acre e do Peru, atinge o Paraguai e norte da Argentina (Figura 9). Note-se que, o vapor de água evapotranspirado na região imediatamente a sul do Xingu, situado distante da região sob influência do JBN adquire uma distribuição semelhante à distribuição e alcance das regiões anteriormente descritas, apesar de se situar em longitudes mais próximas do sul do Brasil (Figura 10). Esta ideia reforça a influência das correntes de jato sobre a distribuição e alcance do vapor de água na América do Sul. Além disso, no trimestre DJF há uma tendência de mudança na circulação do vento, que faz com que parte do

vapor de água evapotranspirado nas duas regiões (com maior incidência para o sul do Xingu) sofre alteração na direção de noroeste-sudeste no trimestre SON para leste-oeste no trimestre DJF [Figuras 10(e-f)]. Esta análise sugere também que, durante o semestre de SON-DJF, há cada vez menos vapor de água vindo do sul da região do Xingu sendo transportado para as regiões do Paraguai, Uruguai e norte da Argentina [Figura 10(c, g)]. Durante os meses de MAM-JJA, períodos de menor disponibilidade hídrica na maior parte da região tropical do hemisfério sul (HS), a direção do vento predominante em grande parte da América do Sul, exceto Argentina, é de leste-oeste, concordando com fluxo vertical integrado de vapor de água representado nas Figuras 9 e 10. Devido a esta condição, há uma tendência de transporte de vapor de água para o oeste do continente, no entanto, este tipo de transporte é reduzido com o aumento do desmatamento, onde as anomalias variam entre -3 mm/mês e -11 mm/mês nas regiões do Acre e sul do Xingu respectivamente [Figuras 9, 10(k, o)]. Esta observação, nos leva a crer que há um enfraquecimento na intensidade do vento nessa direção.

No concernente ao efeito do desmatamento sobre a evapotranspiração e a precipitação, foi analisada um pixel no cenário de não desmatamento (F30), e em seguida no cenário imediatamente de desmatamento do mesmo pixel (F40). Notou-se que, do primeiro para o segundo cenário analisado, há uma tendência de redução da evapotranspiração de -29 mm/mês para o semestre SON-DJF na região do Acre [Figura 9(c, g)].

No sul do Xingu, a redução da evapotranspiração é ainda mais pronunciada em SON com -41 mm/mês do que em DJF com -20 mm/mês [Figura 10(c, g)]. Estes resultados nos indicam que, embora o desmatamento aumente o potencial convectivo, a disponibilidade hídrica é significativamente reduzida. Conclusões condizentes com as do presente trabalho foram encontradas por; Badger e Dirmeyer (2015b), segundo os quais

a mudança no fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente reduziu a fração de evaporação na região desmatada e indica que a floresta amazônia teria diminuído na evapotranspiração, Snyder et al. (2004) mostraram que há diminuição da evapotranspiração quando se aumenta o desmatamento, e Costa e Foley (2000) concluíram que, a diminuição da transpiração de 53% era muito maior do que a diminuição da evapotranspiração total de 16%, indicando que, a evaporação a partir da superfície pode compensar a queda da transpiração.

