



Instituto de Física
Universidade de São Paulo



Uma contribuição para a compreensão do papel da
evapotranspiração da floresta Amazônica no transporte de
umidade e precipitação na América do Sul

Tese de Livre-Docência
Henrique de Melo Jorge Barbosa

São Paulo, 21 de Agosto de 2015

À minha mãe, saudade eterna.
À minha esposa, amor incondicional.
Ao meu filho, minha maior realização.

Agradecimentos

Uma empreitada desta grandeza não seria possível sem a colaboração de inúmeros colegas, tantos que não caberiam aqui! Não me resta alternativa senão fazer a desfeita de agradecer a todos em nome de alguns.

Assim, agradeço:

- À Iracema Cavalcanti, por ter acreditado em mim ou certamente hoje eu não estaria trabalhando nesta área;
- Ao Carlos Nobre, por me apresentar um interessante problema científico, cujas tentativas para solucioná-lo nortearam boa parte da minha trajetória científica;
- Ao Paulo Artaxo, por abrir as portas do Laboratório de Física da Atmosfera, dando-me acesso não só a infraestrutura, mas a oportunidades;
- Ao Elbert Macau e ao Jürgen Kurths, por me apresentarem as redes complexas;
- Aos alunos Niklas Boers e Delphine Zemp, por confiarem em mim. Aprendi mais do que ensinei e espero que continuemos colaborando;
- Ao CNPq, à FAPESP e ao DFG pelo apoio às pesquisas que realizamos.

E especialmente agradeço a minha família, por todo amor e carinho.

Resumo

Estudamos o transporte de umidade na América do Sul e sua relação com a precipitação subtropical. Mostramos que o transporte de umidade é controlado pela interação entre a passagem de uma baixa pressão sobre o continente, devido a propagação do trem de ondas de Rossby que se estende até os trópicos, e a baixa do noroeste da Argentina. Forma-se um ponto de sela envolto em uma língua de baixa pressão, que acelera geostroficamente os ventos à leste dos Andes podendo formar um jato de baixos níveis. Quando esta massa de ar carregada de umidade da Amazônia encontra, no ponto de sela, os ventos frios e secos vindos de latitudes médias, provoca forte frontogênese em temperatura potencial equivalente, convecção e precipitação nos subtrópicos. Para analisar o padrão espacial de co-variabilidade dos eventos extremos de precipitação, utilizamos redes complexas direcionais. Identificamos que, nas circunstâncias acima, é possível que complexos convectivos de mesoescala se desloquem em direção aos Andes, contrário ao fluxo de umidade, provocando chuvas extremas com impactos sociais e econômicos. Desenvolvemos um sistema capaz de prever corretamente mais que 60% destes eventos extremos (> 90% durante anos de El Niño).

Aplicamos um modelo de dispersão lagrangeano em dados de precipitação e evapotranspiração para calcular o transporte de umidade da Amazônia sobre a América do Sul. Encontramos que 22% da precipitação nos subtrópicos sul-americanos depende diretamente da Amazônia e que, ao considerar os ciclos de precipitação/evaporação ao longo do caminho, esta contribuição aumenta para 28%. Analisando a rede complexa construída com os

dados de fluxo de umidade, identificamos que a porção sudoeste da bacia Amazônica é tanto uma importante fonte de umidade, quanto fundamental para intermediar o transporte entre o oceano Atlântico e os subtrópicos. Estes resultados sugerem que mudanças de uso do solo que enfraqueçam os processos de reciclagem de umidade nesta região, como a substituição da floresta por pastagem, poderão diminuir o transporte de umidade e a precipitação em outras regiões de maneira mais drástica do que antes considerado.

Há, portanto, uma grande necessidade de proteger a cobertura florestal da Amazônia como um todo, evitando alcançar o *tipping-point* para o seu *dieback*, que teria consequências danosas não apenas para a biodiversidade local, mas também para o ciclo hidrológico de todo o continente Sul-americano e para o clima global.

Abstract

We studied the moisture transport in South America and its relation with subtropical precipitation. We showed that this transport is controlled by the interaction of a low pressure system crossing the continent, following the propagation of a Rossby wave train which extends into the tropics, and the Northwestern Argentinean Low. A saddle point is formed embedded in a low pressure tongue structure that geostrophically accelerates the winds east of the Andes, eventually forming a low level jet. When this wind charged with Amazon's moisture meets, at the saddle point, the dry and cold winds coming mid-latitudes, there is strong frontogenesis in equivalent potential temperature, convection and precipitation. To analyze the spatial pattern of co-variability of extreme rainfall events, we applied directional complex networks. We identified that, in the above circumstances, mesoscale convective system may propagate towards the Andes, in opposite direction to the moisture flux, causing extreme rainfall with socio and economic impacts. We developed a system able to forecast more then 60% of these extreme events (>90% during El Niño years).

We applied a lagrangean dispersion model to precipitation and evapotranspiration data to calculate the moisture transport from the Amazon to the rest of South America. We found that 22% of the subtropical precipitation depends directly from the Amazon and that, if we consider the cascading moisture recycling along the way, this contribution can reach 28%. Analyzing the complex network built from the moisture flux data, we identified that the southwestern part of the Amazon Basin is not only a source of moisture but also important to intermediate the transport of moisture from the Atlantic Ocean to the subtropics. These results suggest that land use changes that weaken the

moisture recycling processes, such as replacing forest by pasture, may diminish the moisture transport and precipitation in other regions in a more drastic way than previously thought.

Therefore, there is a great need to protect the Amazon as a whole, avoiding the tipping-point for its dieback, which otherwise would have damaging consequences not only to the local biodiversity, but also to the hydrological cycle of South America, and to the global climate.

Conteúdo

1. INTRODUÇÃO	5
1.1. Uma proposta de quantificação	6
1.2. Sobre o Papel do Vapor de Água no Clima	11
1.3. Sobre a Monção da América do Sul	12
2. TRANSPORTE DE UMIDADE NA AMÉRICA DO SUL	15
2.1. O papel da língua de baixa pressão	16
2.2. O papel do jato de baixos níveis	19
3. EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	23
3.1. Sincronização e redes complexas	24
3.2. Fases do dipolo de precipitação	25
3.3. Previsão de eventos extremos	27
4. RECICLAGEM DE UMIDADE	31
5. PERSPECTIVAS FUTURAS	37
6. REFERÊNCIAS	41
A. ABREVIACÕES	49
B. PUBLICAÇÕES SISTEMATIZADAS	51

Lista de Figuras

- Fig. 1 - Diferenças entre as médias sazonais dos perfis verticais de vapor sobre o Atlântico (50W-30W EQ-10N) e a Amazônia (70W-50W 10S-EQ) mostrados para Nov-Mar (NM), Abr-Jun(AJ), Jul-Ago (JA), Set-Out(SO). Dados do NCEP (•) e ERA-40 (o) foram considerados entre 80-01, enquanto do ERA-Interim (□) entre 89-08 e os dados de satélite do AIRS (+) entre 03-09. Detalhes em: Arraut et al (2012) 6
- Fig. 2 - Transporte de umidade integrado na vertical (kg/m/s) para todo o vapor d'água (esquerda) ou apenas aquele evapotranspirado da floresta (direita). Os valores são médias para o período de verão (NDJFM) entre 2002 a 2006. Simulações realizadas com uma versão modificada do MCGA CPTEC. Detalhes em: relatório projeto CNPq 482338/2007-5..... 7
- Fig. 3 - Precipitação de verão (NDJFM) total (esquerda) e devido a ET (centro), e a razão entre as duas (direita) são apresentadas em médias para o período de verão (NDJFM) entre 2002 a 2006. Simulações realizadas com uma versão modificada do MCGA CPTEC. Detalhes em: relatório projeto CNPq 482338/2007-5..... 8
- Fig. 4 - Diferenças entre a simulação realizada pelo MBSCG com a nova parametrização de radiação (UKM) e as estimados de satélite (SRB) para: (a) o fluxo de radiação solar em superfície ($W m^{-2}$) e (b) a cobertura de nuvens. A média global das diferenças mostradas nos dois painéis é nula, mas há uma correlação espacial entre os dois campos de -0.74. Detalhes em: Barbosa e Chagas (2008)..... 9
- Fig. 5 – O diagrama esquemático (esquerda) mostra a direção preferencial do vento, o jato de baixos níveis e as posições climatológicas das zonas de

- convergência durante o período de monção da América do Sul. Para as regiões destacadas em vermelho, os gráficos a direita mostram o número de pontos com precipitação acima do percentil de 90% em cada região para o verão de 2005. Podemos ver como as duas regiões oscilam fora de fase. Detalhes em: Boers et al. (JGR, 2014)..... 13
- Fig. 6 – Compostos com (esquerda) e sem (direita) a presença do ponto de sela e da língua de baixa pressão nos subtropicais. De cima para baixo: altura geopotencial (m) e frontogênese por deformação (K/100 km/day) em 850 hPa, vento em 250 hPa (m/s); transporte de umidade (kg/m/s), e precipitação (mm/day) com atraso de 1 dia. Detalhes em: Arraut e Barbosa (Ad. Geo., 2009)..... 17
- Fig. 7 – Precipitação média (cinza, mm dia⁻¹) e transporte de umidade integrado na vertical (vetores) são mostrados para Nov-Mar (NM), Abr-Jun(AJ), Jul-Ago (JA), Set-Out(SO). Detalhes em: Arraut et al. (J. Clim., 2012) 18
- Fig. 8 – Compostos de precipitação (cores), altura geopotencial (linhas) e vento em 850hPa (vetores) desde -48hs até +24hs em torno do horários de máxima precipitação subtropicais, mas apenas para os casos em que o sistema se propaga para os Andes. Detalhes em: Boers et al. (J. Clim., 2015) 21
- Fig. 9 – Diagrama mostrando as séries temporais de precipitação nos pontos i e j (azul). Os eventos extremos são aqueles com valores acima dos limites estabelecido para cada série (vermelho). A região em verde é o janela de tempo variável. Neste exemplo, para os pontos $Ei3 = 8$ e $Ej3 = 9$, ela tem largura $\tau_{i,j,3} = Ei3 - Ei2 = 8 - 6$ pela proximidade destes pontos da série i. Assim, associamos de maneira exclusiva e direcional $Ei3 \rightarrow Ej3$. Fonte: Niklas Boers (Priv. Comm.)..... 24
- Fig. 10 – Esquerda: *Degree* de cada uma das redes normalizado pela densidade de links (esquerda). Direita: anomalia dos campos de precipitação (cores), ventos (vetores) e geopotencial (curvas). Detalhes em: Boers et al. (JGR, 2014)..... 26
- Fig. 11 – Os painéis mostram: (esquerda) percentual da precipitação de verão (DJF) devido aos eventos extremos (>99%) e (direita) número de ventos extremos na região central dos Andes entre 1979 e 2012 de acordo com

dados de precipitação do TRMM e de radiação de onda longa da reanálise MERRA. Detalhes em: Boers et al. (Nat. Comm, 2014)	27
Fig. 12 – Resultados da análise com redes complexas para a propagação dos eventos extremos ao longo da sequencia 1-7 indicada em (a), que mostra a divergência, $\Delta S = S^{in} - S^{out}$. Os painéis (b) e (c) mostram cada um dos termos separadamente, enquanto que a média da precipitação em função do tempo para as áreas 1-7 é apresentada no painel (d). Detalhes em: Boers et al. (Nat. Comm, 2014).....	29
Fig. 13 – Representação esquemática do transporte de umidade. A troca de umidade entre os pontos 2 e 3 têm dois caminhos: direto (m_{24}) e através de uma cascata de re-evaporação ($m_{21}m_{14}$) onde o ponto 1 é o intermediário. A visão tradicional de reciclagem de umidade, i.e. troca entre E e P no mesmo ponto, seria correspondente ao termo m_{22} . Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).....	32
Fig. 14 – Distribuição do número de passos no caminho ótimo entre dois pontos na rede de transporte de umidade. Para 0 passos, o caminho ótimo é a reciclagem local, i.e., no próprio ponto. Para 2 passos, temos apenas origem e destino e o caminho ótimo é o direto. Para 3 ou mais passos, o caminho ótimo envolve o transporte em cascata. Fonte: Zemp (pers. comm.)	34
Fig. 15 – Fração da precipitação total em cada ponto que se origina da reciclagem em cascata ($\Delta P_c/P$) (a e c) e fração da evapotranspiração que participa da reciclagem em cascata ($\Delta E_c/E$) (b e d). Valores altos de $\Delta P_c/P$ indicam regiões que dependem da reciclagem em cascata, enquanto valores altos de $\Delta E_c/E$ indicam regiões que contribuem para este processo. Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).....	35
Fig. 16 – Fração da precipitação em cada ponto que vem da evapotranspiração da bacia Amazônica (região em vermelho) através do transporte direto de umidade (a e c) e através do transporte em cascata (b e d). Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).....	35

1. Introdução

Esta resenha de artigos foi organizada reunindo a minha produção científica desde que me tornei docente da Universidade de São Paulo em setembro de 2008, buscando sistematizar a evolução do nosso entendimento sobre o papel do vapor de água no clima, particularmente aquele da evapotranspiração da floresta Amazônica no transporte de umidade na América do Sul e na precipitação nas regiões mais austrais. Uma vez que vários aspectos desta evolução foram analisados, revisados e discutidos nas publicações em que estive envolvido, seja na forma de artigo, capítulos de livros ou textos de divulgação, pareceu-me ideal a escolha de uma resenha ao invés de uma tese autoral para tratar do assunto. Estes trabalhos envolveram o Laboratório de Física da Atmosfera (IF/USP) e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e incluem diversas colaborações, sendo as principais com o Potsdam Institute for Climate Research (PIK, Potsdam – Alemanha), o Laboratório de Clima e Poluição do Ar da UNIFESP, o Max-Planck Institute for Chemistry (MPI-C, Mainz – Alemanha) e a Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM, Cidade do México – México).

Iniciei nesta linha de pesquisa em 2007, durante o meu pós-doutoramento no INPE. Na época havia, e ainda hoje há, um interessante debate científico sobre a importância da região amazônica para a intensidade e sazonalidade da precipitação no sudeste do Brasil e até mesmo nos subtrópicos da América do sul, como o norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil. Este possível papel da Amazônia como fonte de umidade para a atmosfera, e a variabilidade temporal e espacial desta fonte, foi colocada em debate principalmente devido às observações de que a atmosfera sobre a floresta é mais úmida do que o oceano Atlântico adjacente durante o verão (Nobre et al., 1991).

Mostraríamos, anos mais tarde (Arraut et al. 2012), que o mesmo ocorria nas outras estações do ano, exceto pelo inverno austral (Fig. 1).

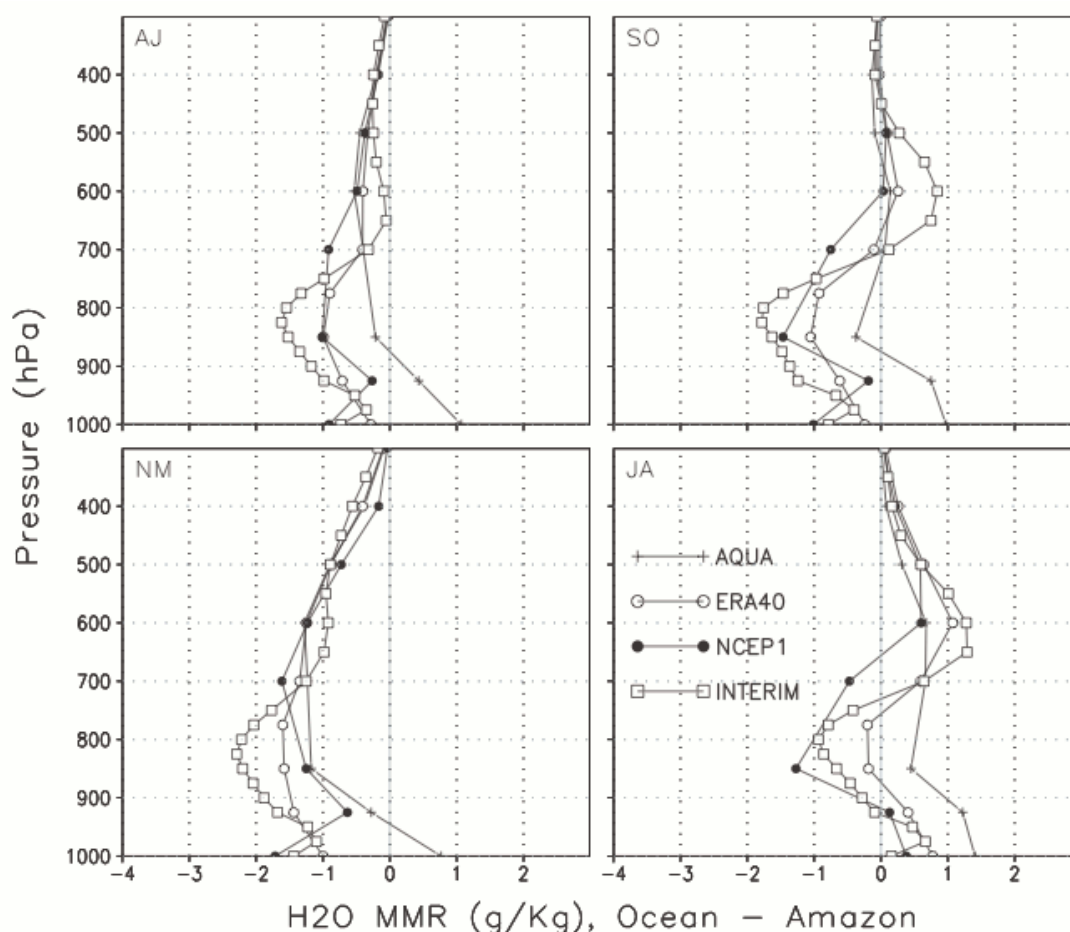


Fig. 1 - Diferenças entre as médias sazonais dos perfis verticais de vapor sobre o Atlântico (50W-30W EQ-10N) e a Amazônia (70W-50W 10S-EQ) mostrados para Nov-Mar (NM), Abr-Jun(AJ), Jul-Ago (JA), Set-Out(SO). Dados do NCEP (•) e ERA-40 (o) foram considerados entre 80-01, enquanto do ERA-Interim (□) entre 89-08 e os dados de satélite do AIRS (+) entre 03-09. Detalhes em: Arraut et al (2012)

1.1. Uma proposta de quantificação

Nossa abordagem na época foi utilizar um modelo de circulação global da atmosfera (MCGA CPTEC/COLA, Cavalvanti et al., 2002) para acompanhar a dispersão do vapor de água oriundo da evapotranspiração da floresta (ET). O vapor de água emitido pela vegetação e solo, próximo a superfície, seria transportada para níveis mais altos através de turbulência e de convecção, onde poderia ser transportado pelo vento de grande escala de maneira lagrangeana, provocando precipitação em uma região distante. Assumindo um estado de

quasi-equilíbrio entre a umidade total e aquela oriunda da ET, foi possível incluir os termos de mistura turbulenta seca, parametrizada usando a teoria de transporte de gradientes (e.g. Stull, 1988) e os termos de turbulência úmida e da remoção na forma de chuva, parametrizadas usando teoria de fluxo de massa (e.g. Gregory, 1997). As estimativas feitas com base nestas simulações foram de que a evapotranspiração contribuía com 30% do vapor de água total transportado pelos ventos para as regiões ao sul da Amazônia (Fig. 2) e com 15 a 25% do total de precipitação na região sul e sudeste do Brasil (Fig. 3).

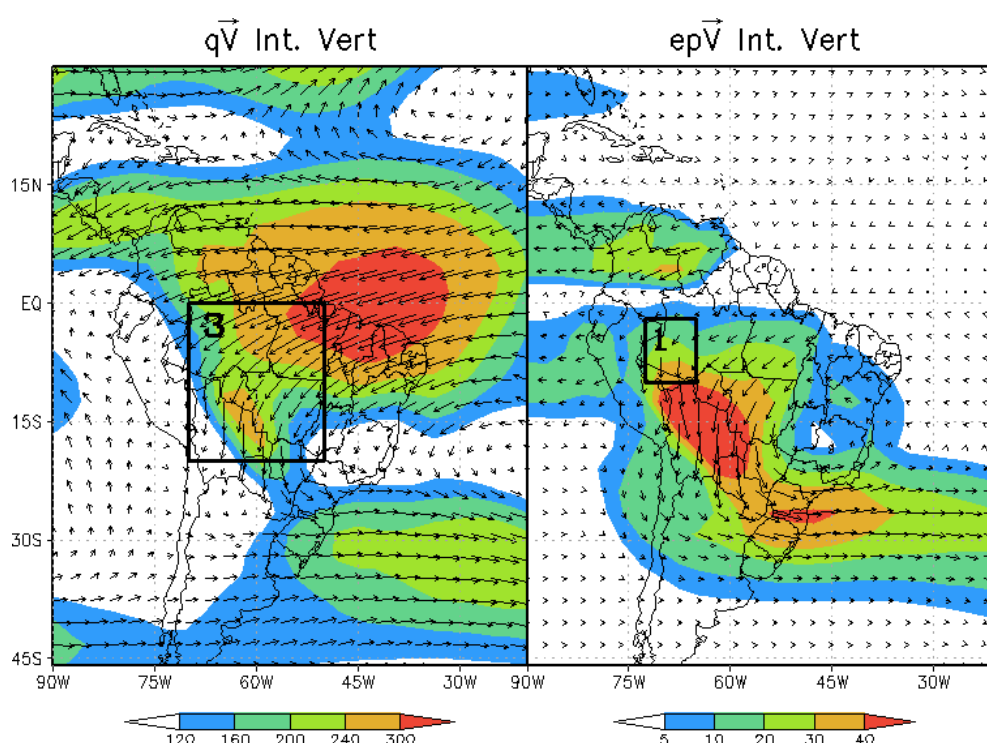


Fig. 2 - Transporte de umidade integrado na vertical (kg/m/s) para todo o vapor d'água (esquerda) ou apenas aquele evapotranspirado da floresta (direita). Os valores são médias para o período de verão (NDJFM) entre 2002 a 2006. Simulações realizadas com uma versão modificada do MCGA CPTEC.

Infelizmente devido ao alto custo computacional àquela época, as simulações foram realizadas com baixa resolução espacial e temporal (T42L18 ~ 250km, 18 níveis e $\Delta t \sim 30\text{min}$) e o reduzido número de camadas na vertical não permitiu que o mesmo representasse apropriadamente a convecção profunda na região tropical. O modelo climático utilizado superestimou a precipitação sobre a Bolívia, a Colômbia e o Nordeste do Brasil, e subestimou na Amazônia, e nas zonas de convergência (comparar Fig. 3 e, por exemplo, Fig. 1a em Wang et al.,

2014). Estes erros sistemáticos na simulação da precipitação não nos deixaram confiantes no resultado das estimativas, que só foram apresentados em duas conferências científicas (Barbosa e Nobre, LBA 2008 e AGU 2010).

Além da baixa resolução, mostraríamos que outro motivo para os erros na precipitação eram as superestimativas da forçante solar em superfície (Barbosa et al, JAMC 2008), estas oriundas de erros sistemáticos na distribuição dos aerossóis, das nuvens e das suas propriedades microfísicas no modelo climático que utilizamos na época. Modificamos o código de transferência radiativa (Chagas e Barbosa, INPE 2008), mas não foi o suficiente para resolver a questão (Fig. 4). De fato, a correta representação das nuvens nos modelos climáticos é bastante complexa e ainda é falha hoje em dia mesmo em modelos considerados de última geração (e.g. Jiang et al., 2012; Stevens e Bony, 2013). Faremos uma breve introdução sobre a interação vapor de água – nuvens – aerossóis na sessão 1.2, com a discussão de alguns trabalhos de revisão que publicamos recentemente.

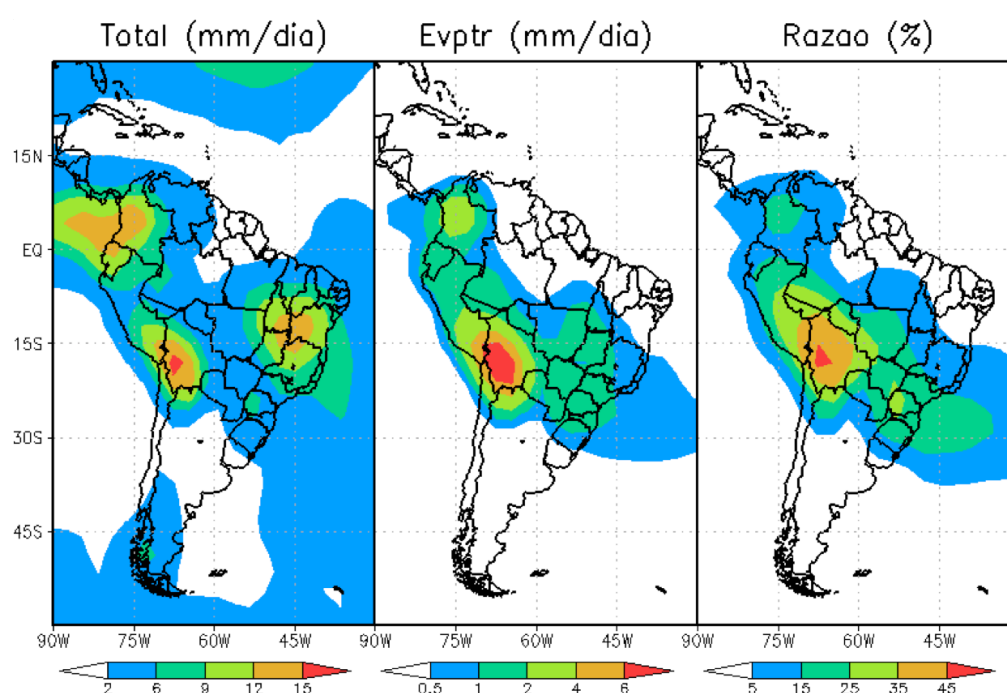


Fig. 3 - Precipitação de verão (NDJFM) total (esquerda) e devido a ET (centro), e a razão entre as duas (direita) são apresentadas em médias para o período de verão (NDJFM) entre 2002 a 2006. Simulações realizadas com uma versão modificada do MCGA CPTEC.