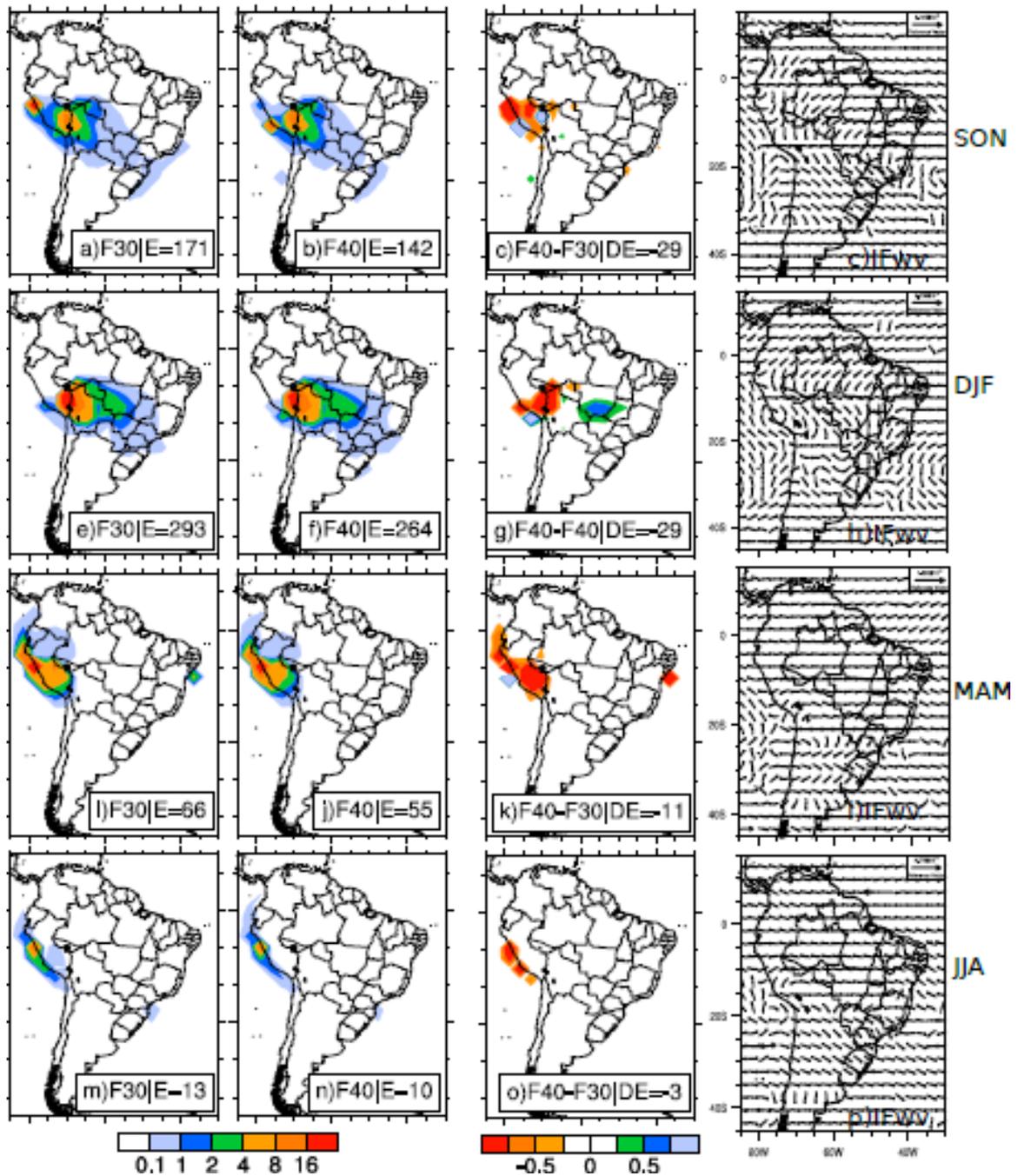


Figura 9. Destino de vapor água (mm/mês) sobre a região do Acre em função dos cenários das áreas não desmatadas (a, e, i, m) e em função das áreas desmatadas (b, f, j, n). E é o total de evapotranspiração no pixel; DE é a diferença entre os cenários de não-desmatamento e o imediatamente desmatado no mesmo pixel (F30) e o imediatamente desmatado (F40); IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.

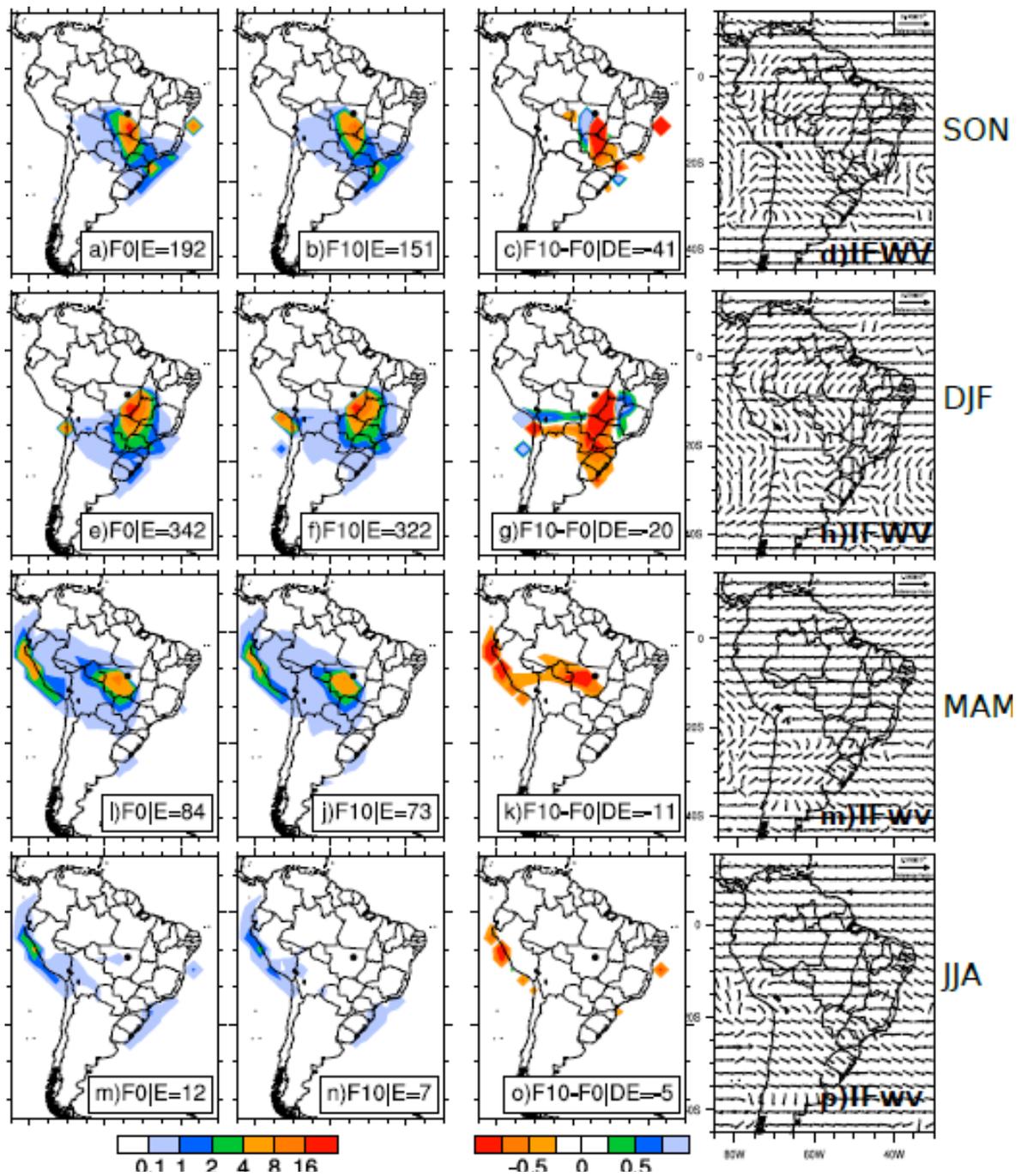


Figura 10. Destino de vapor água (mm/mês) sobre a região do Xingu em função dos cenários das áreas não desmatadas (a, e, i, m) e em função das áreas desmatadas (b, f, j, n). E é o total de evapotranspiração no pixel; DE é a diferença entre os cenários de não-desmatamento e o imediatamente desmatado; IFwv é o fluxo integrado de vapor de água.

4.4. Fonte de vapor de água contribuintes para os eventos de precipitação no Sudoeste da Amazônia

Como discutido nas secções anteriores, o desmatamento em grande escala desencadeia uma série de interações não lineares e complexas entre o sistema atmosfera-biosfera, o que pode prejudicar os mais importantes serviços ecossistêmicos das florestas. Este é mais um caso decorrente no sudoeste da floresta amazônica, onde algumas das importantes bacias hidrográficas como, por exemplo, as bacias de Juruá, Purus e Madeira (Figura 11), localizadas nos quadrantes noroeste e sudoeste das Figuras 12 e 13 respectivamente, contribuem com aproximadamente 24% da vazão da bacia amazônica estão passando por mudanças significativas de uso da terra (Lima et al., 2014). Os resultados de Lima et al. (2014) indicam que, na ausência das respostas climáticas a vazão dos rios aumenta significativamente nas bacias do Juruá, Purus e Madeira como resultado do decréscimo da evapotranspiração, tornando-se mais pronunciada quando o desmatamento excede os 20% da área da bacia. Contrariamente, quando se consideram as respostas climáticas, os resultados mostraram uma progressiva redução da precipitação e evapotranspiração média anual com o aumento da área desmatada. No entanto, com o desmatamento negligenciado na década de 1970 e as extensas taxas registadas posteriormente, a região sudoeste da floresta amazônica é um laboratório natural para investigar os efeitos do desmatamento sobre o clima.

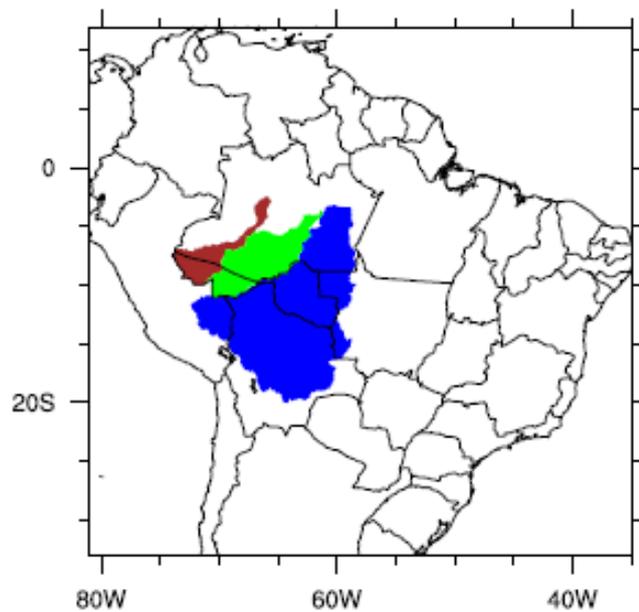


Figura 11. Principais bacias do sudoeste da floresta Amazônica. Bacias hidrográficas do Juruá (Marron), Purus (verde) e Madeira (azul).

Da Figura 12, pode-se observar que durante os trimestres de SON e DJF há uma clara tendência de redução da precipitação na região com o aumento das áreas desmatadas, onde de 238 mm/mês e 197 mm/mês de precipitação nos cenários de controle [Figura 12(a, i)], reduzem-se para 226 mm/mês e 174 mm/mês [Figura 12(d, l)] respectivamente, ou seja, há uma redução máxima de 5% e 12% correspondentes a anomalias de -12 mm/mês e -23 mm/mês em relação aos valores de precipitação total dos cenários de controle acumulados na região. Para além disso, no trimestre SON, observa-se um aumento de vapor de água (anomalia positiva) entrando da direção de nordeste-norte enquanto que, as anomalias negativas nos limites da direção noroeste-oeste implicam a redução na entrada de vapor de água contribuinte para eventos de precipitação nesta região [Figura 12(f-h)]. No trimestre de DJF esta redução de entrada de vapor de água é mais intensa, observando-se anomalias negativas dominando todas as regiões fontes

(norte de Pará e amazônia, sul de Roraima, Venezuela e Colômbia, e algumas regiões do Equador e Chile) de vapor de água [Figura 15(n-p)].