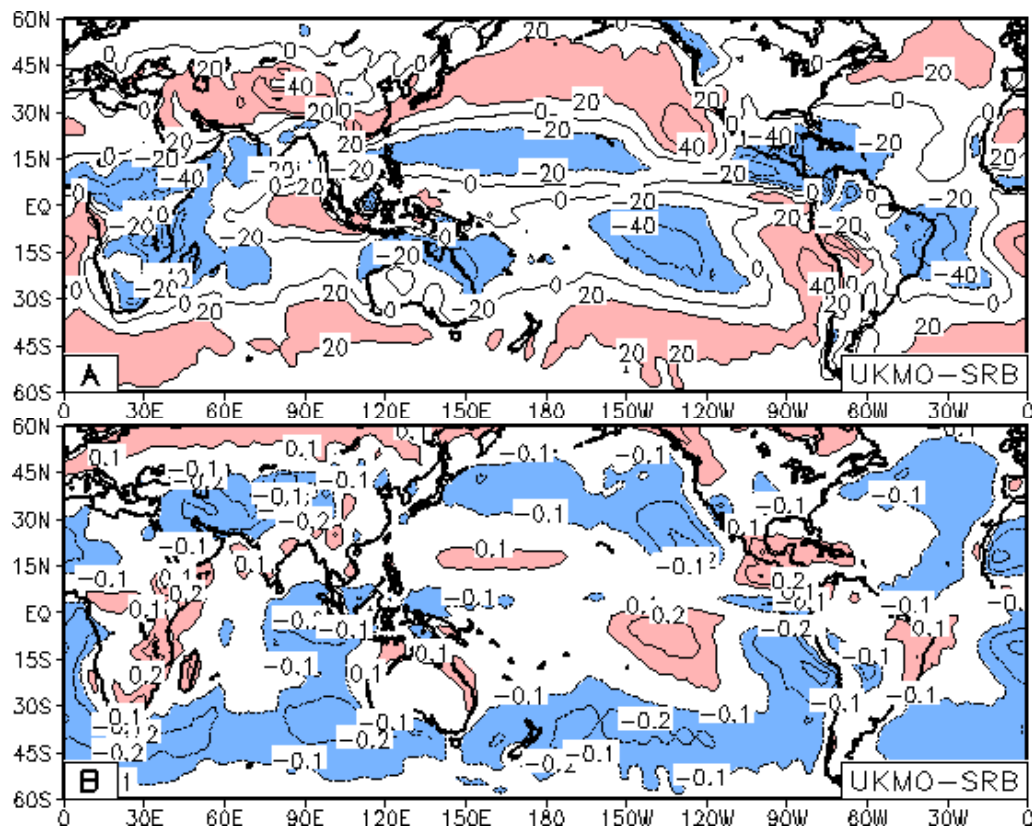


Fig. 4 - Diferenças entre a simulação realizada pelo MBSCG com a nova parametrização de radiação (UKM) e as estimados de satélite (SRB) para: (a) o fluxo de radiação solar em superfície (W m^{-2}) e (b) a cobertura de nuvens. A média global das diferenças mostradas nos dois painéis é nula, mas há uma correlação espacial entre os dois campos de -0.74. Detalhes em: Barbosa e Chagas (2008).

Voltando a discussão sobre a modelagem do transporte do vapor de água, devemos ressaltar que modelos numéricos já haviam sido utilizados para investigar a relação entre o transporte de umidade e a precipitação continental. Por exemplo, Sudradjat et al. (2002) utilizaram um modelo de dispersão euleriano forçado por ventos, umidade e precipitação do NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay et al., 1996) para estudar as fontes e sumidouros de umidade/precipitação entre a Amazônia e a bacia do Prata. Por sua vez, Bosilovich e Chern (2006) utilizaram um modelo de dispersão similar, mas acoplado a um modelo climático. A dificuldade comum a estes trabalhos, inclusive o nosso, era a falha dos modelos climáticos e/ou dos produtos de reanálise em representar adequadamente a precipitação continental e a convergência do fluxo de umidade sobre a América do Sul. Apenas recentemente, com os avanços nos métodos de assimilação de dados foi possível reduzir significativamente o viés tanto na água precipitável quanto na precipitação

tropical das reanálises (ver, por exemplo, Dee e Uppala, 2008; Dee et al., 2011), mas como restava ainda a dificuldade com os modelos climáticos (Adams et al., 2009; Stevens e Bony, 2013), o avanço neste área ficou limitado.

Em paralelo ao esforço de modelagem, também estávamos trabalhando a partir de um ponto de vista mais observacional. Já sabíamos que era a interação entre o fluxo de umidade vindo das regiões tropicais e a incursão de distúrbios sinóticos originados em latitudes médias que determinava o tempo e o clima dos subtrópicos sul-americanos (Garreaud e Wallace, 1998). Assim seria preciso compreender melhor esta interação antes de ser capaz de modelá-la, e finalmente avançar nosso conhecimento sobre a interação do transporte de umidade da Amazônia e a precipitação nas regiões mais ao sul do continente.

Na sessão 1.3, fazemos uma breve revisão sobre a monção da América do Sul, e no capítulo 2 trataremos do transporte de umidade na América do Sul. Faremos uma introdução aos trabalhos: Arraut e Barbosa (Ad. Geo. 2009), Barbosa e Arraut (Ad. Geo. 2009) onde mostramos o papel do ponto de sela do campo de geopotencial na convergência dos ventos quentes e úmidos da Amazônia com os ventos secos e frios dos distúrbios frontais sobre a bacia do Prata; seguimos com o trabalho Arraut et al (J. Clim. 2012) onde definimos os conceitos de lagos e rios aéreos, todos frutos da colaboração com a então pós-doutoranda no INPE, Dra. Josefina Arraut. Fechamos este capítulo com o trabalho de Niklas Boers et al (J. Clim., 2015), onde o aluno de doutorado completou a explicação sobre a propagação de grandes sistemas convectivos da região da bacia do Prata em direção contrária ao fluxo de umidade da Amazônia. Neste trabalho, conseguimos mostrar que o jato de baixos níveis é, na verdade, uma consequência da interação entre os sistemas, e não a razão como se acreditava até então (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012). Deixamos para o capítulo 3, os trabalhos sobre a relação dos eventos extremos de precipitação e a interação do fluxo umidade e as frentes frias (GRL Boers et al., 2014; Nature Comm. Boers et al. , 2014), também fruto do trabalho do aluno de doutorado Niklas Boers, mas desta vez aplicando teoria de redes complexas.

Alguns anos depois das tentativas iniciais com modelagem, surgiram melhores estimativas para a precipitação (Huffman et al., 2010; Wang et al., 2014) e para a evapotranspiração (Mu et al., 2011; Mueller et al., 2013), além das

novas reanálises, o que finalmente nos permitiu abordar a questão sem utilizar modelos climáticos. Utilizando um modelo de dispersão lagrangeano (van der Ent et al., 2014) acoplado a estas novas observações, a aluna de doutorado Delphine Zemp construiu uma rede complexa para descrever o transporte de umidade da Amazônia sobre a América do Sul. No trabalho Zemp et al (ACP, 2014), que discutiremos no capítulo 4, conseguimos acompanhar individualmente a umidade que deixa cada ponto do domínio de interesse e estimar a importância do efeito cascata: ou seja, o transporte de umidade entre duas regiões através de vários ciclos de precipitação e evaporação ao longo do caminho. A continuação destes trabalhos será discutida brevemente no capítulo 5, onde abordaremos as perspectivas futuras.

1.2. Sobre o Papel do Vapor de Água no Clima

Uma molécula de água interage tanto com a radiação solar quanto com a radiação de onda longa emitida pela superfície do nosso planeta. Se não fosse por essa absorção, que responde por 2/3 do efeito estufa natural (Kiehl e Trenberth, 1997; Myhre et al., 2013) e mantém a atmosfera e a superfície aquecidas, o clima não seria como conhecemos hoje. A presença do vapor de água no sistema climático também possibilita um eficiente transporte vertical de energia da superfície para a troposfera, modificando o perfil de temperatura através das trocas de calor envolvidas nas mudanças de fase ao se formar uma nuvem. De fato, olhando em escalas meso ou menores, há uma complexa relação entre a variabilidade do vapor de água e a convecção profunda nos trópicos (Sherwood et al. 2009). Diferentemente de altas latitudes, os vínculos dinâmicos são fracos (e.g. Coriolis) e perturbações do aquecimento diabático são rapidamente redistribuídas em largas distâncias (Bretherton e Smolarkiewicz, 1989). A concentração do vapor de água nos trópicos é altamente variável temporal e espacialmente. A sua distribuição vertical acima da camada limite depende de processos advectivos lentos e também da própria convecção profunda, que serve como a fonte de umidade para a troposfera livre. Ao mesmo tempo, a convecção profunda é sensível a distribuição de umidade na troposfera livre, se desenvolvendo mais vigorosamente em ambientes úmidos, o que significa um

feedback positivo (Holloway e Neelin, 2009). O vapor de água também tem um papel importante na energia disponível para a convecção (convective available potential energy, CAPE). O CAPE depende essencialmente da umidade na camada de mistura, mas também da concentração de vapor de água na troposfera livre, através de efeitos na temperatura virtual (Williams e Rennó, 1993, Adams e Souza, 2009). Por outro lado, o CAPE é constantemente removido da atmosfera pela própria convecção, o que representa um *feedback* negativo e funciona para estabilizar a atmosfera.

Discutimos estas questões em três trabalhos recentes de revisão, dois destes são capítulos do livro *“Bases Científicas das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o primeiro relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas”*. Em *“Aerossóis e Nuvens”* (PBMC Cap. 6, Costa et al., 2014), discutimos os trabalhos de caracterização dos efeitos dos aerossóis atmosféricos e da microfísica das nuvens no nosso continente. Em *“Forçantes radiativas naturais e antropogênicas”* (PBMC Cap. 7, Correia et al., 2014), revisamos os trabalhos que tratam da interação dos aerossóis e das nuvens com a radiação solar e terrestre na América do Sul, e como estes modificam o balanço de energia do sistema climático. O terceiro trabalho trata-se de um artigo de divulgação (Rev. USP, Barbosa, 2014) onde discutimos especificamente como a presença de vapor de água determina em grande parte as propriedades da atmosfera do nosso planeta. Mostramos que as características radiativas da água, em seus três estados de fase, determinam a magnitude do efeito estufa, do albedo planetário e, portanto, da temperatura da superfície da Terra. Estas e as propriedades térmicas da molécula H_2O determinam a intensidade do ciclo hidrológico e influenciam a estrutura termodinâmica da troposfera e a circulação dos ventos.

1.3. Sobre a Monção da América do Sul

Durante a monção da América do Sul, entre dezembro e fevereiro (Marengo et al., 2012) há um deslocamento para sul da zona de convergência intertropical (ZCIT). Os ventos alísios, intensificados pelo aumento do gradiente de temperatura entre o oceano e o continente (Zhou e Lau 1998), são responsáveis

por um aumento do transporte de umidade do Atlântico tropical para o continente (Rodwell e Hoskins 2001; Liebmann e Mechoso 2011).

Depois de cruzar a bacia Amazônica, onde há intensa reciclagem do seu conteúdo de umidade (Eltahir e Bras 1994), este escoamento é bloqueado pelos Andes e forçado a se desviar para sul (Byerle e Paegle 2002). A partir deste ponto, a direção deste escoamento em baixos níveis depende de condições termodinâmicas (Berbery e Collini 2000) e sinópticas, podendo ser seu destino os subtrópicos da América do Sul (Nicolini et al. 2002; Salio et al. 2007) ou a Zona de Convergência do Atlântico Sul (Carvalho et al. 2004, 2010), como mostramos na Fig. 5.

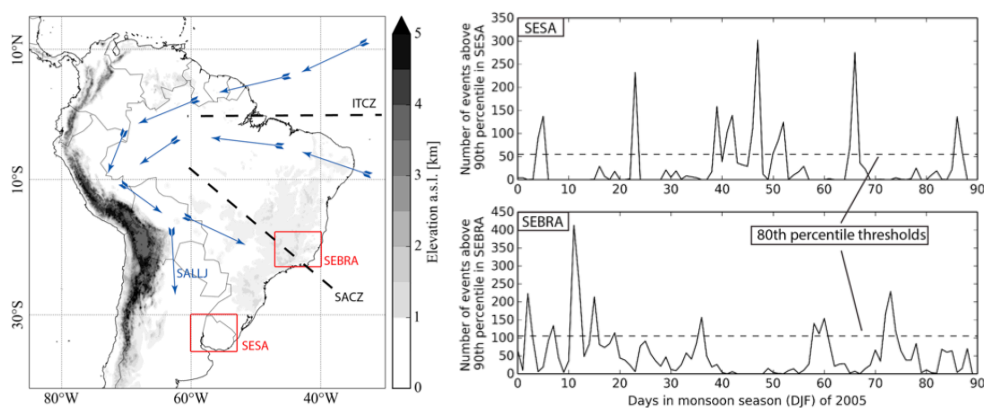


Fig. 5 – O diagrama esquemático (esquerda) mostra a direção preferencial do vento, o jato de baixos níveis e as posições climatológicas das zonas de convergência durante o período de monção da América do Sul. Para as regiões destacadas em vermelho, os gráficos a direita mostram o números de pontos com precipitação acima do percentil de 90% em cada região para o verão de 2005. Podemos ver como as duas regiões oscilam fora de fase. Detalhes em: Boers et al. (JGR, 2014)

Como discutido na sessão anterior, há uma grande associação na literatura científica entre uma propagação para sul com o estabelecimento do jato de baixos níveis da América do Sul (Marengo et al. 2004), que é parcialmente controlado pela baixa do Chaco sobre a Bolívia e pela baixa do noroeste da Argentina (Seluchi et al. 2003; Ferreira et al. 2003; Saulo et al. 2004). Estas massas de ar tropicais carregam muita umidade e, ao se propagarem em direção ao sul, provocam chuvas orográficas no norte dos Andes (Bookhagen e Strecker 2008; Giovannettone e Barros 2009; Romatschke e Houze 2013). Na literatura, também há uma associação entre a amplificação deste transporte para sul a leste dos Andes, pelo jato de baixos níveis, e um aumento da precipitação nos

subtrópicos da América do Sul (Nicolini et al. 2002; Díaz e Aceituno 2003). Já quando este escoamento encontra-se anormalmente mais intenso na direção da ZCAS, também se detectou um aumento da precipitação naquela região (Liebmann et al. 2004).

A oscilação na precipitação entre estas duas regiões é usualmente chamado de dipolo de precipitação da América do Sul (Nogués-Paegle e Mo 1997), e a variabilidade no fluxo de umidade para os subtrópicos foi associado a passagem das frentes frias mais ao sul (Siqueira e Rossow 2005), devido a propagação de um trem de ondas de Rossby desde o oceano Pacífico oeste (Lenters e Cook 1999; Renwick e Revell 1999; Carvalho et al. 2004). Este dipolo é a principal fonte de variabilidade intrasazonal da monção da América do Sul (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2004) e nos subtrópicos, uma grande fração da precipitação vem dos complexos convectivos de mesoescala (Durkee et al. 2009; Durkee e Mote 2009). A ocorrência destes sistemas na bacia do Prata foi associada ao jato de baixos níveis (Salio et al. 2007), mas uma relação de causa e consequência entre o fluxo de umidade vindo da Amazônia com os jatos de baixos níveis e a formação de sistemas convectivos nos subtrópicos não foi ainda determinada.

Voltaremos a discutiremos a monção da América do Sul no capítulo 2, sobre o transporte de umidade, no capítulo 3, sobre eventos extremos de precipitação, e no capítulo 4, sobre transporte e reciclagem de umidade.

2. Transporte de Umidade na América do Sul

Os subtrópicos da América do Sul são bastante úmidos em comparação ao restante do cinturão subtropical, geralmente secos por estarem no ramo descendente da célula de Hadley. Apesar de haver uma época chuvosa bem caracterizada, há áreas com altas taxas de precipitação todo o ano, o que não acontece em outras regiões. É a interação entre o fluxo de umidade vindo das regiões tropicais e a incursão de distúrbios sinóticos originados em latitudes médias que determina o tempo e o clima dos subtrópicos sul-americanos. Garreaud e Wallace (1998) mostraram que este fluxo de umidade se intensifica antes da incursão de ar frio, em resposta ao aprofundamento da baixa do noroeste da Argentina (NAL, Saulo et al., 2003), umedecendo as planícies subtropicais. Consequentemente, a precipitação mais intensa ocorre à frente das incursões. Salio et al. (2002) estudaram os eventos do jato do Chaco durante o verão, um caso especial do jato de baixos níveis (JBN) que apresentam grande desenvolvimento em direção ao sul, e encontraram que o fluxo de umidade para os subtrópicos era dez vezes maior que a média climatológica, promovendo intensa precipitação, responsável por uma fração importante do total sazonal. Um trem de onda baroclínica, se estendendo desde o pacífico até o continente foi encontrado nos extratrópicos. Siqueira e Machado (2004) estudaram sistemas convectivos associados a incursões frontais e encontraram um aumento do transporte de umidade da Amazônia na maioria dos casos. Salio et al. (2007) mostraram que complexos convectivos de mesoescala (CCM) subtropicais são 3.5 vezes mais comuns em dias quando o jato do Chaco esta presente do que em

outros dias. Mendes et al. (2007) estudaram a ciclogênese sobre a América do Sul e observaram um reservatório de entropia úmida a noroeste da região da formação dos ciclones, devido a intensificação do escoamento de norte ao longo do flanco oriental dos Andes. Saulo et al. (2007) encontraram que a intensa convergência de ventos de baixos níveis associados a convecção profunda introduzem uma componente ageostrófica no fluxo de umidade de norte para os subtrópicos.

2.1. O papel da língua de baixa pressão

Ao mesmo tempo, Arraut (2007) fez um estudo das frentes de verão e indicou que existe um intenso transporte de umidade dos trópicos para os subtrópicos antes e durante os eventos frontais. As massas de ar que migram de norte para sul sobre o continente são úmidas e quentes pois se originam do Atlântico tropical e viajam sobre a Amazônia, enquanto que as massas de ar de latitudes médias são frias e secas. Assim, esperava-se forte frontogênese em temperatura potencial equivalente, e a convecção associada, na região onde estas massas de ar se encontram. De fato, no trabalho Arraut e Barbosa (Ad. Geo., 2009), mostramos que mesmo na média climatológica os subtrópicos da América do Sul apresentam intensa frontogênese e que esta se origina da deformação do campo de vento. Analisando um composto de situações com alta frontogênese, detectamos a presença da NAL no campo de geopotencial e de um cavado mais ao sul, com a formação de um ponto de sela entre eles. Como mostrado na Fig. 6, o estabelecimento de uma língua de baixa pressão forma um corredor de umidade entre as regiões tropical e subtropical e promove um intenso transporte de umidade, mas é a geometria do campo de vento em torno do ponto de sela que permite o encontro das massas de ar, onde nas 24h subsequentes ao máximo de frontogênese há intensa precipitação. Em altos níveis, 250 hPa, observamos um cavado sobre os Andes, responsável por aprofundar a baixa de pressão na NAL (Garreaud e Wallace, 1998). Ao analisar o composto com baixa frontogênese, nenhuma destas características foram observadas. Também fizemos a mesma análise, mas buscando pela presença ou não do ponto de sela ao invés de um máximo e frontogênese e o resultado foi o mesmo (Ad. Geo., Barbosa e Arraut, 2009).

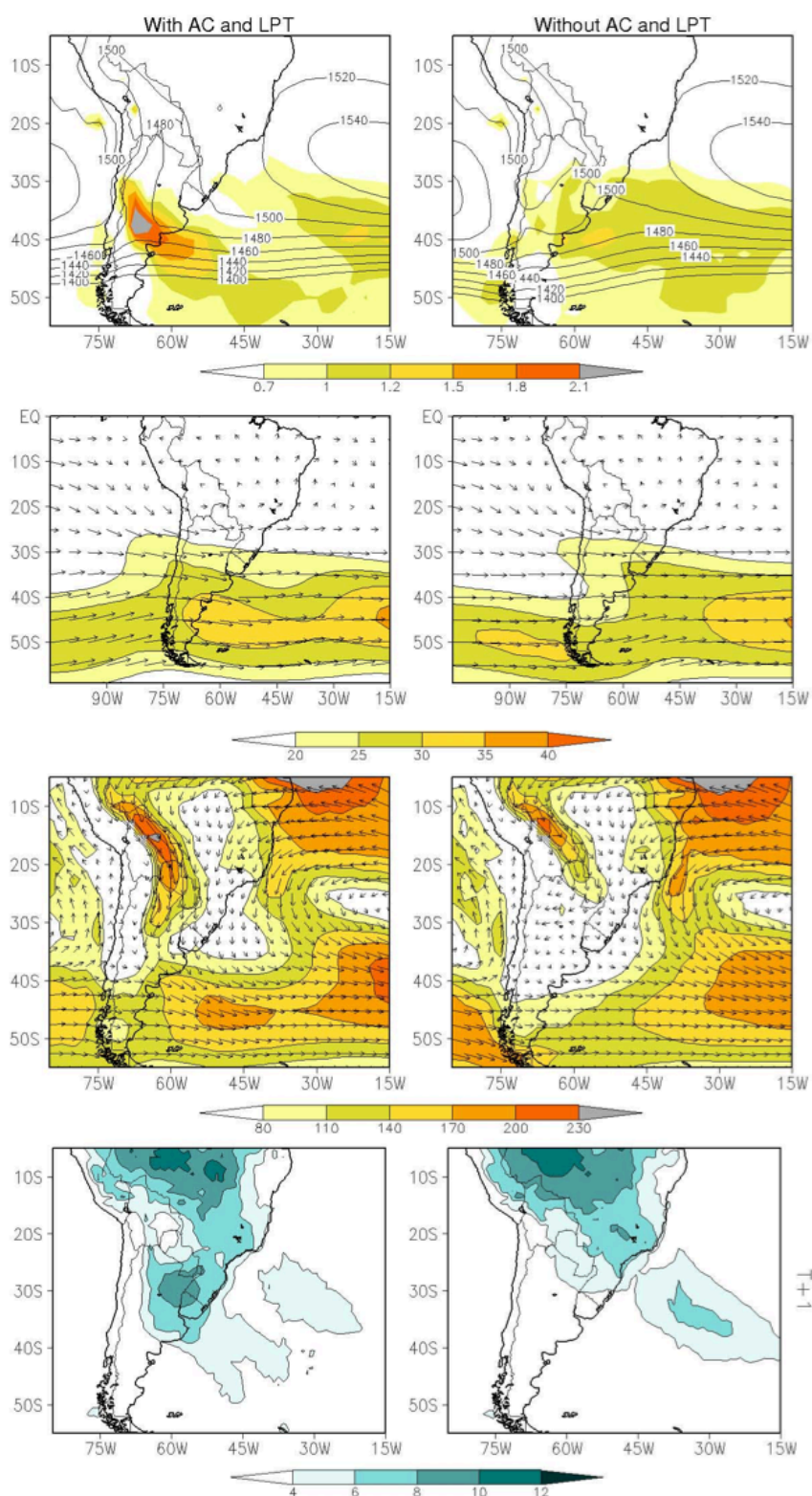


Fig. 6 – Compostos com (esquerda) e sem (direita) a presença do ponto de sela e da língua de baixa pressão nos subtropicais. De cima para baixo: altura geopotencial (m) e frontogênese por deformação (K/100 km/day) em 850 hPa, vento em 250 hPa (m/s); transporte de umidade (kg/m/s), e precipitação (mm/day) com atraso de 1 dia. Detalhes em: Arraut e Barbosa (Ad. Geo., 2009)

Sendo a interação entre os sistemas frontais e o transporte de umidade tão frequentes e tão intensos, estes deveriam deixar também uma marca climatológica assim como observamos para a frontogênese. De fato, Arraut e Satyamurty (2009) mostrariam uma associação entre altas taxas de precipitação e o transporte de umidade a leste dos Andes, em todas as estações do ano. A seção deste escoamento de grande escala adjacente aos Andes vai, em algumas ocasiões, desenvolver um núcleo de altas velocidades chamado de jato de baixos níveis da América do Sul. Na continuação deste trabalho (J. Clim, Arraut et al., 2012), propusemos o uso do termo rio aéreo para estes caminhos preferenciais da umidade, mesmo não sendo filamentosos (Newell et al., 1992), porque uma simetria quase completa pode ser traçada com os rios superficiais. Este escoamento preferencial pode ser observado durante todo o ano, como mostra a figura a seguir.

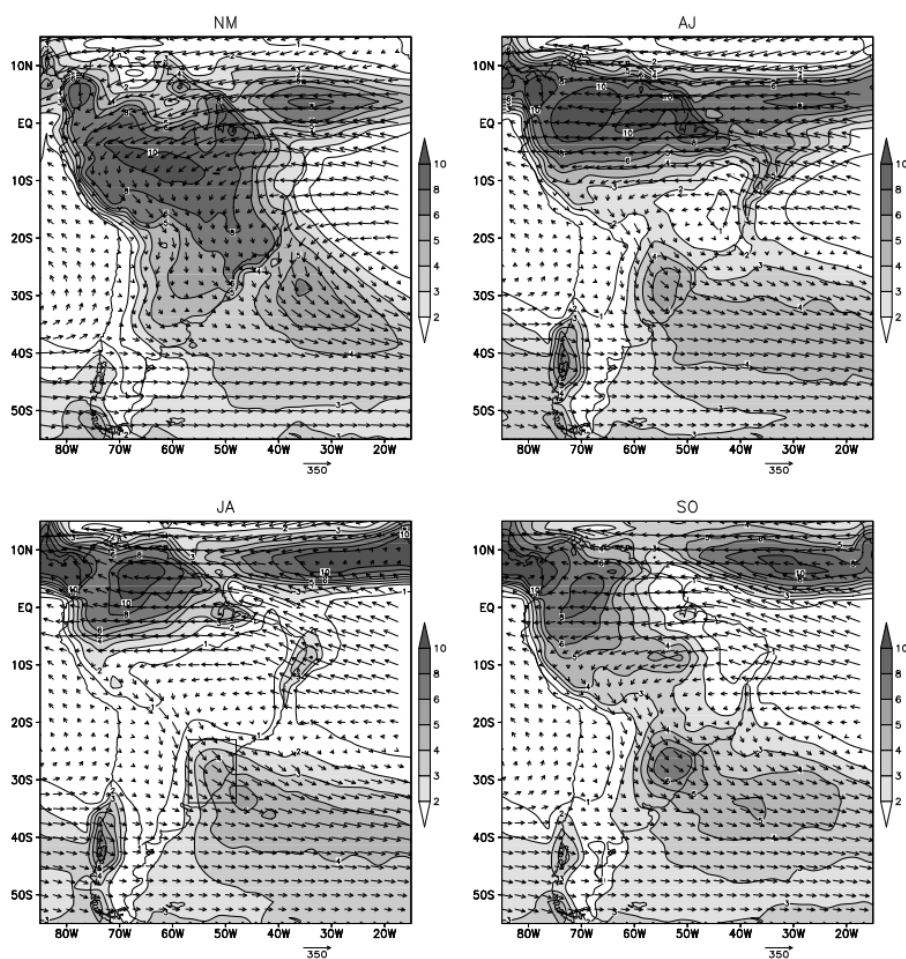


Fig. 7 – Precipitação média (cinza, mm dia⁻¹) e transporte de umidade integrado na vertical (vetores) são mostrados para Nov-Mar (NM), Abr-Jun(AJ), Jul-Ago (JA), Set-Out(SO). Detalhes em: Arraut et al. (J. Clim., 2012)

Rios aéreos perdem água através de precipitação e ganham pela evapotranspiração, enquanto os rios superficiais funcionam exatamente ao contrário. A magnitude do transporte de umidade integrado na vertical dá a vazão em cada ponto e a água precipitável, massa da coluna líquida, é diretamente proporcional à profundidade do rio. Neste mesmo trabalho, encontramos uma correlação positiva acima de 0.6 entre o fluxo de umidade deixando a Amazônia e a precipitação nos subtrópicos na escala sazonal. Além disso, mostramos que a vazão do rio aéreo está entre 10 e 23 Gt dia⁻¹, comparável a vazão do próprio rio Amazonas, e que a Amazônia só poderia ser uma fonte de umidade para a atmosfera durante o inverno, quando a precipitação é menor do que a evapotranspiração.