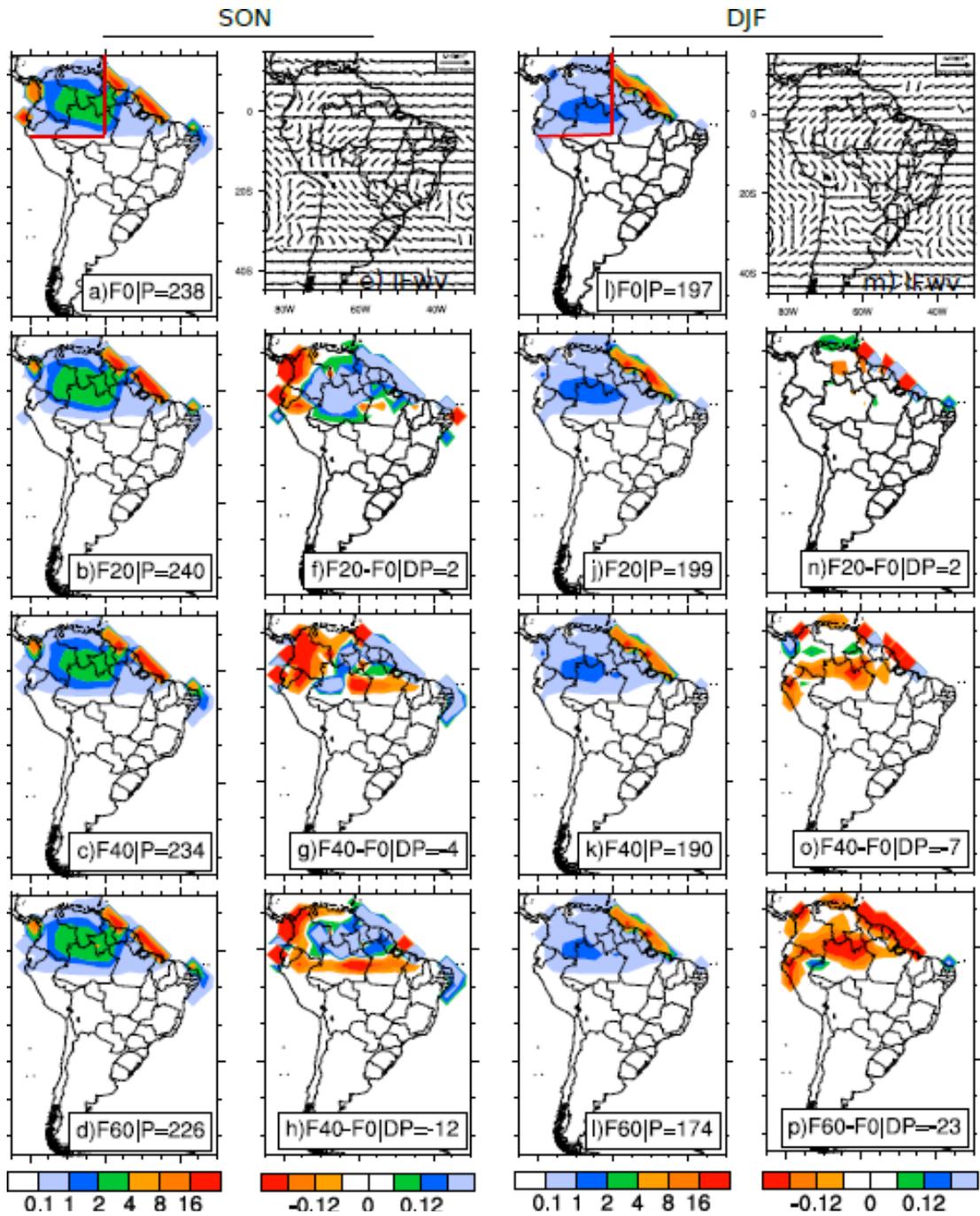


Figura 12. Fonte de vapor de água (mm/mês) para o “sudoeste” da floresta Amazônica (quadrante superior, 07°S e 60°W) para os cenários de 20, 40 e 60% de desmatamento (a-d; i-l) e as diferenças entre cada um dos cenários e o cenário de controle (f-h; n-p), nos trimestres de SON e DJF.

Os resultados apresentados na Figura 13 apresentam maiores reduções da precipitação total média no quadrante sudoeste (limitado pelas linhas vermelhas) se comparados com os resultados discutidos anteriormente. De 178 mm/mês e 293 mm/mês nos cenários de controle [Figura 13(a, i)] para 142 mm/mês e 277 mm/mês nos trimestres de SON e DJF [Figura 13(d, l)], respectivamente. Estas reduções equivalem a anomalias de -36 mm/mês e -16 mm/mês [Figura 15(h, p)] correspondentes a 20% e 5% de redução da precipitação em relação ao total médio dos cenários de controle. Pode-se observar também que, o vapor de água contribuinte para os respectivos eventos de precipitação é dominado pela reciclagem do vapor de água das regiões da floresta amazônica, Chile e Bolívia.

Para além do exposto no parágrafo anterior, pode-se observar também que a contribuição de vapor de água para a região em análise tende a reduzir significativamente (anomalia negativa) no trimestre SON, com maior destaque para os cenários de F40 e F60 das áreas desmatadas [Figura 13(g, h)]. Por outro lado, apesar das reduções na precipitação média na região com o aumento do desmatamento no trimestre de DJF, é visível a intensificação no transporte de vapor de água proveniente das direções nordeste-leste do amazonas, enquanto que, em algumas regiões do Chile e da Bolívia observa-se uma redução no transporte de vapor de água para o sudoeste da floresta amazônica [Figura 16(n-p)]. Considerando os mecanismos climáticos de retroalimentação resultantes do desmatamento, estes resultados indicam que as interações entre a superfície terrestre desmatada, a circulação atmosférica e a convecção sobre a bacia amazônica, induzem a complexas alterações do balanço hídrico das bacias hidrográficas, pois estas interações afetam tanto na evapotranspiração assim como na precipitação. De acordo com os estudos de Lima et al. (2014) e Stickler et al. (2013), o

desmatamento local na região da bacia hidrográfica causa um efeito directo no aumento da vazão devido à redução da evapotranspiração. Porém, o desmatamento em larga escala pode afetar a dinâmica da atmosfera através dos mecanismos de retroalimentação conduzindo para redução da precipitação e conseqüentemente na vazão das bacias hidrográficas, comprometendo deste modo, o potencial para geração de energia hidrelétrica.