2.2. O papel do jato de baixos níveis

Enquanto os trabalhos clássicos sobre o jato de baixos níveis, um evento de escala sinóptica, indicavam ser este o responsável pelo transporte de umidade da Amazônia para os subtrópicos (Vera et al., 2006b; Marengo et al., 2012), nossos resultados mostravam que o transporte de umidade está sempre presente, mesmo na média climatológica. Pareciam também indicar um papel fundamental do aprofundamento da NAL com a formação da língua de baixa pressão na aceleração dos ventos a leste dos Andes, mas a escala temporal dos dados que utilizamos não nos permitia discernir causa e consequência. Afinal, qual seria então o papel dos jatos de baixos níveis neste transporte de umidade?

Atacaríamos esta questão em colaboração com o Niklas Boers, aluno de doutorado do Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) que foi co-orientado por mim, pelo Dr. Antônio Marengo (INPE) e pelo Dr. Jürguen Kurths (PIK) no âmbito do nosso projeto de cooperação DFG/FAPESP em *Complex Networks*. Um dos resultados do seu doutorado foi explicar a propagação de grandes sistemas convectivos da região da bacia do Prata em direção aos Andes (J. Clim., Boers et al., 2015). Este tipo de tempestade severa, conhecida por Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), ocorrem com frequência nos subtrópicos da América do Sul (Durkee et al. 2009; Durkee e Mote 2009). Alguns destes sistemas se formam em série, na região, e depois propagam-se do sul e sudeste do Brasil (Anabor et al., 2008). Já outros, tem comportamento

totalmente diferente, e movem-se em direção a porção central dos Andes, quando da incursão de massas de ar frio (Garreaud e Wallace 1998; Garreaud 2000). Estes trabalhos do final da década de 90 já mostravam que estes sistemas ocorrem com uma frequência de 7 a 12 dias e que contribuíam significativamente para o total acumulado de precipitação na região. De maneira mais geral, a influência das frentes frias na circulação de grande escala e nas anomalias de precipitação também já haviam sido amplamente estudadas (e.g. Kousky 1979; Kiladis e Weickmann 1992; Liebmann et al. 1999; Siqueira e Machado 2004; Siqueira e Rossow 2005). Entretanto, estes estudos foram baseados em conjuntos de dados de baixa resolução temporal (diária) e espacial ($2.5 \times 2.5^\circ$), o que não é suficiente para resolver adequadamente o mecanismo físico responsável, como apontado por (Garreaud e Wallace 1998).

O aluno de doutorado Niklas Boers utilizou novos conjuntos de dados de precipitação observados por satélite (Huffman et al., 2010) e novas reanálises (Rienecker et al. 2011), ambos em alta resolução, e mostrou que estes eventos de precipitação intensa não apenas se movem em direção contrária ao fluxo de umidade da Amazônia e ao jato de baixos níveis, mas que também são responsáveis por 70% da precipitação de verão na região.

Para explicar o mecanismo físico responsável, fizemos uma composição dos campos de interesse centrados no horário de início da propagação dos CCM, por exemplo, para os casos em que o sistema provoca chuva extrema nos subtropicais e depois nos Andes. A Fig. 8 mostra juntamente este composto e podemos ver a formação da língua de baixa pressão, contornando o ponto de sela no campo de geopotencial. Vemos também como o máximo de precipitação está sempre posicionado na porção leste desta estrutura. Os nossos resultados indicam que os jatos de baixos níveis, enquanto importantes para manter o fluxo de umidade para as áreas de precipitação, não são responsáveis por iniciar estes eventos, mas vice-versa. É o trem de ondas de Rossby, que vem desde latitudes médias provocando uma sequência de anomalias baixas e altas pressões, em associação com a baixa pressão característica no norte da Argentina que criam as condições de pressão e vento favoráveis à frontogênese em temperatura potencial equivalente e, subsequentemente, a propagação destas bandas de precipitação em direção aos Andes (Figs 11 e 12 no referido artigo). Estes

resultados são consistentes com resultados anteriores de Garreaud e Wallace (1998), Garreaud (2000) e Siqueira e Rossow (2005), considerando-se a resolução espacial e temporal utilizada para estes estudos. A novidade do trabalho do aluno Niklas Boers foi, finalmente, conseguir estabelecer uma relação de causa e consequência entre os diversos atores: sistemas frontais, topografia, baixa pressão e pontos de sela, jato de baixos níveis e ondas de Rossby. Começamos a estudar o papel da propagação das ondas de Rossby, inicialmente, buscando entender os eventos extremos de precipitação associados ao dipolo da monção sul-americana, tema que trataremos no próximo capítulo.

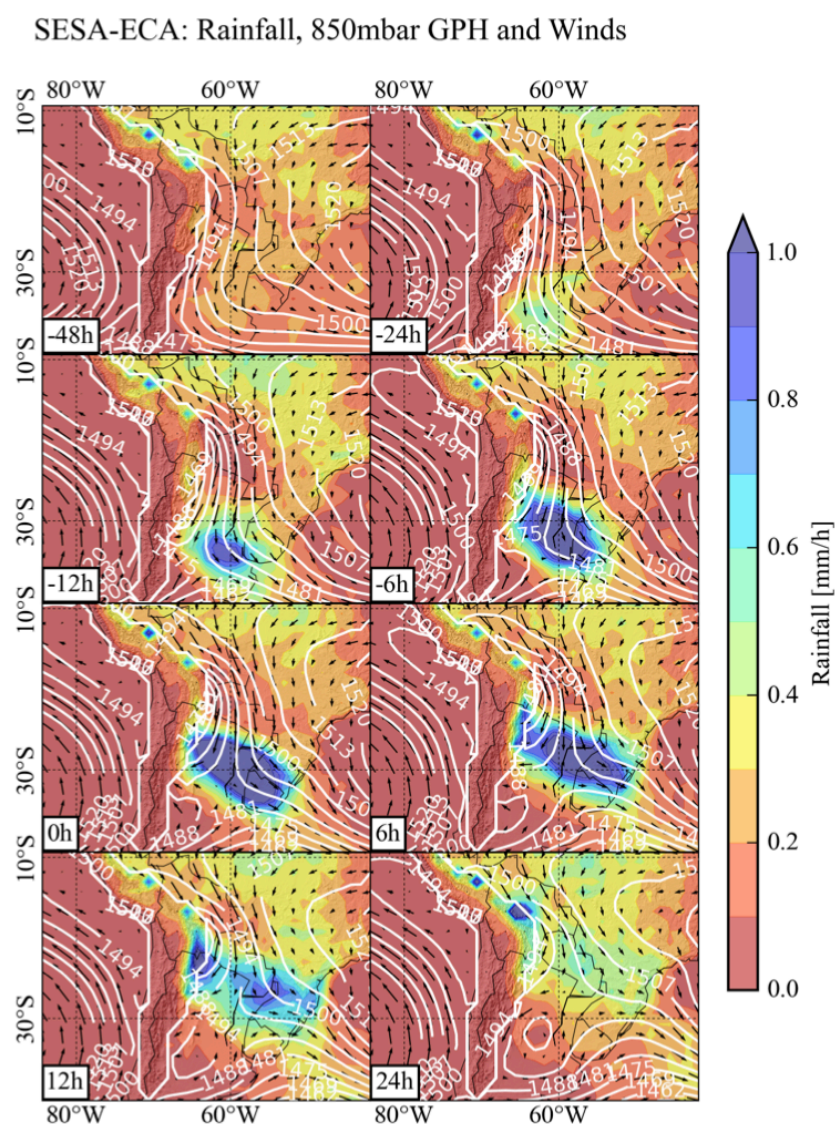


Fig. 8 – Compostos de precipitação (cores), altura geopotencial (linhas) e vento em 850hPa (vetores) desde -48hs até +24hs em torno do horários de máxima precipitação subtropicais, mas apenas para os casos em que o sistema se propaga para os Andes. Detalhes em: Boers et al. (J. Clim., 2015)

3. Eventos Extremos de Precipitação

O dipolo de precipitação entre os subtrópicos da América do Sul e o sudeste do Brasil, discutido na sessão 1.3, foi objeto de estudo de vários trabalhos nas duas últimas décadas. A metodologia tradicionalmente aplicada tem sido a análise de componentes principais (PCA, do inglês) ou funções ortogonais empíricas (EOF, do inglês) em séries temporais diárias de precipitação ou radiação de onda longa emergente (*Nogués-Paegle e Mo, 1997; Liebmann et al., 2004; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012*). Esta metodologia, entretanto, não permite uma análise dos eventos extremos, localizados na cauda da distribuição, pois considera apenas os dois primeiros momentos. Além disso, aplicá-la em uma distribuição não gaussiana pode ser problemático por si só, já que os autovetores, apesar de formarem uma base, não são independentes dificultando a interpretação do padrão espacial associado (*Monahan et al., 2009*).

Para contornar estas dificuldades e conseguir analisar o padrão espacial de co-variabilidade dos eventos extremos de precipitação, o aluno de doutorado Niklas Boers utilizou redes complexas, uma ferramenta de sistemas dinâmicos que apenas recentemente foi aplicada para estudar o sistema climático, identificando teleconexões (*Tsonis et al., 2008; Donges et al., 2009*), a propagação de eventos extremos (*Malik et al., 2012*) e até a ocorrência do El Niño (*Ludescher et al., 2013*). A aplicação desta metodologia resultou em dois trabalhos, Boers et al., (*JGR, 2014*), sobre os eventos extremos associados ao dipolo de precipitação, e Boers et al., (*Nature Communications, 2014*), sobre a propagação de grandes sistemas convectivos, associados a extremos de precipitação, em direção oposta ao fluxo de umidade da Amazônia. Estes

trabalhos foram depois estendido para uma perspectiva mais climatológica (Boers et al., J. Clim., 2015), que já discutimos no contexto do capítulo anterior.

3.1. Sincronização e redes complexas

Inicialmente definimos eventos extremos de precipitação como dias onde o total acumulado está, por exemplo, acima do percentil de 90% dentre os dias com alguma precipitação. Esta medida, aplicada em cada ponto, é local já que não depende da precipitação nos pontos vizinhos. No i -ésimo ponto, portanto, temos uma série de L_i eventos extremos com valores V_i^m que ocorrem nos instantes de tempo E_i^m , onde $1 \leq m \leq L_i$. Consideremos então as séries de extremos nos pontos i e j , i.e. $\{V_i^m; E_i^m\}_{1 \leq m \leq L_i}$ e $\{V_j^n; E_j^n\}_{1 \leq n \leq L_j}$, como mostrado no diagrama da Fig. 9. Neste exemplo, a série de precipitação no ponto i tem extremos em $t=3, 6, 8$ e 11 , enquanto a série em j tem extremos em $t=2, 5, 9$ e 12 .

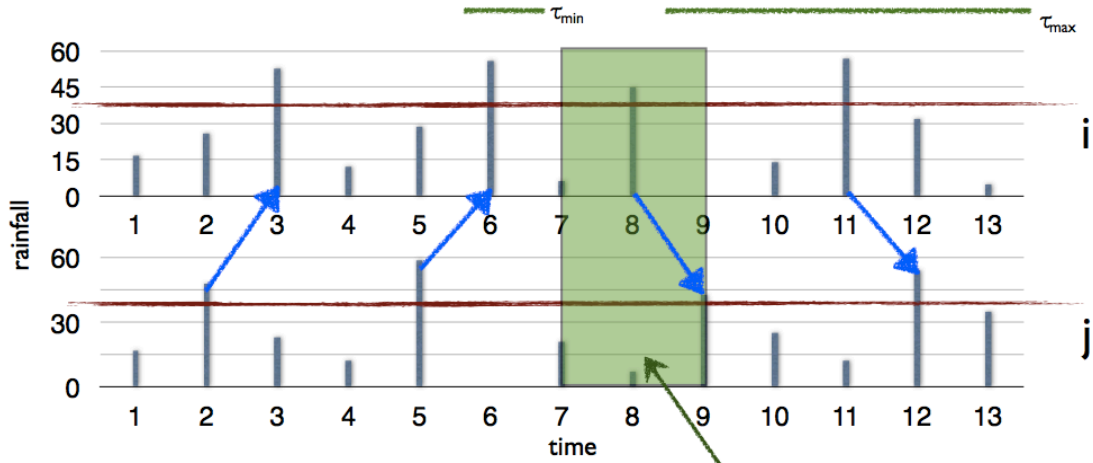


Fig. 9 – Diagrama mostrando as séries temporais de precipitação nos pontos i e j (azul). Os eventos extremos são aqueles com valores acima dos limites estabelecido para cada série (vermelho). A região em verde é o janela de tempo variável. Neste exemplo, para os pontos $E_i^3 = 8$ e $E_j^3 = 9$, ela tem largura $\tau_{i,j}^{3,3} = E_i^3 - E_i^2 = 8 - 6$ pela proximidade destes pontos da série i . Assim, associamos de maneira exclusiva e direcional $E_i^3 \rightarrow E_j^3$. Fonte: Niklas Boers (Priv. Comm.)

Precisamos então decidir para cada par de eventos, E_i^m e E_j^n se eles são síncronos ou não, e começamos calculando o intervalo de tempo entre eles, ou seja, $d_{i,j}^{m,n} = |E_i^m - E_j^n|$. Para que a associação possa ser feita de maneira única, entre os eventos E_i^m e E_j^n , não podemos ter outros eventos temporalmente mais

próximas que $d_{i,j}^{m,n}$. Assim, definimos uma janela de tempo de interesse com largura igual a menor distância entre os eventos extremos vizinhos em cada série, ou seja $\tau_{i,j}^{m,n} = \min(d_{i,i}^{m,m-1}, d_{i,i}^{m,m+1}, d_{j,j}^{n,n-1}, d_{j,j}^{n,n+1})$. Esta janela variável está indicada em verde no diagrama da Fig. 9, e é onde procuramos pela síncrona do par de eventos. A sincronização total $ES_{i,j}$ entre os pontos de grade $i \rightarrow j$, nesta direção, é dada pela soma do número de sincronizações dos eventos extremos nesta direção.

Para construir a rede complexa a partir da matriz $\{ES_{i,j}\}$ precisamos considerar a significância estatística dos valores $ES_{i,j}$. Distribuímos de maneira aleatória os L_i e L_j eventos de cada série e calculamos um novo valor de ES. Repetindo o processo 1000 vezes, obter uma distribuição dos valores de $ES_{i,j}$ segundo a hipótese nula. Esta distribuição é então usada para encontrar o limite de 95% de significância estatística, $T(L_i, L_j)$. O link entre os pontos i e j na rede complexa é feito se o valor de $ES_{i,j} > T(L_i, L_j)$. A partir da rede, a análise pode prosseguir da maneira tradicional, por exemplo, calculando-se parâmetros como: *betweenness*, *centrality*, *degree*, etc. Entretanto, como a rede é direcional, podemos calcular também: *in-strength*, *out-strength*, *divergence*, etc.

3.2. Fases do dipolo de precipitação

Em Boers et al., (JGR, 2014) construímos duas redes complexas, uma para representar a propagação dos eventos extremos durante a fase em que o dipolo de precipitação esta ativo nos subtrópicos, e outra quando esta ativo sobre o sudeste do Brasil. Para definir as fases, somamos o número de eventos extremos em cada região e consideramos como limiar o percentil de 80%. Esta definição é local e as fases em cada região são, a princípio, independentes, mas como vemos na Fig. 5 da sessão 1.3, não há sobreposição entre elas. A figura Fig. 10 mostra, à esquerda, o *degree* de cada nó da rede complexa. Um valor alto de conectividade com outros nós, neste caso, nos indica as regiões onde os eventos extremos de precipitação ocorrem simultaneamente. A direita vemos a diferença entre o composto dos campos de precipitação, ventos e geopotencial para cada fase e a climatologia de verão.

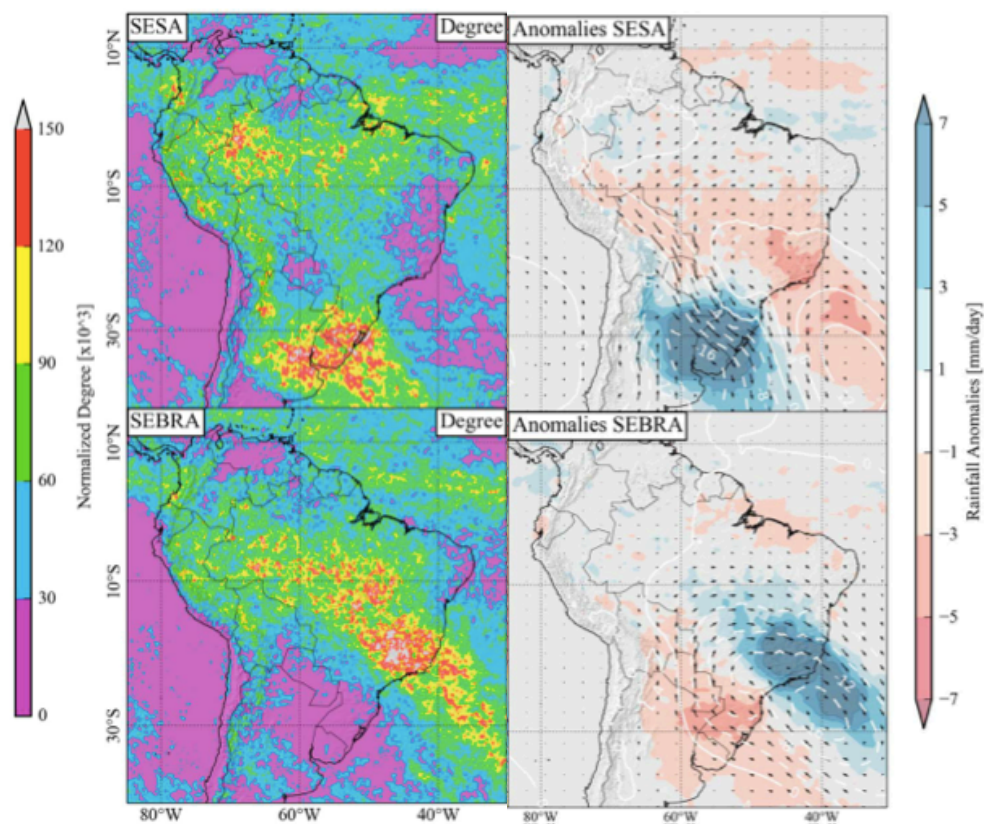


Fig. 10 – Esquerda: *Degree* de cada uma das redes normalizado pela densidade de links (esquerda). Direita: anomalia dos campos de precipitação (cores), ventos (vetores) e geopotencial (curvas). Detalhes em: Boers et al. (JGR, 2014).

Para a fase de maior precipitação no sudeste do Brasil, a rota de sincronização dos eventos extremos de precipitação começa ao norte da ZCIT, passa pela Amazônia e então segue em direção ao sudeste do Brasil. O centro de baixa pressão está sobre o oceano e a circulação anômala transporta umidade do Atlântico Sul para alimentar a precipitação. Além de haver uma supressão da precipitação sobre a bacia do Prata, há também sobre a região tropical. Já para a outra fase, a rota começa ao sul da ZCIT, passa pela bacia Amazônica, desce a leste dos Andes e finalmente alcança a bacia do Prata. Há um maior transporte de umidade para sul a partir do oeste da Amazônia, mas apenas sobre a região da língua de baixa pressão é que se nota uma grande anomalia positiva de precipitação. O sinal ao longo da ZCIT, ainda que fraco é significativo. Neste trabalho, o aluno Niklas Boers também comparou a direção de sincronização dos

eventos extremos com a direção do vento e mostrou que os mecanismos responsáveis pela propagação dos eventos extremos nos trópicos é diferente dos subtropicais. No primeiro, os ventos alísios são mais importantes, enquanto no segundo são a passagem dos sistemas frontais. Nossa conclusão foi que o dipolo entre as duas regiões é, na verdade, a parte mais proeminente de um padrão de oscilação devido a propagação de ondas de Rossby que se estende sobre todo o continente, alcançando inclusive a região tropical.

3.3. Previsão de eventos extremos

Como discutimos acima, a metodologia de redes complexas direcionais, onde sincronizamos os eventos extremos de precipitação, nos permite identificar os mecanismos ou pelos menos os caminhos por onde se dá a propagação destes eventos. Uma região que é bastante afetada pela propagação de eventos extremos de precipitação são os Andes centrais. Estes eventos têm aumentando de frequência significativamente nos últimas décadas (Fig. 11), são responsáveis por 50% do total de chuvas e causam severos danos a infraestrutura local, com impactos sociais e econômicos. Apenas em 2007, foram 133 mil famílias afetadas e um prejuízo estimado em 443 milhões de dólares (Yasukawa, 2011).

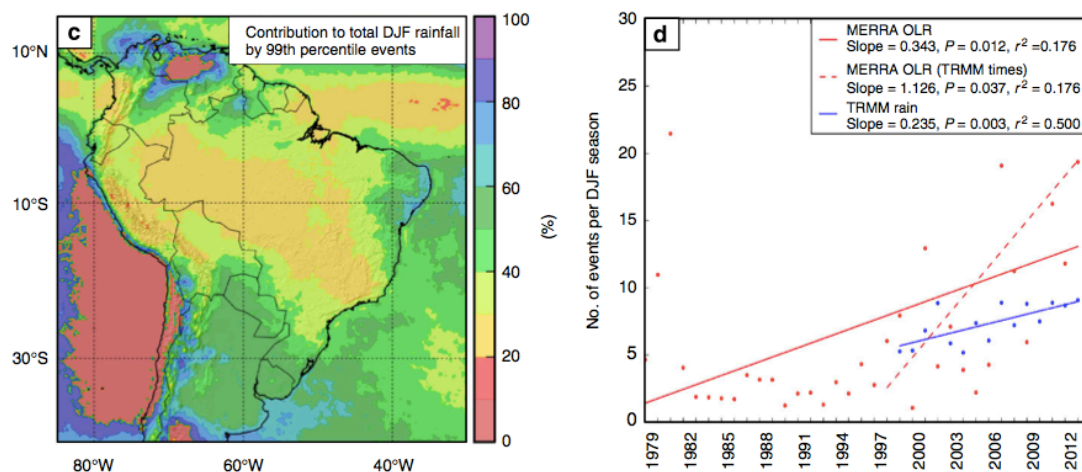


Fig. 11 – Os painéis mostram: (esquerda) percentual da precipitação de verão (DJF) devido aos eventos extremos (>99%) e (direita) número de eventos extremos na região central dos Andes entre 1979 e 2012 de acordo com dados de precipitação do TRMM e de radiação de onda longa da reanálise MERRA. Detalhes em: Boers et al. (Nat. Comm, 2014)

Um resultado importante obtido durante o doutorado do Niklas Boers foi a construção de um sistema de previsão destes eventos extremos de precipitação

na região central dos Andes. Eles ocorrem no contexto da monção da América do Sul que é caracterizada pela entrada de umidade do oceano Atlântico sobre a Amazônia, onde é reciclado, e depois desviado para sul pela cordilheira andina. A direção do escoamento após este ponto varia entre o norte da Argentina e o sudeste do Brasil. Já discutimos no capítulo 2, que esta direção é controlada pela interação entre a passagem de uma baixa pressão sobre o continente, com a propagação do trem de ondas de Rossby, e a baixa do noroeste da Argentina, formando um ponto de sela envolto em uma estrutura tipo língua, que acelera geostroficamente os ventos a leste dos Andes formando um jato de baixos níveis. Quando o vento carregado de umidade da Amazônia encontra as encostas dos Andes, provoca grandes volumes de precipitação orográfica na porção norte. Parte deste escoamento a leste dos Andes termina por encontrar, mais ao sul, os ventos frios e secos vindos de latitudes médias, provocando forte frontogênese, convecção e precipitação na bacia do Prata. O deslocamento da frente para norte ocasiona fortes chuvas na região central dos Andes com a chegada dos sistemas convectivos de mesoescala e o efeito do levantamento orográfico.

Para este trabalho, construímos uma rede complexa utilizando a metodologia descrita na sessão 3.1 (mas utilizando o percentil de 99%) e analisamos o número de ligações entrando e saindo de uma região nos subtrópicos que corresponde ao máximo *degree* e máxima anomalia de precipitação (Fig. 10) associada a fase subtropical do dipolo de precipitação. A Fig. 12a mostra que os subtrópicos ($S^{in}-S^{out} < 0$) estão sincronizados em direção aos Andes centrais ($S^{in}-S^{out} > 0$), ou seja, são fonte e sumidouros dos extremos de precipitação respectivamente. A análise também mostra que os eventos extremos de precipitação na região escolhida são precedidos apenas por extremos na região onde se forma o ponto de sela (Fig. 12c), e são seguidos por extremos de precipitação à NE mas também nas encostas dos Andes (Fig. 12b). Além disso, o tempo de deslocamento típico (Fig. 12d) é de 24h, o que significa uma velocidade de propagação de 80km/h. Associando estas informações as condições sinóticas descritas acima, estabelecemos critérios para prever a chegada dos eventos nos Andes. Conseguimos prever corretamente mais de 60% dos eventos extremos em média e, durante anos de El Niño, mais de 90%.