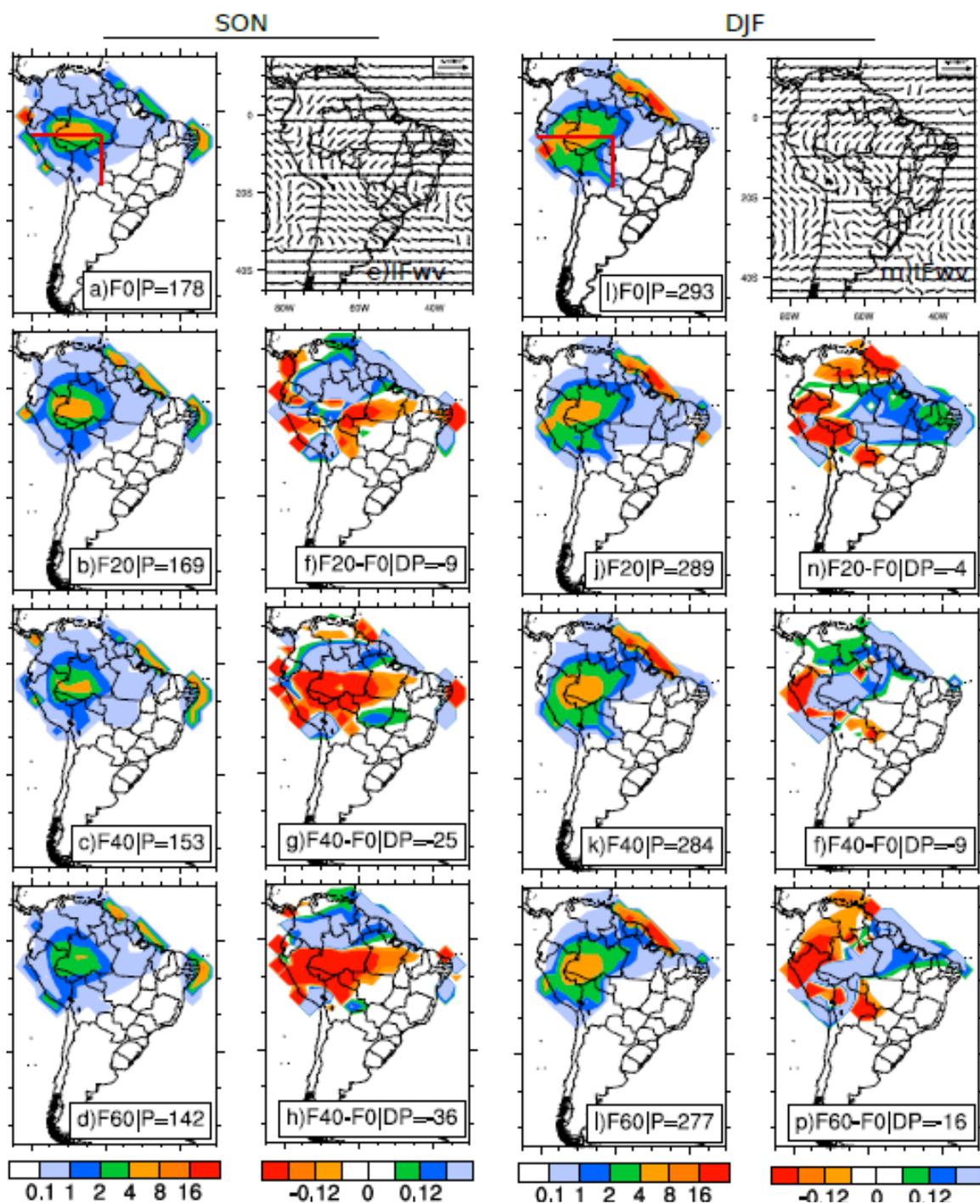


Figura 13. Fonte de vapor de água (mm/mês) para o sudoeste da floresta Amazônica (quadrante inferior, 07°S e 60°W) para os cenários de F20, F40 e F60 de desmatamento (a-d; i-l) e as diferenças entre cada um dos cenários e o cenário de controle (f-h; n-p), nos trimestres de SON e DJF.

5. CONCLUSÕES

Os resultados mostram que há uma tendência generalizada da diminuição da precipitação e evapotranspiração com o aumento das áreas desmatadas. No semestre SON-DJF, mais de 60% de vapor de água que entra para a região do Xingu é derivado do Oceano Atlântico Sul como consequência do efeito do sistema Anti-ciclônico dominante na região durante o período em análise. Além disso, o fluxo de vapor de água que entra a partir do limite oeste da bacia do Xingu tende a reduzir com o aumento dos cenários de desmatamento apresentados neste trabalho. Pode-se observar também que, no trimestre SON, há uma tendência de redução significativa da precipitação média mensal na região do Xingu com o aumento dos níveis de desmatamento. Observam-se valores de anomalias iguais a -86, -79 e -81 mm/mês correspondentes aos cenários de F20, F40 e F60, respectivamente. É de salientar que, o desmatamento permite detectar uma redução de chuvas na região do Xingu entre 42% e 45% em relação à precipitação total média mensal que cai sobre a região. Embora menores, os valores das anomalias no trimestre

DJF são de -42, -31 e -27 mm/mês para F20, F40 e F60 das áreas desmatadas, respectivamente. Estas reduções correspondem aos intervalos de 8% a 13% do total de 321 mm/mês de precipitação na região da bacia do Xingu.

Para a região da bacia do Madeira, há mais contribuição do vapor de água do Oceano Atlântico Sul no trimestre SON, resultante do domínio dos ventos alísios de sudeste na região, enquanto que no trimestre DJF, a contribuição de vapor de água é resultante do efeito intensificado de ventos alísios do nordeste. Há uma tendência de entrada de cada vez mais vapor de água nas direções norte-nordeste e cada vez menos entrada de vapor de água no limite leste da bacia do rio Madeira, sugerindo que após o desmatamento, o vapor de água entra para o continente devido à intensificação dos ventos alísios na direção norte-noroeste e enfraquecimento na direção leste-sudeste. No trimestre SON os valores das anomalias são de -19, -21 e -27 mm/mês correspondendo a F20, F40 e F60 de desmatamento. Estas reduções de precipitação variam entre 10% e 16% em relação ao total mensal de 198 mm/mês que cai na região. Estes resultados nos levam a concluir que, o desmatamento pode mudar a direção ou a intensidade do vento ou ambos simultaneamente, reduzindo deste modo o fluxo de umidade e conseqüentemente diminuindo a precipitação da região desmatada.

Em relação ao destino, observou-se que o vapor de água evapotranspirado nas regiões sob a influência dos JBN (Acre, Rondônia, norte da Bolívia e noroeste de Mato Grosso), adquire uma maior redistribuição em termos de alcance espacial ou continental, em comparação com regiões não influenciadas por este sistema. No semestre de SON-DJF, o vapor de água evapotranspirado na região de fronteira do Acre e Peru alcança o Paraguai e norte da Argentina. No entanto, o vapor de água evapotranspirado da região imediatamente a sul do Xingu ou a norte Mato Grosso, localizada fora da re-

gião dos JBN adquire uma distribuição semelhante à das regiões anteriormente indicadas. Além disso, no trimestre DJF há uma tendência de mudança da circulação dos ventos, de tal modo que o vapor de água evapotranspirado nas duas regiões é alterado de noroeste-sudeste para leste-oeste. Esta análise sugere que, durante o semestre de SON-DJF, há cada vez menos vapor de água proveniente da região sul do Xingu sendo transportado para o sul da América do Sul (Paraguai, Uruguai e norte da Argentina). Nota-se que, sobre o Acre há uma tendência de redução máxima da evapotranspiração de -29 mm/mês no semestre SON-DJF. No sul do Xingu, a máxima redução é mais pronunciada em SON com -41 mm/mês e DJF com -20 mm/mês. A conclusão apresentada nos indica que, embora o desmatamento aumente o potencial convectivo, a disponibilidade hídrica é significativamente reduzida. Há uma forte tendência de redução da precipitação e evapotranspiração com o aumento de áreas desmatadas. Para, além disso, o vapor de água não é transportado do Oceano Atlântico (fonte primária) diretamente para o interior da bacia amazônica, mas envolve complexos mecanismos de retroalimentação positiva e negativa, consistente com o fato de que a taxa de vapor de água que entra em uma região diminui com a distância em relação a essa mesma região. Assim, há evidências de extensa reciclagem de umidade nas regiões em análise, com grande parte da umidade que precipita sobre elas ter sido evaporada nas regiões vizinhas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Angelis, C. F., L. A. T. Machado, e P. Salio, 2006: Impacts of the Low Level Jets on the precipitation over Southern South America. *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO)*, 8, 961–966, ISBN: 85-17-00023-4.

Arraut, J. M., e P. Satyamurty, 2009: Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South American Region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 9, 1902–1912, doi: 10.1175/2009JAMC2030.1.

Badger, A. M., e P. A. Dirmeyer, 2015a: Climate response to Amazon forest replacement by heterogeneous crop cover. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **12**, 1, 879–910, doi: 10.5194/hessd-12-879-2015.

- Badger, A. M., e P. A. Dirmeyer, 2015b: Remote tropical and sub-tropical responses to Amazon deforestation. *Climate Dyn.*, 1–18, doi: 10.1007/s00382-015-2752-5.
- Bagley, J. E., A. R. Desai, P. A. Dirmeyer, e J. A. Foley, 2012: Effects of land cover change on moisture availability and potential crop yield in the world's breadbaskets. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 1, 014009, doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014009.
- Bastos, C. e Ferreira, N., 2000: Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Anais. Rio de Janeiro, 612-619.
- Brown, I. F., W. Schroeder, A. Setzer, M. L. R. Maldonado, N. Pantoja, A. Duarte, e J. Marengo, 2006: Monitoring fires in Southwestern Amazonia rain forests. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **87**, 253-264, doi: 10.1029/2006EO260001.
- Bonan, G. B., 2008: Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Sci.*, **320**, 5882, 1444–1449, doi: 10.1126/science.1155121.
- Butt, N., P. A. de Oliveira, e M. H. Costa, 2011: Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil. *J. Geophys. Res.*, **116**, 2–9, doi: 10.1029/2010JD015174.
- Carvalho, L. M. V., A. E. Silva, C. Jones, B. Liebmann, P. L. S. Dias, e H. R. Rocha, 2010: Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. *Climate Dyn.*, **36**, 9-10, 1865–1880, doi: 10.1007/s00382-010-0806-2.
- Chagnon, F. J. F., e R. L. Bras, 2005: Contemporary climate change in the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 1–4, doi: 10.1029/2005GL022722.

Coe, M. T., M. H. Costa, e B. S. Soares-Filho, 2009: The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks. *J. Hydrol.*, **369**, 1-2, 165–174, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.02.043.

Costa, M. H., S. N. M. Yanagi, P. J. O. P. Sousa, A. Ribeiro, e E. J. P. Rocha, 2007: Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 7, L07706, doi: 10.1029/2007GL029271.

Costa, M. H., e J. A. Foley, 1999: Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, **104**, D12, 14189, doi: 10.1029/1998JD200126.

Costa, M. H., e J. A. Foley, 2000: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *J. Climate*, **13**, 18–34, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013.