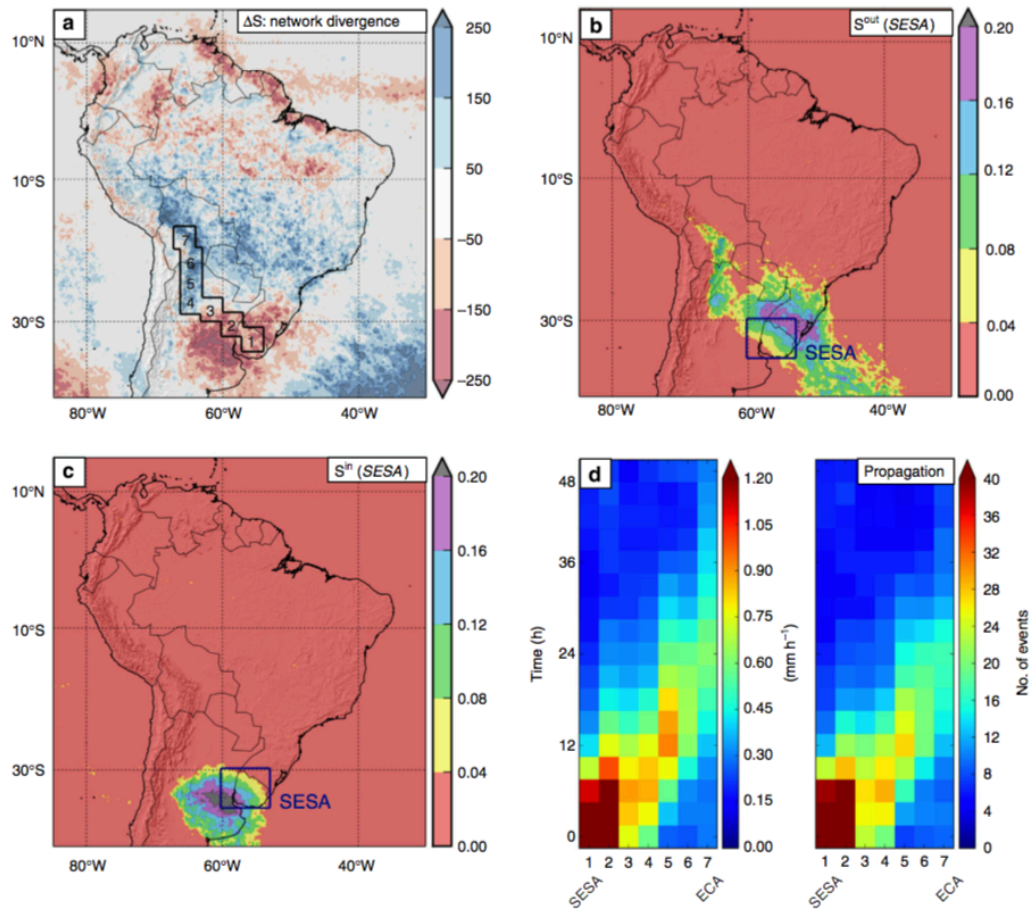


Fig. 12 – Resultados da análise com redes complexas para a propagação dos eventos extremos ao longo da sequência 1-7 indicada em (a), que mostra a divergência, $\Delta S = S^{in} - S^{out}$. Os painéis (b) e (c) mostram cada um dos termos separadamente, enquanto que a média da precipitação em função do tempo para as áreas 1-7 é apresentada no painel (d). Detalhes em: Boers et al. (Nat. Comm, 2014)

4. Reciclagem de Umidade

A reciclagem da umidade, o processo no qual a evapotranspiração das regiões continentais retorna como precipitação sobre o continente (Brubaker et al., 1993; Eltahir e Bras, 1994; van der Ent et al., 2010) é particularmente importante para o ciclo hidrológico da América do Sul. Na bacia Amazônica, entre 25 e 35% da umidade é reciclada regionalmente (Eltahir e Bras, 1994; Trenberth, 1999; Bosilovich e Chern, 2006;; Dirmeyer et al., 2009). Durante a estação chuvosa a umidade da bacia amazônica é exportada para fora da bacia, transportada pelo jato de baixo níveis da América do sul, ao largo dos Andes, e contribui para a precipitação sobre a bacia do Prata (Marengo, 2005; Drumond et al., 2008, 2014; Arraut e Satyamurty, 2009; Dirmeyer et al., 2009; van der Ent et al., 2010; Arraut et al., 2012; Martinez et al., 2014). Mudanças no uso do solo, particularmente o desmatamento na região amazônica, alteram as taxas de evapotranspiração e afetam o ciclo da água (ver revisão em Marengo, 2006). A consequente redução na disponibilidade de umidade na escala regional pode ter efeitos para a estabilidade da floresta amazônica (Oyama e Nobre, 2003; Cox et al., 2004; Betts et al., 2004; Hirota et al., 2011; Knox et al., 2011; Spracklen et al., 2012). Além disso, uma redução nas taxas de precipitação vento abaixo das áreas desmatadas podem ter um efeito negativo na bacia do Prata onde há irrigação pela chuva (Rockström et al., 2009; Keys et al., 2012).

Por estes motivos, as mudanças regionais na precipitação devido ao desmatamento tem sido amplamente estudadas através de simulações com modelos globais e cenários de desmatamento (Lean e Warrilow, 1989; Nobre et al., 1991; Werth e Avissar, 2002; Sampaio et al., 2007; Da Silva et al., 2008; Hasler et al., 2009; Medvigy et al., 2011; Bagley et al., 2014). Apesar de todo este esforço, entretanto, a magnitude e a localização onde ocorrerá redução da

precipitação ainda são incertas. Para melhorar as previsões de redução da precipitação devido a futuras mudanças de uso do solo ou de mudanças climáticas, é preciso antes de mais nada aumentar nosso conhecimento sobre a reciclagem da umidade na América do Sul.

Para identificar as fontes e sumidouros da umidade continental e para quantificar a reciclagem de umidade nas escalas regional e continental, diversos métodos foram utilizados incluindo isótopos (Salati et al., 1979; Gat e Matsui, 1991; Victoria et al., 1991), modelos de balanço (Brubaker et al., 1993; Eltahir e Bras, 1994; Burde et al., 2006) e retrotrajetórias (Dirmeyer et al., 2009; Spracklen et al., 2012; Bagley et al., 2014). Além destes métodos, também já se utilizou modelos de dispersão eulerianos acoplados a modelos globais (Bosilovich e Chern, 2006) ou a partir de dados de reanálise (Sudradjat et al., 2002; van der Ent et al., 2010; Keys et al., 2012; ver revisões em van der Ent et al., 2013 e Burde e Zangvil, 2001).

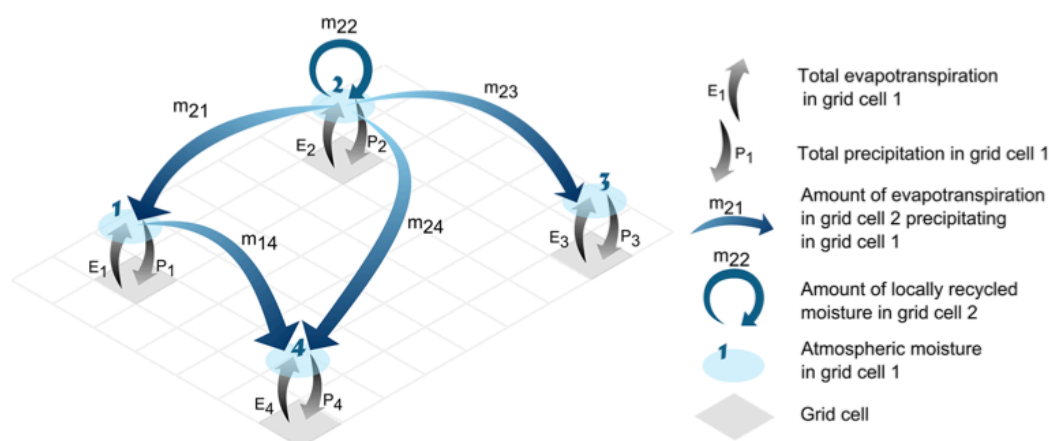


Fig. 13 – Representação esquemática do transporte de umidade. A troca de umidade entre os pontos 2 e 3 têm dois caminhos: direto (m_{24}) e através de uma cascata de re-evaporação ($m_{21}m_{14}$) onde o ponto 1 é o intermediário. A visão tradicional de reciclagem de umidade, i.e. troca entre E e P no mesmo ponto, seria correspondente ao termo m_{22} . Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).

Na maioria destes estudos de dispersão, a umidade de um grupo de células cobrindo uma região de interesse (tipicamente no continente) é acompanhada simultaneamente até retornar a superfície na forma de precipitação, ou deixar a região de interesse. Esta metodologia é útil para investigar como a evapotranspiração de um local específico é transportada na

atmosfera e precipita pela primeira vez em outro local. Entretanto, a umidade que precipitou inicialmente em um local pode voltar para a atmosfera novamente através da evapotranspiração (ciclo de re-evaporação) e ser transportada ainda mais vento abaixo, precipitando uma segunda vez (ou 3º, 4º, etc.) sobre o continente (Fig. 13). Na maioria dos estudos anteriores, apenas a reciclagem da umidade sem nenhum ciclo de re-evaporação (reciclagem direta) foi considerada.

No trabalho da aluna de doutorado Delphine Zemp, consideramos pela primeira vez os ciclos de re-evaporação. Isto foi feito acompanhando individualmente, em função do tempo, a umidade que deixou cada ponto de grade no domínio de interesse. Ao fazer isso, foi possível diagnosticar quanto desta umidade precipitou em cada um dos demais pontos de grade (Fig. 13). Como a evapotranspiração em um dado instante, em cada ponto, pode ser fracionada na proporção dos eventos de precipitação anteriores sobre aquele ponto, conseguimos estudar não apenas a reciclagem direta da umidade (por exemplo entre a Amazônia e a região da bacia do Prata), como também o transporte de umidade que envolvia pelo menos um ciclo de re-evaporação (reciclagem de umidade em cascata). Apenas dois estudos anteriores (Numaguti, 1999; Goessling e Reick, 2013) chegaram a considerar a importância da reciclagem da umidade em cascata, mas eles foram realizados com modelos climáticos globais e portanto estão sujeitos aos mesmos problemas do estudos inicial que discutimos na sessão introdutória. Assim a novidade do trabalho da Delphine foi quantificar a importância da reciclagem da umidade em cascata para o transporte de umidade na América do Sul baseando-se inteiramente em observações de precipitação, evapotranspiração, ventos e umidade do ar.

Fizemos a análise utilizando redes complexas, mas de uma maneira diferente. A segunda novidade foi a construção de uma rede complexa baseada em fluxo e não na correlação estatística entre séries temporais, como nos trabalhos anteriores em sistemas dinâmicos (Zemp et al, 2014b).

Os resultados mostraram que, apesar do transporte de umidade em cascata entre dois pontos sobre a América do Sul ser menor do que o transporte direto, a integral sobre todos os possíveis caminhos resulta em uma contribuição que não pode ser ignorada. Com a rede complexa para o transporte de umidade,

calculamos o caminho ótimo entre dois pontos qualquer na rede, i.e. aquele caminho que mais contribui para o transporte de umidade entre os dois. Encontramos que para apenas 45% dos pares de pontos o transporte mais importante é o direto (Fig. 14).

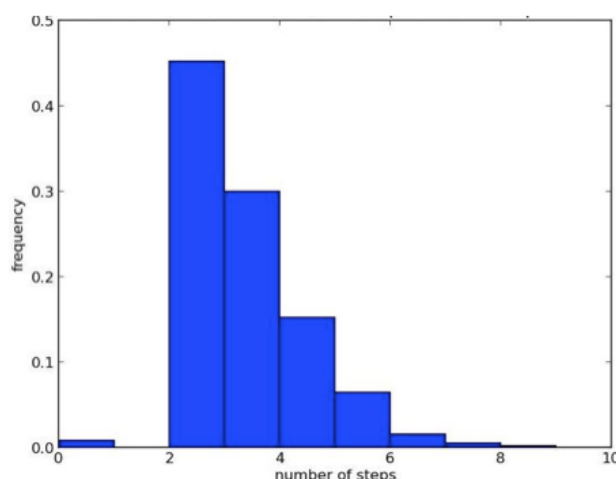


Fig. 14 – Distribuição do número de passos no caminho ótimo entre dois pontos na rede de transporte de umidade. Para 0 passos, o caminho ótimo é a reciclagem local, i.e., no próprio ponto. Para 2 passos, temos apenas origem e destino e o caminho ótimo é o direto. Para 3 ou mais passos, o caminho ótimo envolve o transporte em cascata. Fonte: Zemp (pers. comm.)

Considerando o oceano como a fonte primária de umidade, em média 10% da precipitação sobre o continente sul-americano e 18% sobre a bacia do Prata dependem deste transporte em cascata (Fig. 15). Já ao considerar a Amazônia como uma fonte de umidade para o restante do continente, encontramos que 20 a 24% da precipitação a bacia do Prata depende diretamente da Amazônia¹ e que o transporte em cascata entre as duas regiões contribui com outros 6% (Fig. 16). Devido a grande extensão da Amazônia, o transporte de umidade em cascata também é importante dentro da própria bacia. Na estação seca, por exemplo, encontramos que entre 15 e 23% de toda a evapotranspiração da floresta é transportada em cascata.

¹ Surpreendentemente, nossa estimativa inicial discutida na sessão 1.1, de 15 a 25% para a fração da precipitação no Sul e Sudeste que se origina da Amazônia, estava muito próxima deste valor que atualmente confiamos.

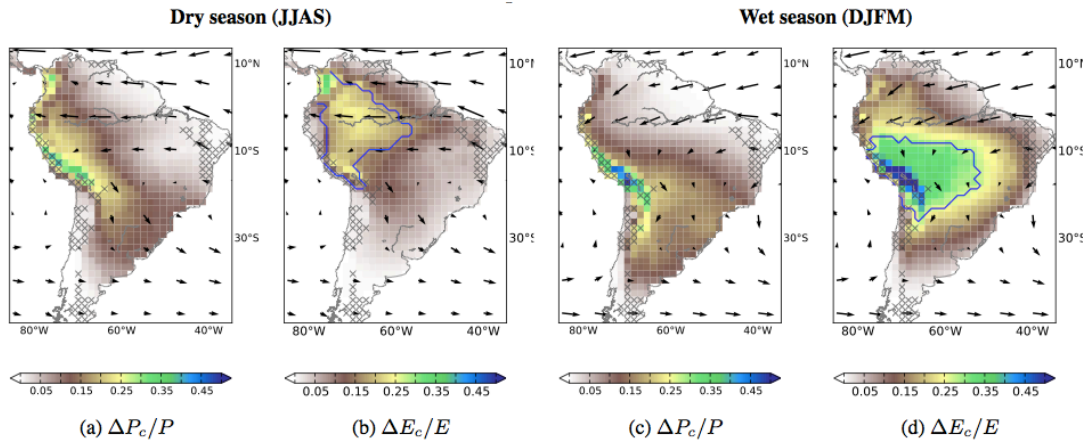


Fig. 15 – Fração da precipitação total em cada ponto que se origina da reciclagem em cascata ($\Delta P_c/P$) (a e c) e fração da evapotranspiração que participa da reciclagem em cascata ($\Delta E_c/E$) (b e d). Valores altos de $\Delta P_c/P$ indicam regiões que dependem da reciclagem em cascata, enquanto valores altos de $\Delta E_c/E$ indicam regiões que contribuem para este processo. Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).

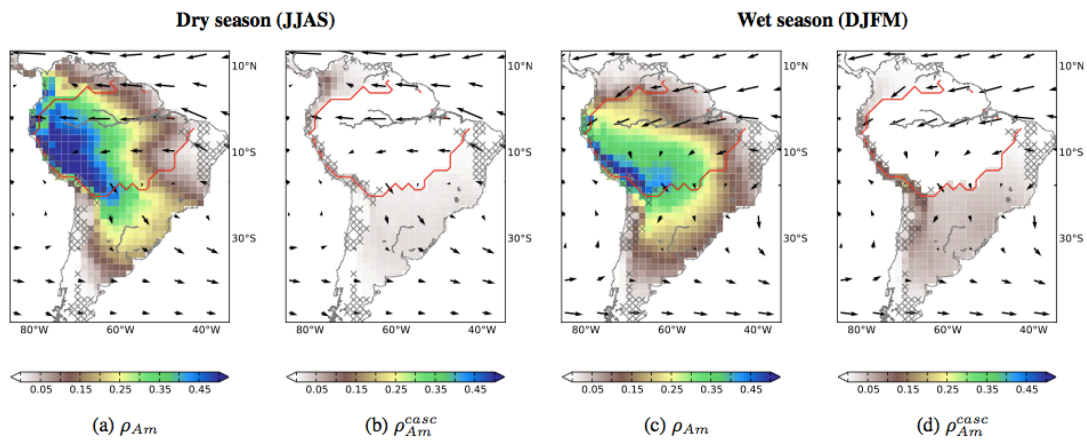


Fig. 16 – Fração da precipitação em cada ponto que vem da evapotranspiração da bacia Amazônica (região em vermelho) através do transporte direto de umidade (a e c) e através do transporte em cascata (b e d). Detalhes em: Zemp et al., (ACP, 2014).

Além disso, identificamos através da análise do coeficiente de *clustering* (da rede complexa) que a porção sudoeste da bacia Amazônica é tanto uma importante fonte de umidade como fundamental para intermediar o transporte de umidade para os subtrópicos. Assim, mudanças de uso do solo que enfraqueçam os processos de reciclagem de umidade nesta região, como a substituição da floresta por pasto, poderão diminuir o transporte de umidade e consequentemente a precipitação vento abaixo desta região de maneira ainda mais drástica do que antes imaginado. As consequências socioeconômicas, por sua vez, seriam potencialmente desastrosas já que os subtrópicos da América do

Sul são uma fronteira agrícola importante mas dependente da irrigação pelas chuvas. Por outro lado, discutimos no capítulo 2 que a precipitação nesta região não parece ser limitada pelo transporte de umidade da Amazônia, que sempre está lá, mas sim limitada pela instabilidade atmosférica. Uma questão científica fundamental é quanto podemos reduzir o fluxo de umidade antes de atingir um *tipping point*? Não sabemos.

5. Perspectivas futuras

A continuação natural dos trabalhos discutidos nesta tese, tem sido investigar como o desmatamento pode interferir no transporte de umidade (em cascata ou não) e na precipitação fora da Amazônia, e como isto poderia alterar o equilíbrio na distribuição de vegetação no clima presente e futuro (*Amazon dieback*, Nobre et al. 1991; Cox et al. 2000, 2004; Botta & Foley 2002; Oyama & Nobre 2003).

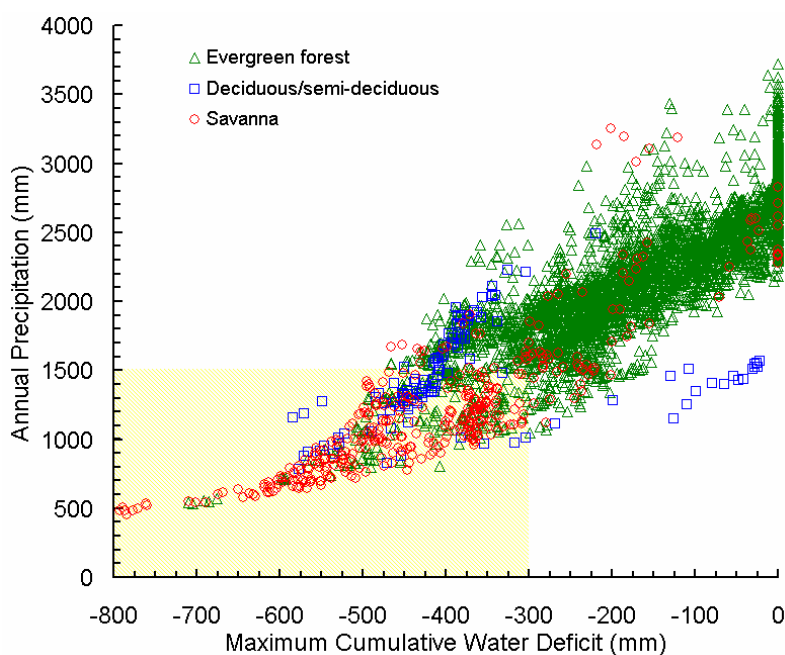


Fig. 17 – Relação entre o tipo de vegetação e o regime de precipitação. A região em amarelo é a zona de savana sugerida pelos autores (MWCWD < -300 mm, AP < 1500 mm). Fonte: Malhi *et al.*, PNAS 2010.

Diversos estudos tem apontado que um aumento da duração da estação seca na Amazônia já está ocorrendo, e é bastante provável que continue ao longo deste século (Fu et al., 2013; Boisier et al., 2015), o que poderá forçar a floresta a um estado mais seco com menor densidade de biomassa (Cox et al., 2004; Malhi et al., 2008; Hirota et al., 2011) e terá importantes implicações para a

biodiversidade e o clima, não apenas da América do Sul (Werth e Avissar, 2002). Esta possível mudança de regime em larga escala pode vir através dos mecanismos de retroalimentação positivos entre a vegetação e a precipitação. A floresta afeta a precipitação removendo água do solo e injetando na atmosfera através da transpiração (Netpstad et al., 1994; Hasler e Avissar, 2007; Christoffersen et al, 2014), que depois retorna para a floresta contribuindo em até 50% da chuva (Eltahir e Bras, 1994; Fisher et al., 2009). Devido a esta reciclagem da umidade, a diminuição da área florestada pode levar a uma grande diminuição tanto da precipitação local, quanto vento abaixo (Spracklen et al., 2012; Bagley et al., 2014). Por outro lado, se a precipitação diminuir muito, chegando a valores abaixo de um certo limite, a taxa de mortalidade das árvores pode aumentar drasticamente (Phillips et al., 2010; Hirota et al., 2011).

Nossa abordagem para esta questão tem sido a de construir modelos empíricos e estocásticos, mas ainda simples o suficiente para claramente identificarmos o papel de cada processo. Trata-se de uma extensão natural dos trabalhos da aluna Delphine Zemp. Os resultados iniciais indicam que os mecanismos de retroalimentação entre a vegetação e a precipitação aumentam significativamente o risco de mortalidade da floresta devido a intensificação da estação seca. Por conta disso, uma redução de 30% no transporte de umidade do oceano Atlântico para a floresta Amazônica, devido ao enfraquecimento dos ventos alísios, poderá provocar uma perda de até 20% da floresta em consequência dos mecanismos de retroalimentação envolvidos na reciclagem da umidade. Efeitos em cascata já foram estudados em diversos sistemas dinâmicos complexos (e.g. cadeia alimentar e distribuição de energia) e os resultados sugerem que a heterogeneidade e a conectividade da rede são os parâmetros mais importantes. Nossos resultado preliminares sugerem que uma cobertura vegetal heterogênea, i.e. com diferentes limiares de precipitação para o *dieback*, é menos propensa ao efeito dominó que uma floresta homogênea, portanto mais estável. Um nova aluna de doutorado, a Catrin Ciemer, está trabalhando para entender como este panorama pode ser alterado em um cenário de mudanças climáticas, mas ainda há um longo caminho pela frente.

De maneira geral, os resultados que discutimos nesta tese sugerem uma grande necessidade de proteger a cobertura vegetal de toda a Amazônia,

evitando alcançar o potencial *tipping-point* para o seu *dieback*, que teria consequências potencialmente catastróficas não apenas para a biodiversidade local, mas para o ciclo hidrológico de todo o continente e o clima global.

6. Referências

- Adams, D.K, Souza, E. P., Costa, A. A., 2009: Convecção úmida na Amazônia: implicações para modelagem numérica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(2), 168-178.
- Adams, K., and Souza, E.P., 2009: Cape and convective events over the southwest u.s. during the north american monsoon. *Mon. Weath. Rev.*, 137, pp. 83.
- Anabor, V., D. J. Stensrud, and O. L. L. de Moraes, 2008: Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America. *Monthly Weather Review*, 136 (8), 3087–3105
- Arraut, J. M. and Satyamurty, P.: Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48, 1902–1912, 2009.
- Arraut, J. M., 2007: Fronts and frontogenesis during summer: geometrical and dynamical aspects and the influence over rainfall on the South American subtropics (in Portuguese). Ph.D. thesis, CPTEC - INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil, URL <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>.
- Arraut, J. M.; **Barbosa, H.M.J.**, 2009: Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes. *Advances in Geosciences*, v. 22, p. 73-78
- Arraut, J.M., C.A. Nobre, **H.M.J. Barbosa**, J.A. Marengo and G. Obregon. Aerial Rivers and Lakes: looking at large scale moisture transport, its relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America, *J. Climate*, doi: 10.1175/2011JCLI4189.1, 2012
- Bagley, J. E., AR Desai, KJ Harding, PK Snyder, and JA Foley, 2014: Drought and deforestation: Has land cover change in recent precipitation extremes in the amazon? *J. Climate*, 27, 345-361.
- Barbosa, H. M. J.** ; Chagas, J.C.S., 2008: The Cloud Radiative Forcing simulated by the CPTEC GCM with the UK Met Office's radiation scheme. In: *International Radiation Symposium*, 2008, Foz do Iguacu.
- Barbosa, H.M.J** e C.A. Nobre, 2008: Modelando a contribuição da evapotranspiração da floresta Amazônica para o fluxo de umidade que deixa a região em direção ao sul durante a estação seca, *Conferência LBA 2008 - Amazônia em Perspectiva*, Manaus, 17 a 20 Novembro.
- Barbosa, H.M.J.** and Arraut, J. M., 2009: A quantitative evaluation of the role of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue East of the Andes for frontogenesis in the South American subtropics. *Advances in Geosciences*, v. 22, p. 67-72
- Barbosa, H.M.J.**, 2014: Vapor de Água na Atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas. *Revista USP, Brasil*, n. 103, p. 67-80. ISSN 2316-9036. doi:10.11606/issn.2316-9036.v0i103p67-80

- Barbosa, HMJ**; C. A. Nobre, 2010: Contribution of Amazons Evapotranspiration To the Moisture Flux Over South America, in: AGU 2010 - Meeting of the Americas. Eos Trans. AGU, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract A33C-14
- Berbery, E. H. and E. A. Collini, 2000: Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America. *Monthly Weather Review*, 128, 1328–1346
- Betts, R., Cox, P., Collins, M., Harris, P., Huntingford, C., and Jones, C.: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 157–175, 2004.
- Boers, N., A. Rheinwalt, B. Bookhagen, **H.M.J. Barbosa**, N. Marwan, J. Marengo and J. Kurths, 2014: The South American Rainfall Dipole: A Complex Network Analysis of Extreme Events. *Geophys. Res. Lett.*, DOI: 10.1002/2014GL061829
- Boers, N., B. Bookhagen, **H.M.J. Barbosa**, N. Marwan, J. Kurths and J.A. Marengo, 2014: Prediction of Extreme Floods in the Eastern Central Andes: A Complex Networks Approach, *Nature Communications* 5:5199 doi: 10.1038/ncomms6199
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., Kurths, J., and Marengo, J.: Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4386–4392, 2013.
- Boers, N., **H.M.J. Barbosa**, B. Bookhagen, J. A. Marengo, N. Marwan, J. Kurths, 2015: Propagation of large convective systems from southeastern South America to the Central Andes due to the interplay of frontal systems and moisture flux from the tropics. *J. Clim.*, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0137.1, in press
- Boisier, JP, Philippe Ciais, A Ducharne, and M Guimberteau, 2015: Projected strengthening of amazonian dry season by constrained climate model simulations. *Nature Climate Change*, 5, 656-660
- Bookhagen, B. and M. R. Strecker, 2008: Orographic barriers, high-resolution TRMM rain- fall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, 35 (6), L06403, doi:10.1029/2007GL032011
- Bosilovich, M. G. and Chern, J.-D.: Simulation of water sources and precipitation recycling for the MacKenzie, Mississippi, and Amazon River basins, *J. Hydrometeorol.*, 7, 312–329, 2006.
- Botta A, and Foley J.A, 2002: Effects of climate variability and disturbances on the Amazonian terrestrial ecosystems dynamics. *Global Biogeochem. Cycles*. 16, 1070 doi:10.1029/2000GB001338.
- Bretherton and Smolarkiewicz, 1989: Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 46, pp. 740.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., and Eagleson, P. S.: Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate*, 6, 1077–1089, 1993.
- Burde, G. I. and Zangvil, A.: The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models, *J. Climate*, 14, 2497–2508, 2001.
- Burde, G. I., Gandush, C., and Bayarjargal, Y.: Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. Part II: Precipitation recycling in the Amazon basin, *J. Climate*, 19, 1473–1489, 2006.
- Byerle, L. A. and J. Paegle, 2002: Description of the seasonal cycle of low-level flows, flanking the Andes and their interannual variability. *Meteorologica*, 27, 71–88.
- Carvalho, L. M. V., A. E. Silva, C. Jones, B. Liebmann, P. L. Silva Dias, and H. R. Rocha, 2010: Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. *Climate Dynamics*, 36 (9-10), 1865–1880
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Liebmann, 2004: The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17 (1), 88–108
- Cavalcanti, I.F.A. et al., 2002: C. Global Climatological features in a Simulation Using the CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate*, 15, p. 2965 – 2988.