Costa, M. H., e G. F. Pires, 2010: Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1970-1979, doi:10.1002/joc.2048.

De Almeida, R. A. F., C. J., Vorosmarty, G. C. Hurtt, J. A. Marengo, S. L. Dingman e B. D. Keim, 2007: Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 18, L18809, doi: 10.1029/2007GL030401.

De Waliser e X. Jiang, 2014: Tropical Meteorology: Intertropical Convergence Zone. *Encyclopedia of Atmos. Sci. 2nd Ed.*, **00417**, doi: 10.1016/B978-0-12-382225-3.00417-5.

Dirmeyer, P. A. e K. L. Brubaker, 2007: Characterization of the Global Hydrologic Cycle from a Back-Trajectory Analysis of Atmospheric Water Vapor. *J. Hydrometeor.*, **8**, 20–37, doi: 10.1175/JHM557.1.

Drumond, A., J. Marengo, T. Ambrizzi, R. Nieto, L. Moreira, e L. Gimeno, 2014: The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: A Lagrangian analysis. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.*, **18**, 2577–2598, doi: 10.5194/hess-18-2577-2014.

Durán-Quesada, A. M., M. Reboita, e L. Gimeno, 2012: Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. *Hydrol. Sci. J.*, **57**, 4, 612–624, doi: 10.1080/02626667.2012.673723.

Durieux, L., L. A. T. Machado, e H. Laurent, 2003: The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sens. Environ.*, **86**, 132–140, doi: 10.1016/S0034-4257(03)00095-6.

Foley, J. A. et al., 2005: Global Consequences of Land Use. *Science*, **309**, 570–575, doi: 10.1126/science.1111772.

Fu, R., 2015: Global warming-accelerated drying in the tropics. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **112**, 12, 3593–4, doi: 10.1073/pnas.1503231112.

Gimeno, L., A. Drumond, R. Nieto, R. M. Trigo e A. Stohl, 2010: On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, 13, L13804, doi: 10.1029/2010GL043712.

Hansen, M. C. et al., 2013 High-Resolution Global Maps of 21st century forest cover change. *Science*, **342**, 850–853, doi: 10.1126/science.1244693.

Hasler, N., D. Werth, e R. Avissar, 2009: Effects of Tropical Deforestation on Global Hydroclimate: A Multimodel Ensemble Analysis. *J. Climate*, **22**, 5, 1124–1141, doi: 10.1175/2008JCLI2157.1.

Henderson-Sellers, A., K. Mcguffie, e H. Zhang, 2002: Stable isotopes as validation tools for global climate model predictions of the impact of Amazonian deforestation. *J. Climate*, **15**, 18, 2664–2677, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015.

Joetzjer, E., H. Douville, C. Delire, e P. Ciais, 2013: Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. *Climate Dyn.*, **41**, 2921–2936, doi: 10.1007/s00382-012-1644-1.

Ladle, R. J., A. C. M. Malhado, P. A. Todd, e Acácia C. M. Malhado, 2010: Perceptions of Amazonian deforestation in the British and Brazilian media. *Acta Amazônica*, **40**, 2, 319–324, doi: 10.1590/S0044-59672010000200010.

Lapola, D. M. et al., 2013: Pervasive transition of the Brazilian land-use system. *Nat. Climate Change*, **4**, 1, 27–35, doi: 10.1038/nclimate2056.

Lawrence, D., e K. Vandecar, 2014: The impact of tropical deforestation on climate and links to agricultural productivity. *Nat. Climate Change*, **5**, 27-36, doi: 10.1038/nclimate2430.

Leff, B., N. Ramankutty, e J. A. Foley, 2004: Geographic distribution of major crops across the world. *Global Biogeochemical Cycles*, **18**, GB1009, doi: 10.1029/2003GB002108.

Lejeune, Q., E. L. Davin, B. P. Guillod, and S. I. Seneviratne, 2014: Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. *Climate Dyn.*, **44**, 2769–2786, doi: 10.1007/s00382-014-2203-8.

Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips, G. M. F. van der Heijden, e D. Nepstad, 2011: The 2010 Amazon Drought. *Science*, **331**, 331-554, doi: 10.1126/science.1200807.

Liebmann, B., C. R. Mechoso, 2011. The south american monsoon system. *J. Climate*, **24**, 137–157, doi: 10.1142/9789814343411_0009.

Lima, L. S., M. T. Coe, B. S. Soares-Filho, S. V. Cuadra, L. C. P. Dias, M. H. Costa, L. S. Lima, e H. O. Rodrigues, 2014: Feedbacks between deforestation, climate, and hydrology in the Southwestern Amazon: implications for the provision of ecosystem services. *Landscape Ecol.*, **29**, 2, 261–274, doi: 10.1007/s10980-013-9962-1.

Marengo, J. A., 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 1-3, 79–96, doi: 10.1007/s00704-004-0045-8.