- Chagas, J. C. S.; **Barbosa, H.M.J.**, 2008: Incorporation of the UK Met Office's radiation scheme into CPTEC's global model. São José dos Campos, INPE-15393-NTC/376, 86 p..
- Christoffersen, B.O., et al., 2014: Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. *Agricultural and Forest meteorology*, 191, 33-50
- Correia, A. L., M. A. Yamasoe, **H. M. J. Barbosa**, S. S. Costa, L. A. T. Machado, A. S. Procópio, R. Y. Ynoue, J. C. Ceballos, M. P. Corrêa, M A F. Silva Dias e F. Martins, 2012: Forçantes radiativas naturais e antropogênicas, Capítulo 7 em Bases Científicas das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o primeiro relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. pp 209-236
- Costa, AA, TM Pauliquevis, EP Souza, JA Martins, M Yamasoe, MF Andrade e **HMJ Barbosa**, 2012: Aerossóis e nuvens, Capítulo 6 em Bases Científicas das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o primeiro relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. pp 237-277
- Cox P.M, Betts R.A, Jones C.D, Spall S.A, Totterdell I.J, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*. 408, 184 doi:10.1038/35041539.
- Cox, PM, RA Betts, M Collins, PP Harris, C Huntingford, and CD Jones, 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137-156
- Da Silva, R. R., Werth, D., and Avissar, R.: Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon basin wet-season climate, *J. Climate*, 21, 1153–1170, 2008.
- Dai, Trenberth and Karl, 1999: Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range. *J. Climate*, 12, pp. 2451
- Dee, D. and S. Uppala, 2008: Variational bias correction in era-interim. ECMWF Technical Memo n. 575, pp. 26.
- Dee, D. P. et al., 2011: The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597.
- Díaz, A. and P. Aceituno, 2003: Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. *Journal of Climate*, 16, 3171–3185
- Dirmeyer, P. A., Brubaker, K. L., and DelSole, T.: Import and export of atmospheric water vapor between nations, *J. Hydrol.*, 365, 11– 22, 2009.
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N., and Kurths, J.: Complex networks in climate dynamics – Comparing linear and nonlinear network construction methods, *Eur. Phys. J.-Spec. Top.*, 174, 157– 179, 2009.
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L., and Gimeno, L.: The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2577–2598, doi:10.5194/hess-18-2577-2014, 2014.
- Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., and Ambrizzi, T.: A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata basin, *J. Geophys. Res.*, 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547, 2008.
- Durkee, J. D. and T. L. Mote, 2009: A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. *International Journal of Climatology*, 30 (3), 418–431.
- Durkee, J. D., T. L. Mote, and J. M. Shepherd, 2009: The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. *Journal of Climate*, 22 (17), 4590–4605.
- Eltahir, EAB, and RL Bras, 1994: Precipitation recycling in the amazon basin. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120 (518) 861-880

- Ferreira, R., T. Rickenbach, D. L. Herdies, and L. Carvalho, 2003: Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. *Monthly Weather Review*, (March 1998), 961–973
- Fisher, J. B., et al., 2009: The land-atmosphere water flux in the tropics. *Global Change Biology*, 15 (11) 2694–2714
- Fu, R., et al., 2013: Increased dry-season length over southern amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110 (45) 18110–18115
- Garreaud, R. D., 2000: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 128 (7), 2544–2559
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2713–2733.
- Gat, J. and Matsui, E.: Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 96, 13179–13188, 1991.
- Giovannetone, J. P. and A. P. Barros, 2009: Probing Regional Orographic Controls of Precipitation and Cloudiness in the Central Andes Using Satellite Data. *Journal of Hydrometeorology*, 10 (1), 167–182, doi:10.1175/2008JHM973.1
- Goessling, H. F. and Reick, C. H.: Continental moisture recycling as a Poisson process, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4133–4142, doi:10.5194/hess-17-4133-2013, 2013.
- Gregory, D., 1997: The mass flux approach to the parameterization of deep convection. In: Smith RK (ed) *The physics and parameterization of moist atmospheric convection*. Kluwer, Dordrecht, pp 297–320
- Hasler, N., and R. Avissar, 2007: What controls evapotranspiration in the amazon basin? *Journal of Hydrometeorology*, 8 (3) 380–395
- Hasler, N., Werth, D., and Avissar, R.: Effects of tropical deforestation on global hydroclimate: a multimodel ensemble analysis, *J. Climate*, 22, 1124–1141, 2009.
- Hirota, M., Holmgren, M., Van Nes, E. H., and Scheffer, M.: Global resilience of tropical forest and savanna to critical transitions, *Science*, 334, 232–235, 2011.
- Holloway and Neelin, 2009: Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *J. Atmos. Sci.*, 66, pp. 1665.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, 2010: The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA). Chapter 1 in *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, F. Hossain and M. Gebremichael, Eds. Springer Verlag, ISBN: 978-90-481-2914-0, 3–22.
- Jiang, J. H., et al., 2012: Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA “A-Train” satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 117, D14105, doi:10.1029/2011JD017237.
- Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–470, 1996
- Keys, P. W., van der Ent, R. J., Gordon, L. J., Hoff, H., Nikoli, R., and Savenije, H. H. G.: Analyzing precipitation sheds to understand the vulnerability of rainfall dependent regions, *Biogeosciences*, 9, 733–746, doi:10.5194/bg-9-733-2012, 2012.
- Kiehl, J. T.; Trenberth, Kevin E., 1997: “Earth’s Annual global mean Energy Budget”, in *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 78, n. 2, 1997, pp. 197–208.
- Kiladis, G. N. and K. M. Weickmann, 1992: Extratropical Forcing of Tropical Pacific Convection during Northern Winter. *Monthly Weather Review*, 120 (9), 1924–1939.
- Knox, R., Bisht, G., Wang, J., and Bras, R.: Precipitation variability over the forest-to-nonforest transition in southwestern Amazonia, *J. Climate*, 24, 2368–2377, 2011.
- Kousky, V. E., 1979: Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107, 1140–1153, doi:10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2
- Lean, J. and Warrilow, D. A.: Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation, *Nature*, 342, 411–413, 1989. Lewis, S. L., Brando, P. M., Phillips, O. L., van der Heijden, G. M., and Nepstad, D.: The 2010 amazon drought, *Science*, 331, 554–554, 2011.

- Lenters, J. D. and K. H. Cook, 1999: Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 127 (3), 409–431, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0409:SPVOSA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1999)127<0409:SPVOSA>2.0.CO;2).
- Liebmann, B. and C. Mechoso, 2011: The South American Monsoon System. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, 137–157.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, C. Saulo, and L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 17 (19), 3829–3842.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 12 (7), 1877–1891.
- Ludescher, J., Gozolchiani, A., Bogachev, M. I., Bunde, A., Havlin, S., and Schellnhuber, H. J.: Improved El Niño forecasting by cooperativity detection, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, 11742–11745, 2013.
- Malhi, Y., J T Roberts, R A Betts, R J Killeen, W Li, and C A Nobre, 2008: Climate change, deforestation, and the fate of the amazon. *science*, 319 (5860) 169-172
- Malik, N., Bookhagen, B., Marwan, N., and Kurths, J, 2012.: Analysis of spatial and temporal extreme monsoonal rainfall over South Asia using complex networks, *Clim. Dynam.*, 39, 971–987
- Marengo J. A., et al., 2012: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, v. 131, 1-21
- Marengo, J. A.: Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget, *Clim. Dynam.*, 24, 11–22, 2005.
- Marengo, J. A.: On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art, *Rev. Brasil. Meteorol.*, 21, 1–19, 2006.
- Marengo, J.A. et al., 2003: Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and Predictability assessment and applications to climate predictions. *Clim. Dyn.*, 21, p. 459-475.
- Martinez, J. A. and Dominguez, F.: Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin, *J. Climate*, 27, 6737–6753, doi:10.1175/JCLI-D-14-00022.1, 2014.
- Medvigy, D., Walko, R. L., and Avissar, R.: Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America, *J. Climate*, 24, 2147–2163, 2011.
- Mendes, D., E. P. Souza, I. F. Trigo, and P. M. A. Miranda, 2007: On precursors of South American cyclogenesis.
- Monahan, A. H., J. C. Fyfe, M. H. P. Ambaum, D. B. Stephenson, and G. R. North, 2009: Empirical orthogonal functions: The medium is the message, *J. Clim.*, 22(24), 6501–6514, doi:10.1175/2009JCLI3062.1.
- Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W., 2011: Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm, *Remote Sens. Environ.*, 115, 1781–1800.
- Mueller, B., et al., 2013: Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3707–3720, doi:10.5194/hess-17-3707-2013, 2013.
- Myhre, g. et al., 2013: “Anthropogenic and Natural radiative Forcing”, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. cambridge/ United Kingdom/New York, cambridge University Press.
- Nepstad, D. C., et al., 1994: The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures, *Nature*, 372, 666–669
- Newell, R. E., N. E. Newell, Y. Zhu, and C. Scott, 1992: Tropospheric rivers? A pilot study. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2401–2404.
- Nicolini, M., A. C. Saulo, J. C. Torres, and P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral

- warm season. *Meteorologica*, Special Issue for the South American Monsoon System, 27, 59–69.
- Nobre, C. A., Sellers, P. J., and Shukla, J.: Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 4, 957–988, 1991.
- Nogués-Paegle, J. and K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125 (2), 279–291.
- Numaguti, A.: Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104, 1957– 1972, 1999.
- Oyama M.D, Nobre C.A, 2003: A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2199 doi:10.1029/2003GL018600.
- Phillips, OL, et al., 2010: Drought-mortality relationships for tropical forests. *New Phytologist*, 187 (3) 631-646
- Renwick, J. and M. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Monthly Weather Review*, (1997), 2233–2247
- Rienecker, M. M., et al., 2011: MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *Journal of Climate*, 24, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Rockström, J., Falkenmark, M., Karlberg, L., Hoff, H., Rost, S., and Gerten, D.: Future water availability for global food production: the potential of green water for increasing resilience to global change, *Water Resour. Res.*, 45, W00A12, doi:10.1029/2007WR006767, 2009.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14 (15), 3192–3211
- Romatschke, U. and R. A. Houze, 2013: Characteristics of Precipitating Convective Systems Accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. *Journal of Hydrometeorology*, 14 (1), 25–46, doi:10.1175/JHM-D-12-060.1
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., and Gat, J. R.: Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study, *Water Resour. Res.*, 15, 1250–1258, doi:10.1029/WR015i005p01250, 1979.
- Salio, P., M. Nicolini, and C. Saulo, 2002: Chaco Low-Level Jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophys. Res.*, 107 D (24), 32 1 – 17.
- Salio, P., M. Nicolini, and E. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1290–1310.
- Sampaio, G., Nobre, C., Costa, M. H., Satyamurty, P., Soares-Filho, B. S., and Cardoso, M.: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.
- Saulo, C., J. Ruiz, and Y. G. Skabar, 2007: Synergism between the Low-Level Jet and organized convection in its exit region. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1310–1326.
- Saulo, C., M. E. Seluchi, and M. Nicolini, 2004: A case study of a Chaco Low-Level Jet event. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2669–2683.
- Seluchi, M. E., C. Saulo, M. Nicolini, and P. Satyamurty, 2003: The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2361–2378.
- Sherwood et al., 2009: Tropospheric water vapor, convection and climate: a critical review. *Review of Geophysics*, 48, pp. RG2001.
- Siqueira, J. and W. Rossow, 2005: Structural Characteristics of Convective Systems over South America Related to Cold-Frontal Incursions. *Monthly Weather Review*, 133 (5), 1045–1064, doi:10.1175/MWR2888.1
- Siqueira, J. R. and L. A. T. Machado, 2004: Influence of frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. *J. Clim.*, 17, 1754–1766.
- Spracklen, D. V., Arnold, S. R., and Taylor, C. M.: Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests, *Nature*, 489, 282–285, 2012.

- Stevens B., and S. Bony, 2013: What are climate models missing?, *Science*, v. 340, doi 10.1126/science.1237554
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer, 666 pp.
- Sudradjat, A., Brubaker, K., and Dirmeyer, P.: Precipitation source/sink connections between the Amazon and La Plata River basins, in: AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1, p. 0830, San Francisco, California, 6–10 December 2002.
- Trenberth, K. E.: Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation, *J. Climate*, 12, 1368–1381, 1999.
- Tsonis, A. A., Swanson, K. L., and Wang, G.: On the role of atmospheric teleconnections in climate, *J. Climate*, 21, 2990–3001, 2008.
- Uppala, S. et al., 2005: The era-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012.
- van der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaeffli, B., and Steele-Dunne, S. C.: Origin and fate of atmospheric moisture over continents, *Water Resour. Res.*, 46, W09525, doi:10.1029/2010WR009127, 2010.
- van der Ent, R. J., Tuinenburg, O. A., Knoche, H.-R., Kunstmann, H., and Savenije, H. H. G.: Should we use a simple or complex model for moisture recycling and atmospheric moisture tracking?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4869–4884, doi:10.5194/hess-17-4869-2013, 2013.
- Vera, C. et al., 2006: A Unified Vision of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977–5000
- Vera, C., et al., 2006b: The South American low-level jet experiment, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 63–77.
- Victoria, R. L., Martinelli, L. A., Mortatti, J., and Richey, J.: Mechanisms of water recycling in the Amazon basin: isotopic insights, *Ambio*, 20, 384–387, 1991.
- Wang, J.-J., Robert F. Adler, George J. Huffman, and David Bolvin, 2014: An Updated Composite Climatology of Tropical Rainfall and Its Validation. *J. Climate*, **27**, 273–284. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00331.1>
- Werth, D., and R. Avissar, 2002: The local and global effects of amazon deforestation. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107 (4948) 1322–1325
- Williams and Rennó, 1993: An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon. Weath. Rev.*, 121, pp. 21.
- Yasukawa, Y. in *Tras las huellas del cambio climático en Bolivia*. (Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo-PNUD, Calacoto, La Paz, 2011).
- Zemp, D. C., Wiedermann, M., Kurths, J., Rammig, A., and Donges, J. F.: Node-weighted measures for complex networks with directed and weighted edges for studying continental moisture recycling, *Europhys. Lett.*, 107, 58005, doi:10.1209/0295-5075/107/58005, 2014b.
- Zhou, J. and K.-M. Lau, 1998: Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11 (5), 1020–1040.

ANEXO

A. Abreviações

ACP	Atmospheric Chemistry and Physics
AGU	American Geophysical Union
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
CAPE	Convective available potential energy
CCM	Complexo convectivo de meso escala
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EGU	European Geophysical Union
EOF	Empirical Orthogonal Functions
ERA-40	Segunda geração do ECMWF Re-Analysis
ERA-Interim	Terceira geração do ECMWF Re-Analysis
ET	Evapotranspiração
GRL	Geophysical Research Letters
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAMC	Journal of Applied Meteorology and Climatology
JBN	Jato de baixos níveis
JCLIM	Journal of Climate
JGR	Journal of Geophysical Research
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
MBSCG	Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global
MCGA	Modelo de circulação geral da atmosfera
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications
NAL	Northwestern Argentinean Low
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PBMC	Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas
PCA	Principal component analysis
SRB	Surface Radiation Budget
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
UKM	United Kingdom Meteorological Office
USP	Universidade de São Paulo
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico sul
ZCIT	Zona de convergência Intertropical

ANEXO

B. Publicações sistematizadas

Capítulo 1

- Barbosa, H.M.J.**, 2014: Vapor de Água na Atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas. Revista USP, Brasil, n. 103, p. 67-80. ISSN 2316-9036. doi:10.11606/issn.2316-9036.v0i103p67-80
- Costa, AA, TM Pauliquevis, EP Souza, JA Martins, M Yamasoe, MF Andrade e **H.M.J. Barbosa**, 2012: Aerossóis e nuvens, Capítulo 6 em Bases Científicas das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o primeiro relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. pp 237-277
- Correia, A. L., M. A. Yamasoe, **H. M. J. Barbosa**, S. S. Costa, L. A. T. Machado, A. S. Procópio, R. Y. Ynoue, J. C. Ceballos, M. P. Corrêa, M A F. Silva Dias e F. Martins, 2012: Forçantes radiativas naturais e antropogênicas, Capítulo 7 em Bases Científicas das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o primeiro relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. pp 209-236

Capítulo 2

- Barbosa, H.M.J.**; Arraut, J. M., 2009: A quantitative evaluation of the role of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue East of the Andes for frontogenesis in the South American subtropics. Advances in Geosciences, v. 22, p. 67-72
- Arraut, J. M.; **Barbosa, H.M.J.**, 2009: Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes. Advances in Geosciences, v. 22, p. 73-78
- Arraut, J.M., C.A. Nobre, **H.M.J. Barbosa**, J.A. Marengo and G. Obregon, 2012: Aerial Rivers and Lakes: looking at large scale moisture transport, its relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America, J. Climate, v. 25, p. 543-556
- Boers, N., **H.M.J. Barbosa**, B. Bookhagen, J. A. Marengo, N. Marwan, J. Kurths, 2015: Propagation of large convective systems from southeastern South America to the Central Andes due to the interplay of frontal systems and moisture flux from the tropics. J. Clim., doi: 10.1175/JCLI-D-15-0137.1, in press

Capítulo 3

Boers, N., A. Rheinwalt, B. Bookhagen, **H.M.J. Barbosa**, N. Marwan, J. Marengo and J. Kurths, 2014: The South American Rainfall Dipole: A Complex Network Analysis of Extreme Events. *Geophys. Res. Lett.*, DOI: 10.1002/2014GL061829

Boers, N., B. Bookhagen, **H.M.J. Barbosa**, N. Marwan, J. Kurths and J.A. Marengo, 2014: Prediction of Extreme Floods in the Eastern Central Andes: A Complex Networks Approach, *Nature Communications* 5:5199 doi: 10.1038/ncomms6199

Capítulo 4

Zemp, D. C., Schleussner, C.-F., **Barbosa, H. M. J.**, van der Ent, R. J., Donges, J. F., Heinke, J., Sampaio, G., and Rammig, A.: On the importance of cascading moisture recycling in South America, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 13337-13359, doi:10.5194/acp-14-13337-2014, 2014. 1.



Vapor de água na atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas

Henrique M. J. Barbosa

RESUMO

Uma molécula de água interage tanto com a radiação solar quanto com a radiação de onda longa emitida pela superfície do nosso planeta. Se não fosse por essa absorção, que responde por 2/3 do efeito estufa natural e mantém a atmosfera e a superfície aquecidas, o clima não seria como conhecemos hoje e possivelmente não haveria vida na Terra. A presença do vapor de água no sistema climático também possibilita um eficiente transporte vertical de energia da superfície para a troposfera, modificando o perfil de temperatura através das trocas de calor envolvidas nas mudanças de fase ao se formar uma nuvem. As nuvens, por sua vez, cobrem 2/3 do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário de 15% para 30%, mas ao mesmo tempo também absorvem radiação infravermelha que de outro modo seria perdida para o espaço. Neste artigo, iremos mostrar que, para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

Palavras-chave: vapor de água; efeito estufa; nuvens; balanço de radiação terrestre.

ABSTRACT

A water molecule interacts with both solar and longwave radiation emitted by Earth's surface. Were it not for such absorption, which accounts for 2/3 of the natural greenhouse effect and keeps the atmosphere and surface warm, climate would not be as we know it today and possible life would not be possible on Earth. The presence of water vapor in the climate system also allows for an efficient vertical transport of energy from the surface to the troposphere, modifying the vertical profile of temperature through the heat exchanges involved in the phase changes of water to form a cloud. On their turn, clouds cover 2/3 of the sky – and their interaction with solar radiation increases the planetary albedo from 15 to 30% – whereas they also trap infrared radiation that would otherwise be lost to space. In this article we will show that if we are to keep advancing our understanding of climate and climate change, we have to keep advancing our understanding of the roles water vapor and clouds play in our atmosphere.

Keywords: water vapor; greenhouse effect; clouds; Earth radiation budget.

A presença de vapor de água determina em grande parte as propriedades da atmosfera do nosso planeta. As características radiativas da água, em seus três estados de fase, determinam a magnitude do efeito estufa, do albedo planetário e, portanto, da temperatura da superfície da Terra. Essas e as propriedades térmicas da molécula H_2O determinam a intensidade do ciclo hidrológico e influenciam a estrutura termodinâmica da troposfera e a circulação dos ventos.

É surpreendente que a água tenha um papel tão importante na atmosfera já que ela representa apenas 0,25% da massa total. Isso é equivalente a uma camada fina de água líquida de apenas 2,5 cm de profundidade, distribuída na atmosfera na forma de vapor (99,5%) e de gotas ou cristais de gelo (0,5%), sendo que 99% estão contidos na troposfera, a camada mais baixa da atmosfera e que se estende de 8 a 16 km acima da superfície. Nos continentes, na forma de geleiras, lagos, rios, e embebida no solo, a quantidade de água é equivalente a uma camada líquida de 50 m a 75 m, dois mil a três mil vezes em maior quantidade do que na atmosfera. Os oceanos, obviamente, são

o maior reservatório. Se distribuíssemos a água presente neles sobre toda a superfície da Terra, a profundidade seria de 2,8 km, ou seja 118 mil vezes mais água do que temos na atmosfera.

Não importa como você olhe para a questão, a água em suspensão na atmosfera é o estado menos provável de se encontrar uma molécula de água no nosso planeta, ainda assim, essas moléculas fazem uma enorme diferença para o clima. Para entender como isso acontece, iremos precisar de alguns conceitos de termodinâmica, eletromagnetismo e da física quântica para explicar o que controla o delicado balanço de energia e, portanto, o clima do nosso planeta.

BALANÇO DE RADIAÇÃO

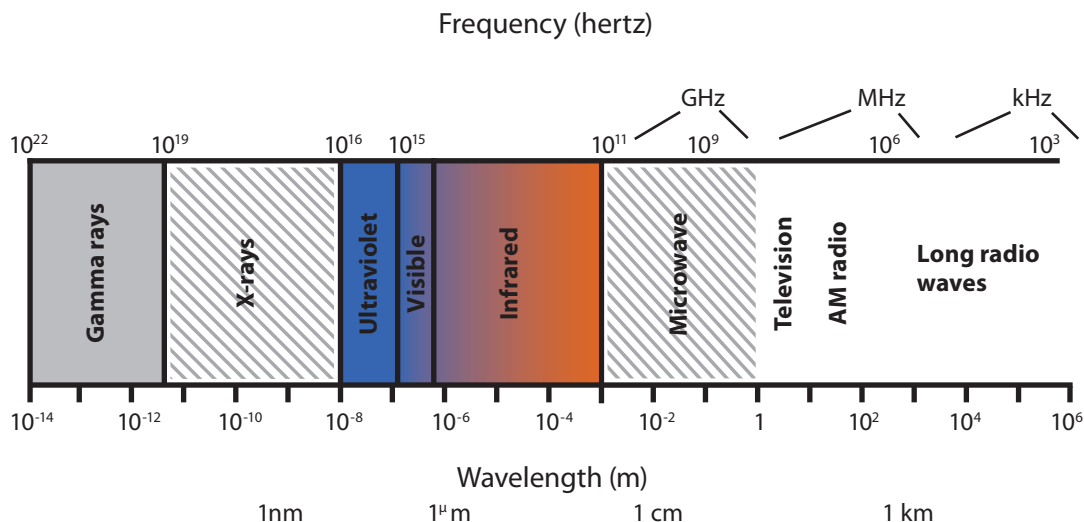
O Sol, a estrela no centro do nosso sistema solar, é um poderoso reator de fusão nuclear que transforma hidrogênio em hélio liberando uma enorme quantidade de energia no processo. Essa energia é enviada numa viagem sem volta pelo espaço na forma de radiação eletromagnética. Radiação eletromagnética é a propagação de energia na forma de ondas eletromagnéticas, que incluem raios X, raios ultravioleta, luz visível, calor, micro-ondas, ondas de TV e ondas de rádio (Figura 1). Não apenas o Sol, mas todos os corpos emitem radiação segundo a lei de radiação de Planck¹. O

1 A equação de Planck para a emissão de radiação por unidade de volume e por unidade de comprimento de onda é $S_\lambda = (8\pi hc/\lambda^5)/(e^{hc/\lambda kT} - 1)$, onde λ é o comprimento de onda, h é a constante de Planck, c é a velocidade da luz, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

HENRIQUE M. J. BARBOSA é professor do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.

FIGURA 1

ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO MOSTRANDO
DESDE RAIOS GAMA ATÉ ONDAS DE RÁDIO



A luz visível tem comprimentos de onda (escala inferior) entre 390 nm e 750 nm.

Fonte: ©The COMET Program (http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_2.htm)

quanto é emitido de radiação em cada uma dessas faixas do espectro eletromagnético depende da temperatura do corpo emitindo a radiação. No caso do nosso Sol, sua temperatura é ~ 5780 K e temos parte da radiação solar² na forma de luz visível (44%), infravermelho próximo (37%) e ultravioleta (7%), como mostra a Figura 2. O máximo da curva de emissão está próximo ao verde (560 nm), que também corresponde ao máximo de eficiência dos nossos olhos, e muitos cientistas afirmam que nós evoluímos para enxergar as cores do nosso Sol (ver, por exemplo, a discussão em Soffer e Lynch, 1999). Já a superfície do nosso planeta, cuja temperatura média é de 14°C , emite primordialmente radiação no infravermelho distante (calor), que é invisível ao olho humano.

O total de energia radiante emitido pelo Sol pode ser obtido utilizando-se a equação de Planck e somando-se a contribuição de todos os comprimentos de onda possíveis. Ao fazer isso, obtemos

uma nova equação, que chamamos de lei de Stefan-Boltzmann³ e que nos diz que a energia (J – joules) eletromagnética emitida por segundo (J/s ou W – watts) e por unidade de área superficial (W/m^2) depende da quarta potência da temperatura dessa superfície. Utilizando essa equação, encontramos que o Sol emite $6,3 \times 10^7 \text{ W}/\text{m}^2$. O raio do Sol é de ~ 700 mil km, assim o total de energia emitida por segundo é $3,85 \times 10^{26} \text{ W}$. Essa quantidade é tão grande que em 1 s seria suficiente para suprir o nosso consumo mundial de energia ($\sim 143.851 \text{ TWh}$ por ano⁴) durante ~ 743 mil anos!

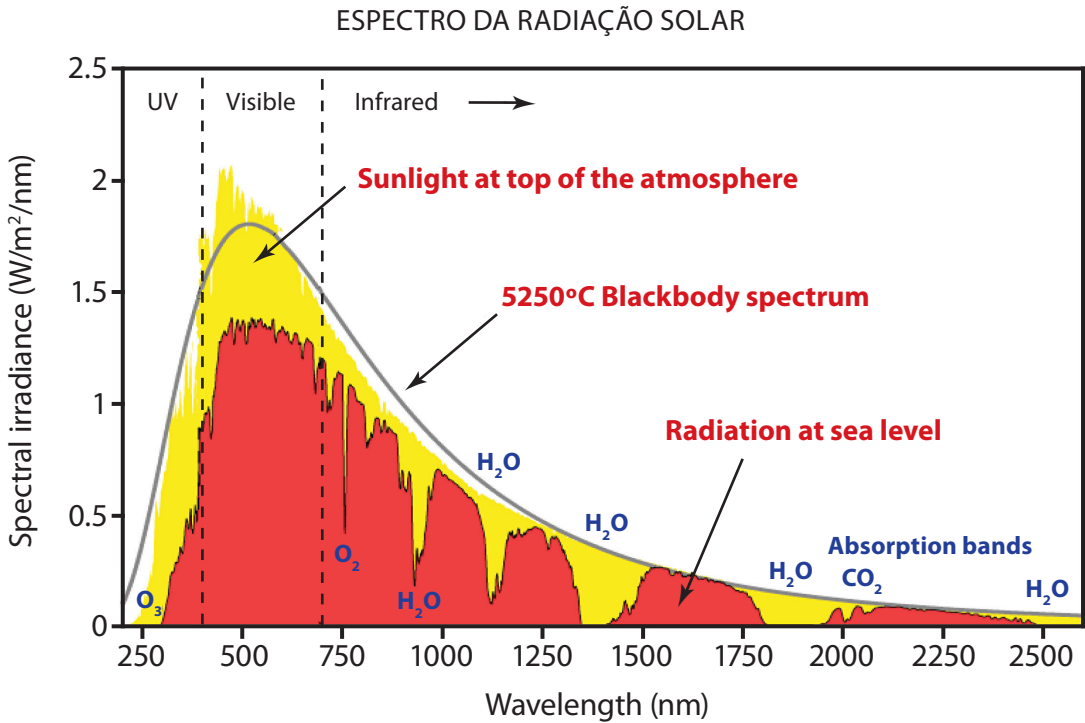
Entretanto, como a Terra está a 150 milhões de quilômetros de distância do Sol, apenas uma fração muito pequena da energia emitida chega até nós. A quantidade de energia solar que recebemos por segundo por metro quadrado no topo da atmosfera é de $\sim 1.365 \text{ W}/\text{m}^2$. Considerando que apenas o lado iluminado da Terra recebe essa radiação e que

2 A radiação solar também é chamada de radiação de ondas curtas, pois seus comprimentos de onda são menores que aqueles na faixa do infravermelho distante, característicos da emissão da superfície.

3 A equação de Stefan-Boltzmann é $E = \sigma T^4$, onde E é a energia emitida por unidade de área, T é a temperatura, e σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

4 1 terawatt-hora (TWh) = 1 bilhão de quilowatts-hora (kWh) = 1.012 watts-hora .

FIGURA 2



No topo da atmosfera (amarelo) e na superfície (vermelho), segundo o espectro solar de referência (Kurucz, 1984). Este se ajusta aproximadamente a uma curva de emissão de um corpo negro, exceto pelas linhas de absorção de átomos mais pesados presentes na atmosfera do Sol. A diferença entre o espectro no topo e na superfície é devida ao espalhamento e absorção da radiação ao atravessar a nossa atmosfera.

Fonte: commons.wikimedia.org/wiki/File:Solar_Spectrum.png

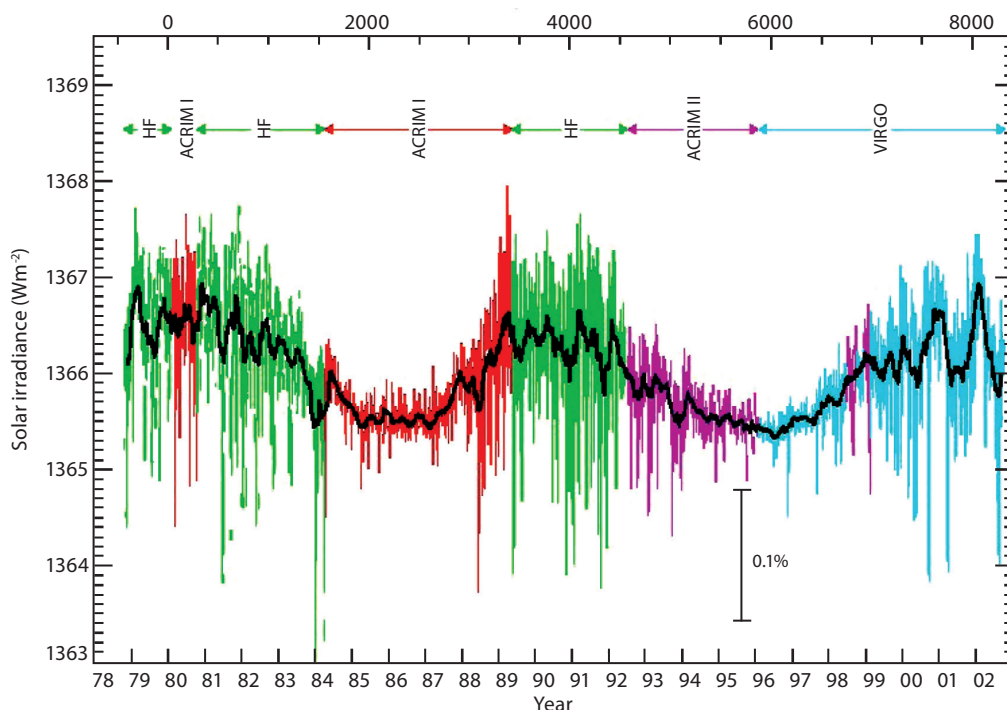
existe uma inclinação entre a superfície e a direção dos raios solares, pode-se calcular o valor médio global e anual da radiação solar incidente, que é bem menor, de apenas $340,2 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ (Stephens et al., 2012). Esse fluxo de energia que recebemos do Sol é praticamente constante ao longo do tempo se considerarmos uma média de longo prazo. As flutuações são controladas principalmente por processos periódicos como a variação da distância da Terra até o Sol e o ciclo de atividade solar, como mostra a Figura 3. A consequência dessa entrada constante de energia no sistema climático é um clima quase estacionário. Dizemos quase estacionário pois o balanço de energia e a respectiva temperatura média mudam lentamente, com as mudanças, por exemplo, na posição dos continentes, que levam centenas de milhões de anos (Wegener, 1922), na orientação do eixo de rotação, que levam dezenas a centenas de milhares de anos (Milankovitch, 1930), e na composição da atmosfera, entre as duas escalas de tempo, se não considerarmos a atividade humana (Feldman et al., 2015).

Essa energia média incidente no topo da atmosfera pode ser absorvida, refletida, ou espalhada pelos diferentes componentes do sistema climático, como as nuvens, por exemplo. Os gases atmosféricos, apesar de transparentes à luz visível, também absorvem e espalham parte da energia solar incidente. É por isso que o espectro solar medido ao nível do mar é menos intenso que o medido no topo da atmosfera. Como mostrado na Figura 2, os principais responsáveis por essa absorção são o ozônio, na faixa do ultravioleta, e o vapor de água, no infravermelho, e em menor parte o CO_2 . Devemos lembrar que os gases são formados por moléculas, e que portanto são essas moléculas que estão absorvendo a radiação. Quando isso ocorre, a distribuição de energia das moléculas⁵ que

5 A área da física que explica o caráter microscópico da temperatura é a mecânica estatística. A distribuição de velocidades das moléculas em um gás a temperatura constante é descrita pela função distribuição de Maxwell-Boltzmann, $f(v) = (m/2\pi kT)^{3/2} 4\pi v^2 e^{-mv^2/2kT}$, onde m é a massa da molécula, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

FIGURA 3

MEDIDAS DA CONSTANTE SOLAR DESDE 1978 REALIZADAS POR DIFERENTES SATÉLITES



O que parece ser ruído é variabilidade natural, causada por manchas solares que mudam de tamanho e posição. A variação da ordem de um ano é devida à posição da Terra em relação ao Sol, e a de 11 anos é devida ao ciclo de atividade solar.

Fonte: the Virgo/SOHO team (http://science.nasa.gov/media/medialibrary/2003/01/16/17jan_solcon_resources/stitch_big.jpg)

constituem o ar irá mudar para valores mais altos. Com mais energia, as moléculas se deslocam mais rapidamente, e esse aumento no grau de agitação molecular é o que macroscopicamente identificamos como aumento de temperatura.

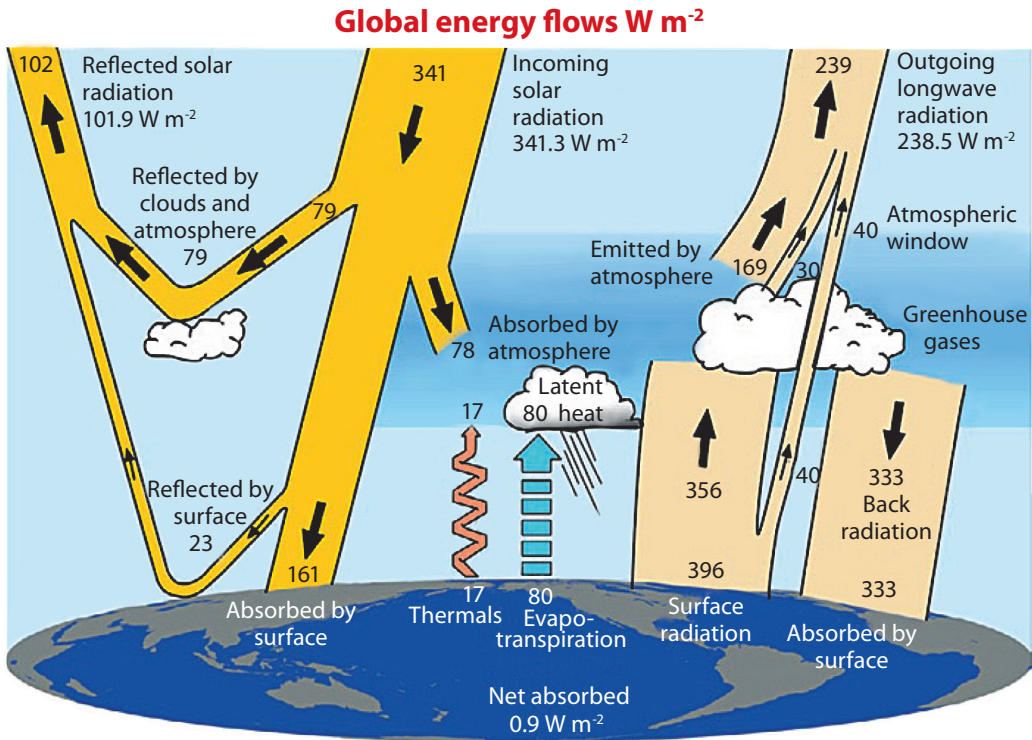
A radiação solar, entretanto, não é a única radiação se propagando na atmosfera e que pode ser absorvida pelas moléculas do ar causando aumento de temperatura. Todos os componentes do sistema climático emitem radiação eletromagnética, de acordo com as equações de Planck e de Stefan-Boltzmann. Para as temperaturas tipicamente encontradas na atmosfera, a emissão se dá primordialmente no infravermelho, e acabamos de ver, por exemplo, que H_2O e CO_2 absorvem nessa faixa espectral. Mais do que isso, as próprias moléculas do ar também emitem radiação, o que diminui o nível de energia dessas moléculas e diminui a temperatura do ar. Assim, para saber se a temperatura do ar irá aumentar ou diminuir, devemos calcular se as

moléculas estão absorvendo mais energia do que perdendo, ou vice-versa respectivamente. Esse aumento de temperatura devido ao aumento do nível de energia das moléculas (saldo positivo no balanço de radiação) é um conceito simples mas fundamental e que explica toda a ciência do efeito estufa e das mudanças climáticas.

A Figura 4 mostra como é a repartição de energia no sistema climático e resume décadas de medidas experimentais tanto no solo quanto com instrumentos a bordo de satélites. Esses dados experimentais mostram que o sistema climático está em equilíbrio, uma vez que a radiação solar absorvida é igual ao total de radiação de onda longa emitida pela Terra para espaço. Isso significa que a quantidade de energia média armazenada no sistema climático é constante, e que portanto a temperatura média é constante. Fazer a conta de qual será a temperatura média do planeta para um certo nível de energia acumulado no sistema climático é mais complicado, por isso consideraremos apenas

FIGURA 4

MÉDIA GLOBAL E ANUAL DO BALANÇO DE ENERGIA
DA TERRA ENTRE MARÇO DE 2000 E MAIO DE 2004



As setas largas indicam esquematicamente o fluxo de energia na proporção de sua importância.
Fonte: ©American Meteorological Society. Used with permission (Trenberth et al., 2009, p. 314)

dois casos simples: 1) sem atmosfera ou 2) apenas uma camada homogênea.

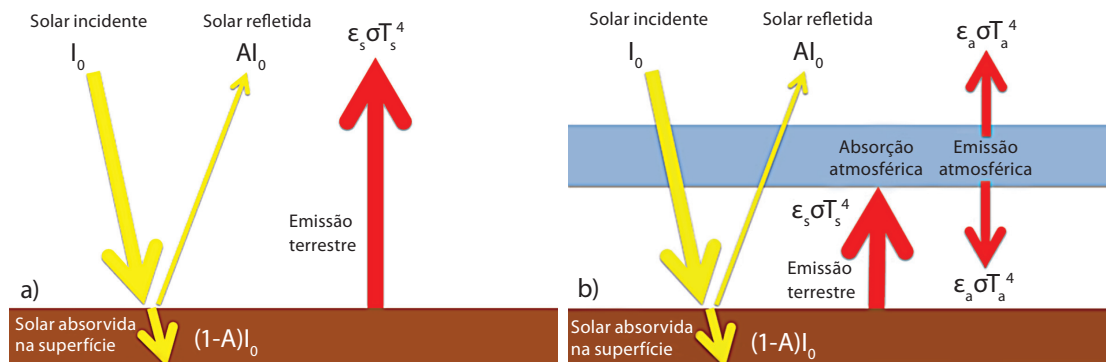
Inicialmente, é importante fazer uma correção na equação de Stefan-Boltzmann e considerar que nem todas as superfícies têm a mesma eficiência para emitir radiação, ou, usando o jargão científico, a mesma emissividade. A emissividade, ε , de uma superfície é uma grandeza adimensional que varia entre 0 e 1 e multiplica a equação de Stefan-Boltzmann. Devemos também considerar a lei de Kirchhoff, que diz que, em equilíbrio termodinâmico, a emissividade de uma superfície deve ser igual à absorvidade. Um corpo ideal com emissividade $\varepsilon = 1$ e em equilíbrio, portanto, absorve toda a radiação incidente sobre sua superfície, por isso é chamado de corpo negro. No caso não ideal, tem-se $0 < \varepsilon < 1$ e, portanto, o corpo não absorve toda a radiação incidente, mas também emite uma quantidade menor, o que significa que ele será parcialmente transparente e por isso chamamos de corpo cinza. Para encontrar a temperatura de equi-

líbrio, basta então considerar que o sistema está em equilíbrio e que portanto sua temperatura deve ser tal que a emissão de energia calculada pela lei de Stefan-Boltzmann é igual à absorção de energia.

No caso sem atmosfera, as únicas componentes do balanço de radiação seriam a radiação solar incidente, a refletida e a perda de calor pela superfície (Figura 5a). Utilizando a equação de Stefan-Boltzmann com $\varepsilon = 0,95$ e assumindo que a superfície reflete 30% da radiação solar incidente, a temperatura de equilíbrio da superfície seria $-15^{\circ}C$. Na presença de uma camada homogênea, alguns componentes irão absorver parte da radiação de onda longa emitida pela superfície, e a própria atmosfera irá emitir radiação de onda longa, correspondendo a sua temperatura, para cima e para baixo (Figura 5b). Assumindo que a emissividade da atmosfera vale $\varepsilon = 0,75$, a temperatura de equilíbrio da superfície seria de $+14^{\circ}C$. A presença de gases na atmosfera que absorvem a radiação infravermelha, portanto, aquece a super-

FIGURA 5

DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS COM AS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NOS CASOS DO PLANETA TERRA



fície. Esse mecanismo é chamado de efeito estufa natural e permite a existência de água líquida e vida no planeta. Ainda que esses cálculos sejam bastante simplificados, os valores que obtemos são bem próximos dos valores exatos.

É importante ressaltar que esse conceito de balanço de energia entre a radiação solar absorvida e a emissão de radiação de onda longa no topo da atmosfera só faz sentido se for considerada a média global de longo prazo. Como sabemos, as regiões tropicais recebem mais energia do Sol e por isso também são mais quentes do que as regiões polares. A diferença de temperatura significa que uma quantidade diferente de radiação de onda longa é perdida para o espaço nas duas regiões, mas isso não é suficiente para compensar o excesso de radiação solar absorvido. Assim, sempre há uma desigualdade regional entre as duas componentes do balanço de radiação: saldo positivo nos trópicos e negativo nas regiões polares. Essa diferença na distribuição espacial da radiação solar é mostrada na Figura 6. Como os trópicos não estão esquentando indefinidamente, deve existir outro mecanismo de redistribuição de energia no sistema climático. De fato, a distribuição irregular de energia na superfície do planeta induz gradientes horizontais de temperatura e, consequentemente, gradientes de pressão que empurram os ventos na troposfera. Os ventos, por sua vez, empurram a água na superfície do oceano, produzindo correntes oceânicas. São esses mesmos ventos e correntes oceânicas

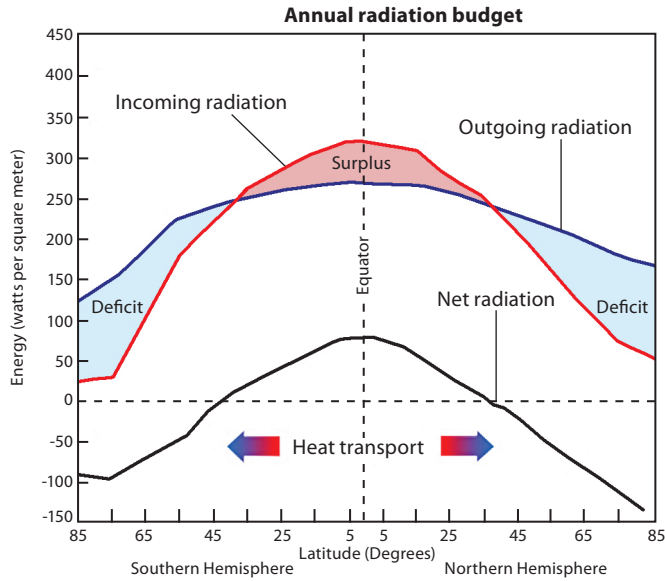
que transportam o excesso de energia dos trópicos para as regiões polares.

O PAPEL RADIATIVO DO VAPOR DE ÁGUA

Os principais gases de efeito estufa na nossa atmosfera são vapor de água, dióxido de carbono, ozônio, metano e óxido nitroso. A Tabela 1 mostra qual o efeito radiativo de cada um. A água se sobressai por suas propriedades físicas e radiativas. Como mostra a Figura 7, a molécula de vapor de água absorve radiação principalmente na faixa infravermelha do espectro eletromagnético. O formato da molécula de água, com três momentos de inércia diferentes, produz uma infinidade de modos de vibração e rotação cuja combinação responde pelas linhas de absorção indicadas na figura. São tantas linhas, tão próximas, que formam um contínuo de absorção. Essa absorção em grandes faixas do espectro EM faz do vapor de água o principal absorvedor da radiação solar e terrestre, com 51 W/m^2 , enquanto o CO_2 absorve menos da metade, 24 W/m^2 , e todos os outros gases juntos absorvem outros 11 W/m^2 . Alguns gases, como o vapor de água e o ozônio, também absorvem parte da radiação solar incidente, aquecendo a atmosfera mas esfriando a superfície. Esse efeito, entretanto, é menor que o de aquecimento, e por isso o efeito estufa aquece a superfície.

FIGURA 6

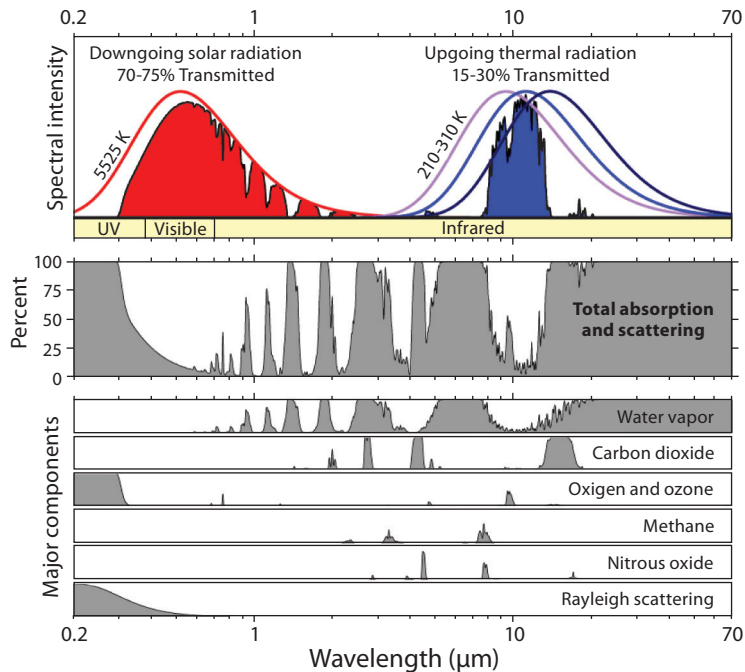
MÉDIA ZONAL DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE E DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE NO TOPO DA ATMOSFERA



A região tropical recebe mais energia do que perde. A circulação atmosférica e as correntes oceânicas são responsáveis por transportar esse excedente.
 Fonte: ©The COMET Program (http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_1.htm)

FIGURA 7

RADIAÇÃO TRANSMITIDA PELA ATMOSFERA



Os gases têm um padrão característico de absorção. Enquanto são transparentes para alguns comprimentos de onda, interagem fortemente com outros, absorvendo-os totalmente. Para os comprimentos de onda da radiação solar, os principais absorvedores são H_2O e O_3 , enquanto, para a radiação terrestre, são H_2O e CO_2 .

Fonte: imagem criada por Robert A. Rohde/Global Warming Art

TABELA 1

EFICIÊNCIA RADIATIVA, CONCENTRAÇÃO, EFEITO ESTUFA E FORÇANTE RADIATIVA DOS PRINCIPAIS GASES NA ATMOSFERA

	Eficiência radiativa (W m ⁻² /ppb)	Concentração pré-industrial	Efeito estufa natural (W m ⁻²)		Concentração no ano de 2011	Forçante antrop. (W m ⁻²)
H ₂ O			75	51		
CO ₂	1,37 · 10 ⁻⁵	278 ± 2 ppm	32	24	390,4 ± 0,2 ppm	1,82
O ₃			10	7		0,35
CH ₄	3,63 · 10 ⁻⁴	722 ± 25 ppb	8	4	1.803,2 ± 1,2 ppb	0,48
N ₂ O	3,03 · 10 ⁻³	270 ± 7 ppb			324,3 ± 0,1 pbb	0,17
CF ₄	0,1	34,7 ± 0,2 ppt			79,0 ± 0,1 ppt	0,0041
Outros						0,01
Total			125	86		2,83

A eficiência radiativa e as concentrações em 1750 (pré-industrial) e em 2011 são as indicadas em Hartmann et al. (2013). As concentrações não são informadas para o H₂O e o O₃ porque variam muito espacial e temporalmente. O efeito estufa natural foi estimado por Kiehl et al. (1997) para a condição de céu limpo (em preto) e céu com nuvens (em azul). A forçante radiativa antropogênica foi estimada por Myhre et al. (2013), e não foi incluída porque é considerada como retroalimentação.

A Tabela 1 também mostra qual a eficiência radiativa dos gases de efeito estufa de vida longa, ou seja, quantos W/m² extras são retidos no sistema climático para cada 1 ppb extra na concentração. A forçante antropogênica (última coluna) é obtida multiplicando-se a diferença entre a concentração atual e a pré-industrial pela eficiência radiativa. O leitor atento deve ter percebido que a coluna do efeito estufa natural não foi calculada da mesma maneira: por exemplo, a forçante natural de 278 ppm de CO₂ vale 32 W/m² mas não é dada pelo produto dessa concentração pela eficiência radiativa. Isso acontece porque a concentração é muito alta e diversos comprimentos de onda são totalmente absorvidos por essa quantidade de CO₂, ou seja, algumas bandas estão saturadas e por isso a eficiência radiativa é baixa. Ao variar a concentração entre zero e o valor pré-industrial, entretanto, isso não acontece.

Diferentemente dos outros gases indicados na Tabela 1, o vapor de água não é emitido em quantidades significativas por atividades humanas, ou produzido como subproduto de reações químicas a partir de precursores antropogênicos. A quan-

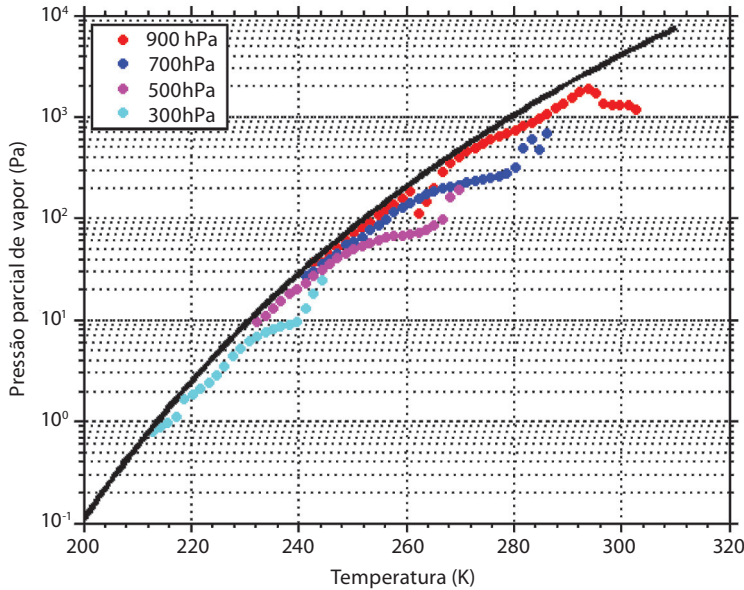
tidade de água na atmosfera é limitada pelas leis da termodinâmica. De acordo com a equação de Clausius-Clapeyron⁶, a pressão de vapor de saturação, que corresponde à maior quantidade de água possível na forma de vapor, depende não linearmente da temperatura. Assim, a distribuição espacial e vertical do vapor de água na atmosfera é limitada pela distribuição de temperaturas devido à segunda lei da termodinâmica.