- Marengo, J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. D. Oyama, G. S. D. Oliveira, R. D. Oliveira, H. Camargo, L. M. Alves, e I. F. Brown, 2008: The Drought of Amazonia in 2005. *J. Climate*, **21**, 495-516, doi: 10.1175/2007JCLI1600.1.
- Marengo, J. A., e Co-autores, 2012: Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, **32**, 1, 1–21, doi: 10.1002/joc.2254.
- Martinez, J. A., e F. Dominguez, 2014: Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin. *J. Climate*, **27**, 2012, 6737-6753, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00022.1.
- Mechoso, C. R., A. W. Robertson, C. F. Ropelewski, e A. M. Grimm, 2004: The American Monsoon Systems. *Syst. Proc. 3rd Int. Workshop on Monsoons (IWM-III)*, 2004, 2–6.
- Misra, V., 2008: Coupled Air, Sea, and Land Interactions of the South American Monsoon. *J. Climate*, **21**, 23, 6389–6403, doi: 10.1175/2008JCLI2497.1.
- Nelson, G. C., e Co-autores, 2014: Climate change effects on agriculture: economic responses to biophysical shocks. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **111**, 9, 3274–9, doi: 10.1073/pnas.1222465110.
- Nepstad, D. C., C. M. Stickler, B. Soares-Filho, e F. Merry, 2008: Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. *Phil. Trans. R. Soc. B*, **363**, 1498, 1737–1746, doi: 10.1098/rstb.2007.0036.
- Nicolini, M., e A. C. Saulo, 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **94**, 1-4, 129–143, doi: 10.1007/s00703-006-0186-7.

- Nobre, P., M. Malagutti, D. F. Urbano, R. A. F. de Almeida, e E. Giarolla, 2009: Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. *J. Climate*, **22**, 5686–5697, doi: 10.1175/2009JCLI2757.1.
- Oliveira, L. J. C., M. H. Costa, B. S. Soares-Filho, e M. T. Coe, 2013: Large-scale expansion of agriculture in Amazonia may be a no-win scenario. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 2, 024021, doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024021.
- Paegle, J. N., e K. C. MO, 2002: Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **15**, 12, 1389–1407, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015.
- Phillips e Co-autores, 2009: Drought sensitivity of the Amazon rain forest. *Sci.*, **323**, 1344-1347, doi: 10.1126/science.1164033.
- Pires, G. F., e M. H. Costa, 2013: Deforestation causes different subregional effects on the Amazon bioclimatic equilibrium. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 14, 3618–3623, doi: 10.1002/grl.50570.
- Reboita, M. S.; M. A. Gan; R. P. Da Rocha; T. Ambrizzi, 2010: Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **25**, 185-204.
- Richter, I., C. R. Mechoso, e A. W. Robertson, 2007: What determines the position and intensity of the South Atlantic anticyclone in austral winter? - An AGCM study. *J. Climate*, **21**, 214-229, doi: 10.1175/2007JCLI1802.1.

Roy, S. B., and R. Avissar, 2002: Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J. Geophys. Res.*, **107**, D20, 1–12, doi: 10.1029/2000JD000266.

Salio, P., M. Nicolini, e A. C. Saulo, 2002: Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophys. Res.*, **107**, D24, 4816, doi: 10.1029/2001JD001315.

Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, B. S. Soares-Filho, e M. Cardoso, 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 17, L17709, doi: 10.1029/2007GL030612.

Satyamurty, P., C. P. W. Da Costa, e A. O. Manzi, 2012: Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Appl. Climatol.*, **111**, 1-2, 195–209, doi: 10.1007/s00704-012-0637-7.

Senna, M. C., M. H. Costa, e G. F. Pires, 2009: Vegetation-atmosphere-soil nutrients feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios. *J. Geophys. Res.*, **114**, D04104, doi:10.1029/2008JD010401.

Snyder, P. K., C. Delire, e J. A. Foley, 2004: Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. *Climate Dyn*, **23**, 279–302, doi: 10.1007/s00382-004-0430-0.

Snyder, P. K., 2010: The influence of tropical deforestation on the Northern Hemisphere climate by atmospheric teleconnections. *Earth Interactions*, **14**, 4, 1–34, doi: 10.1175/2010EI280.1.

Spracklen, D. V., S. R. Arnold, e C. M. Taylor, 2012: Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature*, **489**, 7415, 282–5, doi: 10.1038/nature11390.

Stickler, C. M., M. T. Coe, M. H. Costa, D. C. Nepstad, D. G. McGrath, L. C. P. Dias, H. O. Rodrigues, e B. S. Soares-Filho, 2013: Dependence of hydropower energy generation on forests in the Amazon Basin at local and regional scales. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 23, 9601–96066, doi: 10.1073/pnas.1215331110.

Stohl, A., e P. A. James, 2004: Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation, and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *J. Hydrometeor.*, **5**, 4, 656–678, doi: 10.1175/1525-7541(2004)005.

Stohl, A., e P. A. James, 2005: Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part II: Moisture Transports between Earth's Ocean Basins and River Catchments. *J. Hydrometeor.*, **6**, 6, 961–984, doi: 10.1175/JHM470.1.

Van der Ent, R. J., H. H. G. Savenije, B. Schaeffli, e S. C. Steele-Dunne, 2010: Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resour. Res.*, **46**, 1–12, doi: 10.1029/2010WR009127.

Varejão-Silva, M. A., 2000: Meteorologia e Climatologia. Stilo, Brasília, *INMET*, 532.

Vera, C., G. Silvestri, B. Liebmann, e P. González, 2006: Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 13, L13707, doi: 10.1029/2006GL025759.

Vieira S. O., P. Satyamurty, e R. V. Andreoli, 2013: On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer. *Atmos. Sci. Lett.*, **14**, 1–6, doi: 10.1002/asl.401.

Wang, J., F. J. F. Chagnon, E. R. Williams, A. K. Betts, N. O. Renno, L. A. T. Machado, G. Bisht, R. Knox, e R. L. Bras, 2009: Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **106**, 3670–3674, doi: 10.1073/pnas.0810156106.

Zhang H., k. McGuffie, e A. Henderson-Sellers, 1996: Impacts of tropical deforestation: Part II: The role of large-scale dynamics. *J. Climate*, **9**, 2498-2521, doi: 10.1175/1520-0442(1996)009.