Esse forte vínculo entre água e temperatura fica evidente na Figura 8, que mostra que a quantidade de vapor de água na atmosfera tem um limite superior dado exatamente pela pressão de vapor de saturação. Porque a água está tão intimamente ligada à temperatura, e o sistema climático está em equilíbrio radiativo-convectivo, a água tem um grande potencial para amplificar os efeitos das mudanças climáticas. A razão é que, ao aumentar a concentração de CO₂, aumenta-

6 A equação de Clausius-Clapeyron pode ser escrita como $d \ln(e_s) = L_v d \ln(T) / R_v T$, onde e_s é a pressão de vapor de saturação, T é a temperatura do ar, e L_v é o calor latente de vaporização, e R_v é a constante dos gases para o vapor de água.

FIGURA 8

MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1980 A 2009 DA PRESSÃO PARCIAL DO VAPOR DE ÁGUA EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA NA ATMOSFERA



Os valores são limitados pela pressão de vapor de saturação (linha sólida). Cada ponto corresponde a uma posição no globo, e as cores indicam diferentes níveis de pressão.

Fonte: dados são da reanálise ERA Interim fornecidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

-se a absorção de radiação infravermelha, o que aumenta a temperatura e a pressão de vapor de saturação exponencialmente (Figura 8). Aumentar a pressão de vapor de saturação, por sua vez, permite reter uma maior quantidade de vapor de água na atmosfera, o que vai aumentar ainda mais a absorção de radiação infravermelha, um mecanismo de retroalimentação positivo.

Esse mecanismo de retroalimentação já foi quantificado através de simulações com modelos climáticos (Schneider et al., 1998). Dobrando a concentração de CO_2 mas mantendo a umidade e as nuvens constantes, encontra-se um aumento global de temperatura da superfície de apenas 1,08 K. Ao permitir que a concentração do vapor de água aumente, mas ainda mantendo as nuvens constantes, o aquecimento é de 1,8 K. Finalmente, permitindo que tanto o vapor de água quanto as nuvens produzidas por esse vapor respondam ao aquecimento do CO_2 , a temperatura da superfície aumenta 2,3 K.

A amplificação da forçante radiativa não é a única consequência da presença do vapor de água na atmosfera. As mudanças de fase do vapor de

água, com a liberação ou absorção de calor latente, determinam o perfil termodinâmico da atmosfera. As nuvens que se formam a partir da condensação do vapor interagem diretamente com a radiação solar e terrestre, modulando o clima. O ciclo hidrológico também pode mudar em resposta a essas forçantes externas. Trataremos desses tópicos na próxima seção.

O PAPEL DAS NUVENS NO BALANÇO RADIATIVO E NO PERFIL TERMODINÂMICO

Quando uma parcela de ar próxima da superfície é aquecida, ela sobe, em um movimento que chamamos de convecção. Devido à redução da pressão, ela se expande e esfria, o que reduz a pressão de vapor de saturação. Como a quantidade de água na parcela ainda é a mesma, vai se chegar a um ponto em que a pressão parcial do vapor será igual à pressão de saturação. Continuando o movimento ascendente, a pressão de vapor ultrapassaria o valor

máximo permitido. O que acontece, entretanto, é que a água muda de fase, e todo o excesso de vapor se converte em pequenas gotas, formando uma nuvem e, eventualmente, chuva. Como vimos que quase toda a energia que recebemos do Sol é absorvida na superfície, esse mecanismo de formação de nuvem é bastante comum, e podemos dizer que a troposfera, principalmente na região tropical, é caracterizada por movimentos convectivos.

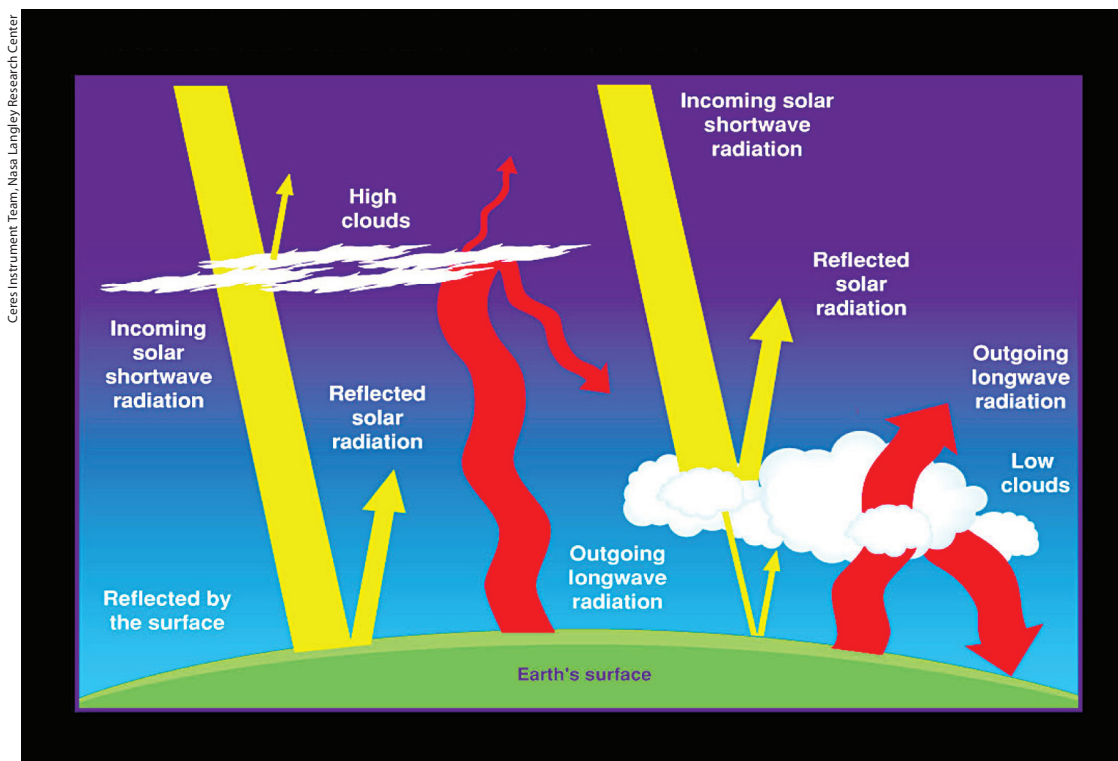
A água condensada, que chamamos coletivamente de hidrometeoros, pode assumir várias formas, como por exemplo cristais, gotículas, flocos de neve, gotas de chuva e granizo. A sua interação com a radiação eletromagnética depende do seu índice de refração e do seu tamanho em relação ao comprimento de onda da radiação. Como os tamanhos típicos das gotículas de nuvem ($5\text{--}30\ \mu\text{m}$) e dos cristais de gelo ($30\text{--}100\ \mu\text{m}$) estão próximos aos comprimentos de onda do IR próximo, as nuvens são eficientes absorvedores de radiação terrestre. Na

faixa da radiação visível, de comprimento de onda bem menor que o tamanho dos hidrometeoros, a radiação eletromagnética será primordialmente espalhada. O consenso científico hoje é de que as nuvens baixas, com bastante água líquida, esfriam o planeta, mas nuvens altas e de gelo, como os cirrus, funcionam como cobertores, aquecendo o planeta (Figura 9). Apesar de conterem apenas 0,5% da água da atmosfera, as nuvens provocam um grande efeito radiativo: de esfriamento do planeta, pela reflexão de $50\ \text{W/m}^2$ de ondas curtas⁷, e de aquecimento, pelo aprisionamento de $25\ \text{W/m}^2$ de ondas longas. O efeito combinado é de esfriamento de $25\ \text{W/m}^2$, contrabalançando o efeito estufa natural do CO_2 de aquecimento (Tabela 1). É por esse motivo que se

⁷ As nuvens cobrem em média 64% do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário médio, isto é, quanto da radiação incidente é refletido, de 15% para 30%.

FIGURA 9

EFEITO DAS NUVENS NO BALANÇO DE RADIAÇÃO



Nuvens baixas refletem muita radiação solar, mas têm pouco efeito na emissão de radiação de onda longa. Nuvens altas, por outro lado, não refletem tanta radiação solar, mas têm um grande efeito na emissão de ondas longas.

Fonte: <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=54219>

acredita que uma pequena alteração na cobertura de nuvens poderia ser suficiente para mitigar a forçante radiativa antropogênica (Slingo, 1990)

Além dessa interação direta da nuvem com o campo de radiação, a água em seu interior também libera (e absorve) energia ao mudar de fase de vapor para líquido (de líquido para vapor). Assim, as nuvens transportam calor da superfície, onde há evaporação, para a troposfera, onde há condensação. Além disso, o próprio vapor de água também está sendo transportado pelo movimento convectivo. No topo da nuvem, onde as gotas estão evaporando, há umedecimento do ar. A quantidade de energia transportada verticalmente pelas nuvens é tão grande que afeta o perfil vertical de temperatura. Na troposfera, a temperatura decresce quase linearmente, e a taxa de esfriamento pode ser obtida combinando-se a equação hidrostática⁸ e a equação dos gases ideais⁹, e vale $-9,8 \text{ K/km}$. Esse valor é bem diferente do valor observado na natureza, que em média é de $-6,5 \text{ K/km}$. Essa diferença é justamente porque não consideramos a transformação de fase do vapor de água nas nuvens. No longo termo, o que acontece então é que esse aquecimento pela liberação de calor latente na condensação do vapor equilibra o esfriamento radiativo da atmosfera, tornando a troposfera mais estável (isto é, reduzindo o gradiente vertical de temperatura). Isso significa que a intensidade de ciclo hidrológico, isto é, a taxa de liberação de calor latente, é controlada pelo esfriamento radiativo da atmosfera. É por isso também que dizemos que a troposfera está em um estado de equilíbrio

radiativo-convectivo (Manabe & Wetherald, 1967). Esse grande efeito das nuvens ajuda inclusive a definir a estrutura vertical e os padrões horizontais da circulação de grande escala (Slingo et al., 1988).

O VAPOR DE ÁGUA, AS NUVENS E O FUTURO CLIMÁTICO DE NOSSO PLANETA

Como discutimos, temos bastante segurança para observar que o vapor de água é responsável por mais da metade do aquecimento provocado pela emissão antrópica de gases de efeito estufa. Entretanto, uma estimativa precisa de quanto será esse aquecimento, ou mesmo da sensibilidade climática, ainda é muito difícil de fazer. Os modelos climáticos em geral não reproduzem adequadamente os padrões regionais da distribuição da precipitação, o que significa que eles não representam corretamente os processos que discutimos e que são importantes para a regulação do clima. Mais importante, nós ainda entendemos muito pouco sobre como as nuvens irão responder às mudanças climáticas, e como essas modificações nas nuvens irão afetar a circulação da atmosfera. Nas últimas décadas, à medida que essas questões foram ficando mais evidentes, mais pesquisadores se aprofundaram no assunto e avançaram nossa fronteira do conhecimento. Por exemplo, hoje já entendemos como diferentes maneiras de tratar as nuvens nos modelos climáticos podem levar a projeções diferentes para o clima futuro (Bony et al., 2006). Também já compreendemos que as nuvens regulam a resposta da atmosfera a uma forçante climática em escalas de tempo tão rápidas quanto algumas horas (Gregory & Webb, 2008). Para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

8 A equação hidrostática descreve o equilíbrio entre o gradiente vertical de pressão e o peso da atmosfera. Ela é dada por $dp = -\rho g dz$, onde ρ é a densidade do ar, g é a aceleração da gravidade, e dp e dz são as variações de pressão e altitude, respectivamente.

9 A equação dos gases ideais é $p = \rho RT$, onde p é a pressão, T é a temperatura, e R é a constante universal dos gases dividida pela massa molar média do ar.

BIBLIOGRAFIA

- BONY, S. et al. "How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?", in *J. Climate*, 19, 2006, p. 3.445.
- FELDMAN, D. R. et al. "Observational Determination of Surface Radiative Forcing by CO₂ from 2000 to 2010", in *Nature*, 519, 2015, pp. 339-43.
- GREGORY, J.; WEBB, M. "Tropospheric Adjustment Induces a Cloud Component in CO₂ Forcing", in *J. Climate*, 21, 2008, pp. 58-71.
- HARTMANN, D. L. et al. "Observations: Atmosphere and Surface", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- KIEHL, J. T.; TRENBERTH, Kevin E. "Earth's Annual Global Mean Energy Budget", in *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 78, n. 2, 1997, pp. 197-208.
- KURUCZ, R. L. et al. *Solar Flux Atlas from 296 to 1300nm*. National Solar Observatory, Sunspot, New Mexico, 1984, 240 pp.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T. "The Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity", in *J. Atmos. Sci.*, 24, 1967, pp. 241.
- MILANKOVITCH, M. "Mathematische Klimalehre Und Astronomische Theorie Der Klimaschwankungen", in *Handbuch Der Klimatologie*. Edited by W. Köppen and R. Geiger. Vol. 1, Pt. A. Berlin, Borntraeger, 1930, pp. 1-176.
- MYHRE, G. et al. "Anthropogenic and Natural Radiative Forcing", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- SCHNEIDER, E. K.; KIRTMAN, B. P.; LINDZEN, R. S. "Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity", in *J. Atmos. Sci.*, 56, 1999, pp. 1.649-58.
- SLINGO, A.; SLINGO, J. M. "The Response of a General Circulation Model to Cloud Longwave Radiative Forcing. I: Introduction and Initial Experiments", in *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 1988, p. 1.027.
- SLINGO, A. "Sensitivity of the Earth's Radiation Budget to Changes in Low Clouds", in *Nature*, 343, 1990, pp. 49-51.
- SOFFER, B. H.; LYNCH, D. K. "Some Paradoxes, Errors, and Resolutions Concerning the Spectral Optimization of Human Vision", in *Am. J. Phys.*, 67 (11), 1999, pp. 946-53.
- STEPHENS, G. L. et al. "An Update on Earth's Energy Balance in Light of the Latest Global Observations", in *Nature Geoscience*, 5, 2012, pp. 691-6.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. "Earth's Global Energy Budget", in *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 2009, pp. 311-23.
- WEGENER, A. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane [The Origin of Continents and Oceans]* (in German), 1922.

CAPÍTULO 6

AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS

Autores principais: Alexandre Araújo Costa – UECE; Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior – UNIFESP

Autores colaboradores: Enio Pereira de Souza – UFCG; Jorge Alberto Martins – UTFPR; Marcia Yamasoe – USP; Maria de Fátima Andrade – USP

Autores revisores: Henrique de Melo Jorge Barbosa – USP

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	211
6.1 INTRODUÇÃO	211
6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA	213
6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA	215
6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL	215
6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO	215
6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS	219
6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN	219
6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE	222
6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA	225
6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO	226
CONCLUSÕES	229
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	230

SUMÁRIO EXECUTIVO

A existência permanente de nuvens cobrindo parcela significativa do planeta é uma característica essencial da circulação geral atmosférica. O balanço de energia da troposfera terrestre mantém-se, em grande parte, influenciado pela retenção de radiação de onda longa, reflexão para o espaço da radiação de onda curta e liberação de calor latente associada às mudanças de fase da água. Em todos esses processos as nuvens estão envolvidas. Particularmente nas regiões tropicais, a circulação de grande escala é marcada por um movimento ascendente que leva ao resfriamento por expansão adiabático, concomitante com uma convergência de vapor d'água. O resfriamento e umedecimento de grande escala precisam ser compensados por processos de aquecimento e remoção do vapor d'água excedente. A condensação com liberação de calor latente em nuvens convectivas profundas, o que produz aquecimento, seguida por processos que levam à precipitação, removendo água da atmosfera, permitem que tal balanço seja fechado.

Os aerossóis, por sua vez, também exercem papel fundamental no balanço radiativo por sua complexa interação com a radiação solar, podendo espalhar ou absorver radiação de onda curta, alterando a radiação incidente na superfície, e em circunstâncias específicas, também o perfil termodinâmico da atmosfera.

Além destes papéis que exercem individualmente, aerossóis e nuvens interagem de maneira mútua. Concentrações elevadas de partículas de aerossóis alteram propriedades microfísicas de nuvens, com consequências importantes para a produção de precipitação e seu albedo. Por outro lado, nuvens também alteram as propriedades de aerossóis, já que propiciam ambiente adequado para sua modificação, incluindo a ocorrência de reações químicas que se dão preferencialmente em ambiente aquoso como na produção de sulfato.

Neste capítulo é apresentada uma revisão de algumas das principais contribuições científicas para a caracterização dos efeitos dos aerossóis atmosféricos sobre o Brasil, incluindo o papel exercido por suas fontes naturais e antrópicas, como queima de biomassa, poluição urbana, dentre outras e para o entendimento dos processos de microfísica de nuvens. O texto visa, ainda, identificar algumas lacunas do conhecimento importantes que requerem avanços do ponto de vista teórico, observacional e de modelagem com vistas ao seu preenchimento. Tais contribuições e lacunas encontram-se ligadas particularmente:

- Ao entendimento dos processos de produção e transporte de aerossóis sobre o continente sulamericano, incluindo fontes naturais e antrópicas locais e remotas;
- À influência desses aerossóis na formação de nuvens, ao servirem como núcleos de condensação (CCN) e de gelo (IN), incluindo o papel de sua variabilidade espacial e temporal, o que inclui contrastes dramáticos como o identificado na Amazônia, associados à ocorrência de queimadas predominantemente nas porções sul e leste dessa região e sobre o Brasil central, durante a estação seca;
- Às propriedades microfísicas das nuvens sobre o continente sulamericano, incluindo observações em nuvens quentes e de fase mista já realizadas sobre território brasileiro, e as possíveis implicações sobre as propriedades radiativas e sobre o ciclo hidrológico;
- Ao papel das nuvens e da convecção sobre a circulação e sobre a termodinâmica da atmosfera em escalas maiores, bem como à representação das mesmas em modelos numéricos de circulação geral e de área limitada.

6.1 INTRODUÇÃO

O termo aerossol refere-se a um sistema em que partículas, sólidas e/ou líquidas, estejam em suspensão em um gás. Dentro desta definição, a própria atmosfera pode ser considerada um aerossol.

Entretanto, o termo aerossol é mais comumente utilizado para se referir às partículas em si (inclusive gotas de nuvens), e este é o significado adotado neste texto (Seinfeld e Pandis, 2006).

Os aerossóis exercem um papel importante no clima. Participam do balanço radiativo, espalhando e/ou absorvendo radiação solar e terrestre. No balanço climático global, os aerossóis têm um papel de resfriamento, já que sua forçante radiativa líquida é negativa (Solomon *et al.*, 2007). Além de interagir diretamente com a radiação, é sobre uma fração das partículas de aerossóis (os chamados CCN, do inglês *Cloud Condensation Nuclei*) que se formam as gotículas de nuvens em seu estágio inicial de formação.

As partículas de aerossóis presentes na atmosfera provêm tanto de fontes naturais como antrópicas. Como fontes naturais, podem-se citar os aerossóis marinhos, a poeira de solo, emissões vulcânicas e biogênicas, entre outras. Como fontes antrópicas, destacam-se na América do Sul as emissões de queimadas devido às mudanças de uso da terra (principalmente na fronteira agrícola na Amazônia) e as emissões em áreas urbanas, com foco nas emissões veiculares. Importante ressaltar que além de serem emitidas diretamente por suas fontes (os aerossóis primários), partículas também podem ser produzidas na atmosfera livre pelo processo de “Conversão Gás-Partícula” (GPC, do inglês *gas-to-particle conversion*), ou seja, gases que uma vez emitidos passam por processos químicos e físicos que tem como consequência final a sua transformação em partículas. Tais aerossóis são denominados “secundários”. O processo GPC é importante tanto em condições poluídas como limpas, sendo, por exemplo, o mais importante mecanismo de formação de CCN naturais na região amazônica (Poschl *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 2010b).

As partículas de aerossóis também podem ser classificadas por sua faixa de tamanho. Aquelas com diâmetro menor que 2,5 μm são da chamada “moda fina” ou fração fina, enquanto aquelas entre 2,5 μm e 10 μm constituem a “moda grossa”. Esta divisão tem duas razões. Primeiramente, em termos de potencial de causar doenças no trato respiratório, pois as partículas da moda grossa são barradas no trato respiratório superior. Já as da moda fina são capazes de penetrar até o nível de alvéolos pulmonares sendo, portanto, potencialmente mais danosas à saúde. Tipicamente, os aerossóis gerados por processos de combustão são predominantemente da moda fina.

Diferentemente dos gases de efeito estufa, que tem um tempo de permanência na atmosfera da ordem de anos, os aerossóis tem um ciclo de vida na atmosfera da ordem de alguns dias, no máximo semanas. Os mecanismos de remoção dos aerossóis são relacionados à sua faixa de tamanho. No caso da moda grossa, a deposição gravitacional é muito importante. Já as partículas da moda fina, por terem velocidades terminais de deposição gravitacional muito baixas, estão sujeitas ao transporte pelos ventos, podendo ser levadas a milhares de quilômetros de onde foram produzidas. Exemplo disso são as plumas de queimada que se espalham por milhões de km^2 pelo continente sulamericano, nos meses da estação seca (Freitas *et al.*, 2005a, 2005b, 2009).

A remoção das partículas finas ocorre predominantemente pela deposição úmida, ou seja, por sua interação com nuvens e precipitação. As partículas de aerossóis nucleiam gotículas, sendo incorporadas a estas já no processo inicial de formação da nuvem. Além disso, quando ocorre a chuva, as partículas abaixo da nuvem são removidas por impacto com as gotas de chuva, limpando a atmosfera.

O 4º relatório do IPCC (Solomon *et al.*, 2007) apresentou estimativas de magnitude para a forçante radiativa de aerossóis (dividida nos efeitos direto e indireto¹). Além de ser uma forçante que resulta em resfriamento da atmosfera, sua barra de incerteza (principalmente para o chamado efeito indireto dos aerossóis) é a maior de todas. De fato, o efeito radiativo dos aerossóis nas nuvens pode ser desde muito pequeno, até atingir valores que confrontam o efeito da forçante do CO_2 , por exemplo. Além disso, apesar do entendimento de que elevadas concentrações de aerossóis podem inibir a formação de chuva quente, ainda é bastante incerto o seu efeito sobre o campo total de precipitação (Rosenfeld *et al.*, 2008), uma vez que a maior parte da chuva observada em superfície está associada a nuvens de fase mista. No caso do efeito dos aerossóis na precipitação devido às queimadas, Venzelas *et al.* (2009) discutem um possível mecanismo dinâmico que explica os resultados contraditórios na literatura (aumento ou diminui

ção da precipitação) devido às queimadas. Estas são algumas das motivações para o grande interesse da comunidade científica no aumento do conhecimento do efeito dos aerossóis no clima.

Neste capítulo, em cada seção, é dada ênfase a um dos aspectos descritos nesta introdução. Na seção 6.2 é descrito o conhecimento atual sobre os aerossóis naturais. Na seção 6.3, são descritas as propriedades dos aerossóis de origem antrópica. Nas seções 6.4 são descritas as propriedades de aerossóis que são relevantes por seu papel como CCN e também como núcleos de gelo (IN, do inglês *Ice Nuclei*) e, nas seções 6.5 e 6.6, os seus efeitos nas propriedades micro e macroscópicas de nuvens quentes (sem formação de gelo) e frias e de fase mista (com presença de gelo). As seções 6.7 e 6.8 descrevem as consequências dessas alterações na circulação geral da atmosfera, bem como os desafios em se modelar e compreender tais fenômenos.

6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA

A importância de determinar corretamente a contribuição das fontes naturais para o balanço de partículas de aerossóis na atmosfera se insere num contexto científico maior: o de conhecer como a atmosfera funcionaria sem a contribuição de emissões antrópicas. Andreae (2007) assinala esta importância, particularmente quanto à magnitude da mudança climática, bem como as dificuldades inerentes de se obter tal estimativa.

Diversos experimentos realizados na região amazônica foram capazes de qualificar e quantificar de maneira bastante completa a composição do aerossol presente na atmosfera amazônica. As primeiras campanhas intensivas de medidas aconteceram nos anos 80, com os experimentos ABLE (*Amazonian Boundary Layer Experiment*) (Harriss *et al.*, 1988, 1990). Os resultados obtidos nestes experimentos motivaram a criação do experimento LBA (Experimento de Larga Escala da Biosfera Atmosfera da Amazônia) (Avisar e Nobre, 2002; Davidson e Artaxo, 2004), que consolidou um sólido corpo de conhecimentos científicos nesta área.

No território nacional, fora da bacia amazônica há poucos trabalhos relacionados a aerossóis de fontes naturais, sendo mais comuns os estudos focados em emissões de poluentes. Ainda que nestes trabalhos também seja possível determinar a fração do material particulado que corresponde à contribuição natural via análise multivariada, sua caracterização completa torna-se muito mais complicada. Por exemplo, Andrade *et al.* (2012) realizaram medidas empregando filtros em seis capitais brasileiras e determinaram que, por exemplo, na cidade de Recife (PE), cerca de 24% do material particulado fino é devido à presença de aerossol marinho e 8% devido à poeira de solo. Entretanto, variáveis importantes como distribuição de tamanho, papel como CCN e processos de nucleação relacionados à componente natural do aerossol atmosférico não podem ser corretamente determinadas, uma vez que em uma atmosfera urbana processos relativos à formação de aerossóis secundários ocorrem de maneira totalmente distinta daquela que ocorreria em uma atmosfera remota. Devido a esta limitação, esta seção irá focar nos estudos disponíveis para a região amazônica. Encerraremos a seção com indicações de regiões onde medidas de aerossóis naturais podem e devem ser realizadas.

A composição do aerossol natural na região amazônica pode ser observada durante a estação chuvosa, quando atividades relacionadas às queimadas são desprezíveis. A conclusão geral dos trabalhos focados na região é de que o aerossol natural amazônico é uma soma das contribuições

¹ O efeito direto dos aerossóis corresponde ao espalhamento ou absorção de radiação de onda curta ou longa. O efeito indireto é o mecanismo pelo qual os aerossóis modificam as propriedades microfísicas das nuvens, com impactos sobre suas propriedades radiativas (especialmente o albedo, o que caracteriza o chamado 1º efeito indireto, efeito Twomey ou efeito no albedo), a cobertura total de nuvens e o seu ciclo de vida (2º efeito indireto, efeito Albrecht ou efeito no ciclo de vida)

do transporte de aerossol marinho para dentro do continente (4%), episódios de transporte de poeira do Saara (9%) e emissões biogênicas da vegetação (87%) (Pauliquevis et al., 2012). Em termos de contribuição absoluta à massa do material particulado, as emissões biogênicas primárias são dominantes (Pauliquevis et al., 2012; Artaxo et al., 2002; Gilardoni et al., 2011).

Medidas realizadas por três anos na Amazônia Central (Pauliquevis et al., 2012) mostram que a massa total de aerossóis durante a estação chuvosa é dominada (74%) pela moda grossa, predominantemente por emissões biogênicas primárias. Tais emissões são devidas à própria vegetação, que contribui com fungos, esporos, pólen, fragmentos de folhas, etc. Da moda fina (26% da massa total), 45% corresponde à emissão biogênica, 17% poeira de solo e 38% composto de outra fonte de aerossóis biogênicos ainda mal estabelecida, mas que exerce papel importante na absorção de radiação (Pauliquevis et al., 2012). Esse comportamento óptico não ocorre com emissões biogênicas da fração grossa.

Nessa mesma região, de maneira geral as concentrações de partículas são muito baixas, da ordem de 200 cm^{-3} (e.g.: Martin et al., 2010a, 2010b; Gunthe et al., 2009; Artaxo et al., 2002; Rizzo et al., 2010; Ahlm et al., 2010a, 2010b). A fração destas partículas que atua como CCN foi explorada por Roberts et al. (2001, 2002) e mais recentemente por Gunthe et al. (2009). Neste trabalho, os autores mostram que o parâmetro de higroscopicidade² κ típico do aerossol natural amazônico está no intervalo $0,16 \pm 0,06$, o que é muito abaixo da média mundial para regiões continentais ($\sim 0,4$). Também mostra que o aerossol orgânico corresponde a 90% das partículas na moda de nucleação ($d \sim 50 \text{ nm}$) e 80% na moda de acumulação ($d \sim 200 \text{ nm}$). Variações na higroscopicidade estão associadas ao aumento da fração de sulfato na atmosfera, elevando o seu valor (Chen et al., 2009; Gunthe et al., 2009).

Assim como as concentrações de partículas, as de CCN também foram muito baixas, variando entre 35 cm^{-3} até 160 cm^{-3} no intervalo de supersaturação 0,10% - 0,82%. Este resultado é importante, em particular, para fins de modelagem global do efeito indireto de aerossóis, uma vez que o emprego do valor médio de κ levaria a uma superestimativa da capacidade de nucleação de gotas do aerossol natural.

Martin et al. (2010a) e Chen et al. (2009) mostram que na porção submicrométrica os aerossóis orgânicos secundários (AOS) biogênicos compreendem a maior parte do número de partículas, ao invés de emissões primárias. Tais resultados também são corroborados por Ahlm et al. (2009) e Rizzo et al. (2010). Chen et al. (2009) também mostrou que a contribuição de AOS pode estar relacionada tanto com partículas originadas na bacia amazônica, como também devido ao transporte de larga escala. Por outro lado, partículas com diâmetro maior que $1 \mu\text{m}$ estão predominantemente associadas com emissões diretas da vegetação (Poschl et al., 2010; Martin et al., 2010a, 2010b). Esta conclusão é importante, pois como a fração submicrométrica domina a concentração de partículas, os mecanismos relacionados aos AOS são também os mais relevantes para a modulação da concentração de CCN na região.

Além de emissões biogênicas, a região amazônica também recebe episodicamente aerossóis de poeira do Saara quando condições meteorológicas favoráveis ao transporte em escala intercontinental se estabelecem. Diversos trabalhos documentaram este transporte tanto a partir de medidas *in situ* (Artaxo et al., 1990; Formenti et al., 2001; Prenni et al., 2009; Talbot et al., 1990) como por sensoriamento remoto (Baars et al., 2011; Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010; Kaufman et al., 2005). O papel dessas partículas no ecossistema amazônico ainda não é consensual. Há trabalhos que discutem seu papel na “fertilização” por fósforo, micronutriente crítico para o funcionamento do ecossistema. Bristow et al. (2010) sugere que a depressão de Bodelé, no Chade, pode ser a maior fonte individual de poeira mineral da Terra, exportando cerca de 6,5 Tg de Ferro e 0,12 Tg de Fósforo. Como o caminho preferencial dessa poeira passa pelo oceano Atlântico chegando até a América do Sul, parte desse particulado atinge a Amazônia, depositando quantias significativas deste micronutriente no ecossistema. Em longo prazo, este aporte pode ser crítico para a manutenção dos níveis mínimos de Fósforo para o funcionamento do ecossistema. Indo um pouco mais além, Mahowald et al. (2005) mostra a partir de medidas *in situ* e de modelagem que quantias significativas de fósforo são exportadas para outras regiões carregadas com as plumas de queimadas. Este montante de fósforo é, então, depositado em outros lugares e, irremediavelmente, perdido pelo ecossistema. O impacto destas perdas para o ecossistema é uma questão em aberto.

Além deste papel, Prenni *et al.* (2009) mostrou que episódios de transporte de poeira do Saara para a Amazônia estão relacionados também com aumento da concentração de IN, ou seja, a fração das partículas de aerossol que são responsáveis por nuclear gelo dentro das nuvens. Mais medidas são necessárias neste sentido, dada a completa escassez de observações de IN tanto em escala nacional como mundial. Os potenciais efeitos desse tipo de transporte para as nuvens da região também é uma questão em aberto.

Para ampliar o conhecimento do papel das emissões naturais sobre o campo de aerossóis no território brasileiro, é necessário realizar estudos sobre outros biomas, além do amazônico. Isto inclui regiões oceânicas próximas (que influenciam o campo de aerossóis via transporte para a costa brasileira), o interior do Nordeste (possivelmente influenciado por emissões biogênicas da caatinga e poeira de solo regional), o Pantanal Mato-Grossense e os refúgios de Mata Atlântica ainda existentes, para as quais há uma grande lacuna de medidas. Emissões vulcânicas de países vizinhos eventualmente alcançam o território nacional, podendo influenciar a composição do aerossol observado e merecem mais estudos para determinar sua real influência.

6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA

6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL

No Brasil, as principais fontes antrópicas de gases de efeito estufa estão relacionadas às mudanças de uso da terra. Durante a estação seca, as queimadas constituem a principal fonte de partículas de aerossol para a atmosfera de vastas áreas do Brasil, particularmente sobre o arco do desflorestamento na região amazônica e áreas de cultivo de cana-de-açúcar. De acordo com o Inventário Brasileiro de Emissões de Gases de Efeito Estufa (MCT, 2013) em 1994, cerca de 75% das emissões de CO₂ estavam relacionadas a este setor. Sabe-se que a parte predominante destas emissões ocorria no Arco do Desflorestamento na Amazônia, onde a conversão de florestas em áreas agrícolas ou de pastoreio acontece a taxas elevadas. Não há menção às emissões de partículas de aerossóis no Inventário. Entretanto, sabe-se que no caso de queimadas esta grande emissão de CO₂ está fortemente vinculada a emissões de partículas (Yamasoe *et al.*, 2000), com fatores de emissão bem determinados. Soma-se a isso a grande quantidade de biomassa envolvida nas queimadas quando se trata da região amazônica (da ordem de 200-400 ton ha⁻¹) e a extensão das plumas de queimada, que alcança a escala continental, conforme evidências a bordo de sensores orbitais (Freitas *et al.*, 2005^a, 2005^b, 2009).

Yokelson *et al.* (2008) estima que para a região amazônica o fator de emissão médio para partículas com tamanho menor que 2,5 μm é de 8 Tg ano⁻¹ e para partículas com tamanho menor que 10 μm é da ordem de 10 Tg ano⁻¹. Ainda que em anos recentes tenha sido observada uma redução nas taxas de desmatamento (INPE, 2008; Koren *et al.*, 2007), é certo que as queimadas na Amazônia são ainda a principal fonte antrópica de partículas de aerossol em escala continental na América do Sul e no Brasil. Em menor escala, mas com importante impacto no clima regional, também ocorrem queimadas nas culturas de cana de açúcar (Lara *et al.*, 2005; Vendasco *et al.*, 2005).

A importância das queimadas feitas na região amazônica pode ser observada através da Figura 6.1, referente ao ano de 2010. À esquerda, é mostrado o número total de focos de queimada no ano de 2010 e, à direita, a profundidade óptica de aerossóis (AOD, λ = 550 nm), obtida pelo sensor MODIS. Pode-se observar que, ainda que a maior concentração de focos ocorra no estado do Tocantins, leste do Mato Grosso, sudeste do Pará, com quantias importantes de focos no Paraguai, Bolívia, e São Paulo (porções leste e norte), os maiores índices de AOD ocorreram sobre Rondônia e Mato Grosso, além da Bolívia. Essa discrepância é explicada pelo diferente conteúdo de biomassa queimada.

²A higroscopicidade é uma medida da afinidade do aerossol com a água. Quanto maior a higroscopicidade, maior a habilidade da partícula em nuclear uma gota de nuvem.

De fato, o impacto da queima de biomassa de floresta primária na Amazônia é muito maior do que em outros tipos de vegetação como cerrado ou culturas agrícolas.

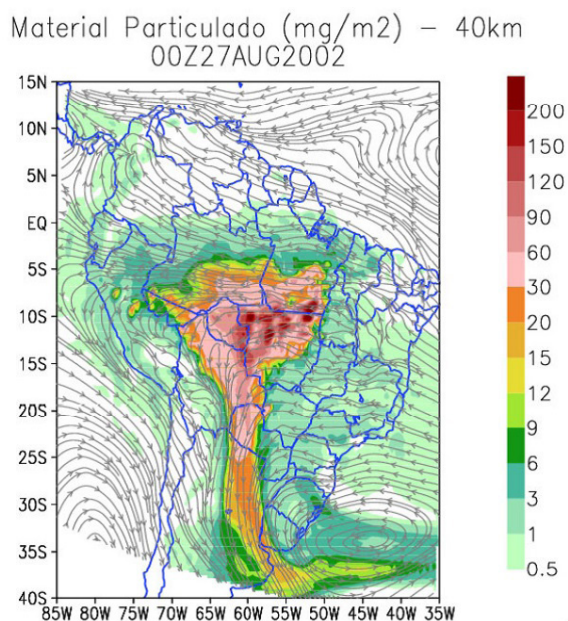
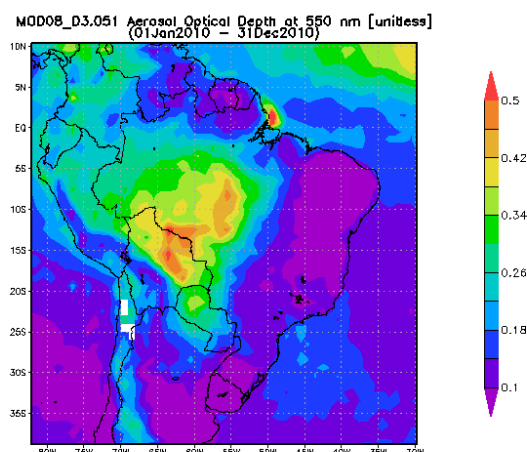
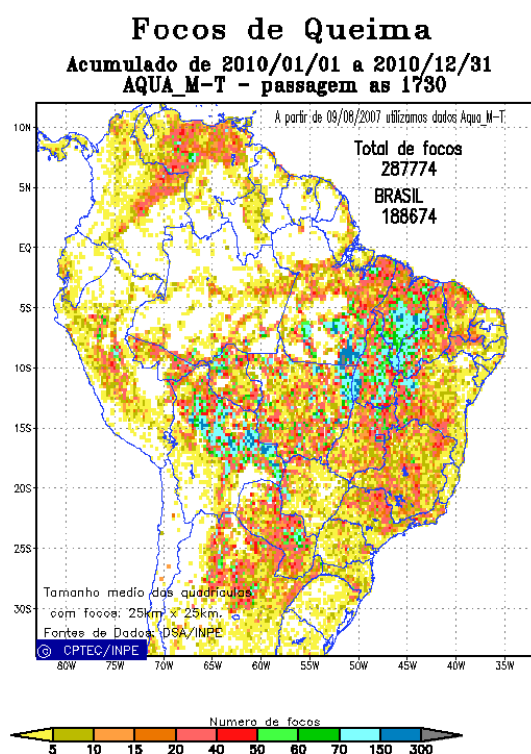


Figura 6.1. Acima (esquerda), número de focos de queimada no ano de 2010 (fonte: <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/>); Acima (direita), valor médio anual (2010) de profundidade ótica de aerossóis na moda fina (fonte: NASA, obtido em <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>). A direita: campo de ventos e concentração de aerossóis em, um episódio de queimadas em agosto de 2002, mostrando como emissão e campo de ventos interagem gerando a distribuição espacial da pluma.

Como pode ser deduzido pela mesma Figura 6.1 (acima a direita), as plumas de fumaça podem se estender por centenas a milhares de quilômetros de distância dos focos emissores, podendo atingir regiões ainda com vegetação intacta ao norte, a Cordilheira dos Andes, a oeste, as porções sul e sudeste da América do Sul, passando, por exemplo, sobre Buenos Aires, na Argentina, e o oceano Atlântico, com vários episódios de detecção sobre a cidade de São Paulo (Freitas *et al.*, 2005a, 2009; Landulfo *et al.*, 2005). Esta extensão de cobertura da pluma de queimadas está associada com o padrão de ventos. Com a alta pressão que se estabelece na região do Brasil Central na estação seca, o caminho preferencial das plumas é no sentido anti-horário, seguindo o jato de baixos à leste da cordilheira dos Andes. Isto é o que se pode ver na figura na parte inferior da figura 6.1 (Freitas *et al.*, 2012).

Por outro lado, há uma importante contribuição de emissões situadas em regiões urbanas, fruto principalmente de emissões veiculares. Ainda que não sejam majoritárias no conteúdo total de emissões, as partículas de aerossol das emissões urbanas exercem papel importante no clima urbano e na saúde pública das metrópoles brasileiras (e.g: Andrade *et al.*, 2012).

6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO

A Tabela 6.1 mostra valores médios de concentração de material particulado inalável (PM10) e fino (PM2.5) em regiões influenciadas por queimadas e por emissões urbanas. Pode-se observar que a maior concentração de material particulado (tanto PM2.5 quanto PM10) ocorre nas regiões impactadas por queimadas, em Rondônia e Alta Floresta durante o período seco, quando a concentração média foi maior que o dobro do observado em São Paulo, a cidade com a maior frota veicular do País. Por outro lado, a porcentagem de *Black Carbon*, que corresponde a fração dos aerossóis associada a processos de combustão³ foi maior nas regiões urbanas.

Tabela 6.1. Concentração média, em $\mu\text{g}/\text{m}^3$, de material particulado inalável, fino e BC medidos em seis capitais brasileiras de 2007 a 2008, e em áreas sujeitas a queimadas com a contribuição relativa de BC no PM2.5.

	PM10	PM2.5	BC (moda fina)	%BC
São Paulo	$34 \pm 5^{a1,a2}$	28 ± 14^b	11 ± 6	38 ± 14
Rio de Janeiro	45 ± 18^{a2}	17 ± 11^b	$3,4 \pm 2,5$	20 ± 7
B. Horizonte	20 ± 4^{a2}	15 ± 8^b	$4,5 \pm 3,3$	31 ± 13
Curitiba	28 ± 8^{a2}	14 ± 10^b	4 ± 4	30 ± 11
Porto Alegre	29 ± 7^{a2}	13 ± 10^b	5 ± 4	26 ± 11
Recife	N/A	7 ± 3^b	$1,9 \pm 1,1$	26 ± 12
Rondônia ^c (estação seca)	83 ± 64	67 ± 55	7 ± 6	11 ± 2
Alta Floresta ^d (estação seca)	$37 \pm 25^*$	63 ± 55	8 ± 6	

^{a1}CETESB (2011); ref. ano 2009

^{a2}Instituto de Energia e Meio Ambiente (2014) 1º Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil (ref. ano 2009)

^bAndrade *et al.* (2012)

^cArtaxo *et al.* (2002)

^dMaenhaut *et al.* (2002)

* Moda grossa

Estudos aplicando análise multivariada a estas bases de dados conseguiram avaliar a contribuição de diversas fontes de material particulado para o seu conteúdo total na atmosfera. A Figura 6.2 mostra resultados dessa análise para regiões urbanas e impactadas por queimadas para o particulado fino. As emissões veiculares somadas às partículas de origem crustal (devidas à ressuspensão de poeira)

³ O *Black Carbon*, que em português tem diversos nomes (p.ex. “negro de fumo”, ou “carbono negro”) é a fração do material particulado que tem a propriedade de ser forte absorvedor de radiação. Corresponde a chamada *fuligem*, e tipicamente é associada a processos de combustão como motores a combustão e queima de biomassa.

são a contribuição majoritária em áreas urbanas. Nas cidades litorâneas, entretanto, parte importante do particulado recebe contribuição (natural) do spray marinho. Com relação a regiões impactadas por emissões intensas de queimadas, pode-se observar que o estudo conduzido em Alta Floresta (MT) nos anos de 1996-1997 por Maenhaut *et al.* (2002) indicava que 70% do material particulado fino foi devido às queimadas durante o período seco. A contribuição da fonte “solo” também é significativa e está associada à própria turbulência gerada pela queimada, que atua no sentido de levantar particulado de solo. No ambiente urbano, esta mesma porcentagem do material particulado fino (cerca de 70%) se deve às emissões veiculares (Castanho *et al.*, 2001; Andrade *et al.*, 2012).

Pode-se observar também na Tabela 6.1 que a concentração de *Black Carbon* não é muito diferente quando se compara regiões urbanas com áreas na Amazônia sujeitas às emissões de queimadas, ainda que o total de PM₁₀ e PM_{2.5} seja muito diferente. Essa similaridade está relacionada ao tipo de processo de combustão. Nas cidades, a maior parte do *Black Carbon* está associada com veículos movidos a diesel, enquanto no caso de queimadas a origem é a queima de biomassa. Estes dois processos de combustão ocorrem em temperaturas muito diferentes, sendo muito maiores, no caso dos motores a diesel. Assim, enquanto nas emissões de queimadas há uma porcentagem alta (~80%) do material particulado que é de carbono orgânico (Artaxo *et al.*, 2002), em áreas urbanas essa fração é muito menor.

Majoritariamente, tanto nas regiões urbanas como sob influência de queimadas, ocorre um acréscimo significativo na massa de particulado na moda fina. A consequência disso é um impacto grande no aumento da incidência de doenças respiratórias. Aliado a isto, o particulado fino tem tempo de residência mais elevado, o que torna eficiente seu transporte a distâncias muito grandes da sua fonte. Em particular, no caso de queimadas, as plumas oriundas da queima de biomassa na Amazônia atingem porções significativas da América do Sul, tendo um grande efeito na forçante radiativa direta e indireta (vide capítulo 7). Além disso, como parte significativa do material particulado ocorre na forma de *Black Carbon*, quando em suspensão esta pluma tem a capacidade de aquecer os níveis médios da troposfera gerando estabilidade atmosférica e inibição da convecção rasa (Koren *et al.*, 2004; Feingold *et al.*, 2005).

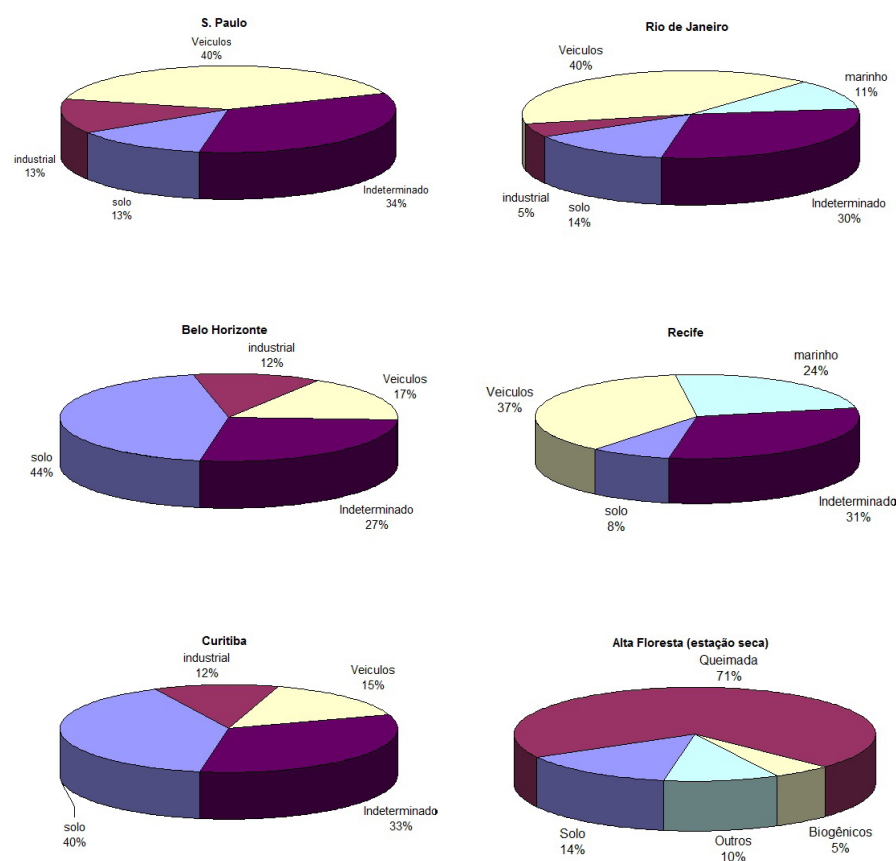
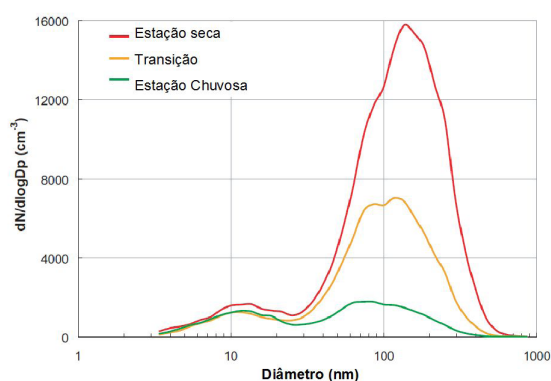


Figura 6.2. Contribuição percentual de cada fonte de particulado fino para o total da massa de aerossóis em 5 capitais brasileiras (Andrade *et al.*, 2012) e em Alta Floresta (MT) (Maenhaut *et al.*, 2002), região impactada por queimada.

6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS

Enquanto do ponto de vista de incidência de problemas de saúde na população deve-se considerar a massa do material particulado como o indicador mais adequado, no caso do efeito dos aerossóis em nuvens a concentração (número) de partículas na atmosfera é o valor mais relevante. Isto se deve ao fato de que para a formação de uma gota de nuvem deve haver uma partícula de aerossol aonde o vapor de água possa se depositar. Assim, considerando a hipótese de que a quantidade de vapor na atmosfera seja a mesma, o número de gotas na base de uma nuvem será muito maior se ela se formar a partir de uma massa de ar poluída do que quando comparada com uma massa de ar limpa. Consequentemente, o raio efetivo da distribuição de gotas na base destas duas nuvens hipotetizadas acima será muito diferente – devido à suposição de que o conteúdo de vapor se conserva.

Medidas realizadas na bacia amazônica durante o experimento LBA/SMOCC (*Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate*) 2002 (Fuzzi *et al.*, 2007) em região de pastagem em Rondônia cobriram um período com intensa atividade de queimadas (setembro), transição (outubro) e o início da estação chuvosa (novembro). Rissler *et al.* (2006) obteve medidas *in situ* da distribuição de tamanho de partículas, apresentada na Figura 6.3. Pode-se notar claramente o grande aumento no número de partículas no período seco em função das queimadas. Observa-se também que esse grande aumento no número de partículas ocorre principalmente a partir de 50 nm de diâmetro, uma faixa de tamanho na qual a partícula de aerossol já tem significativa capacidade de atuar como CCN. Como parâmetro de comparação, o número médio de partículas em região remota da Amazônia reportado por Zhou *et al.* (2002) é de 450 cm^{-3} .



Período	Concentração média (cm^{-3})
Seco	5260
Transição	3270
Chuvoso	1242

Figura 6.3. Distribuição de tamanho de partículas em diferentes condições, verificadas durante o experimento LBA-SMOCC. Ver texto para detalhes.

Em áreas urbanas, no Brasil, não há trabalhos que reportem medidas de concentração de partículas. É importante que tal tipo de medida seja realizada para que seja possível criar estimativas da influência das emissões urbanas na microfísica de nuvens.

6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN

O papel dos aerossóis no balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera é normalmente classificado como efeito direto e indireto, sendo o primeiro dado pela interação direta com a radiação (absorção e espalhamento) e o segundo através da modificação das propriedades microfísicas e, por consequência, na dimensão e no ciclo de vida das nuvens. Neste último caso, um parâmetro chave é o número de partículas de aerossol com capacidade de atuar como CCN e IN. Existe ainda um terceiro efeito dos aerossóis, comumente denominado de “semi-direto”. Este efeito consiste na absorção de radiação pelos aerossóis troposféricos, tendo como consequência o aquecimento da camada na qual se encontram. Consequentemente, tais efeitos alteram a condição de estabilidade atmosférica, influenciando a formação das nuvens (Hansen *et al.*, 1997). Conforme já explicitado no texto, este efeito ainda é bastante incerto com relação à sua magnitude e mesmo com relação ao sinal de sua forçante radiativa, os efeitos indiretos dos aerossóis têm papel relevante no ciclo hidrológico e no balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera.

Dessa forma, quando originário das atividades humanas, esse papel exercido pelos aerossóis torna-se mais relevante ainda, razão pela qual diversos projetos de pesquisa se propõem à sua caracterização e ao estudo de suas propriedades físico-químicas. Nesta seção, serão apresentados resultados de estudos realizados na América do Sul investigando o papel dos aerossóis como CCN e, quando possível, como IN.

O primeiro efeito indireto dos aerossóis se caracteriza pelo aumento na concentração de CCN, e por consequência gotículas de nuvem, para um conteúdo de água líquida mantido fixo. Neste caso, gotículas menores e em maior número aumentam a refletividade das nuvens, efeito estudado inicialmente por Twomey (1977), e que ganhou seu nome. O segundo efeito indireto, estudado inicialmente por Albrecht (1989), se refere ao efeito causado pela maior concentração de gotículas sobre a estrutura de desenvolvimento da precipitação. Neste caso, gotículas menores tem menor chance de colidir entre si e, assim, evoluírem para a precipitação. Desta forma, o tempo de vida da nuvem é estendido, assim também como sua dimensão e conteúdo de água líquida. A consequência destes acréscimos é uma maior reflexão da radiação incidente, pois a nuvem se torna mais brilhante (pelo maior número de gotas) e pelo maior tempo do seu ciclo de vida. Ambos são efeitos que contribuem para o resfriamento do planeta.

A maioria dos estudos das propriedades dos CCN e das nuvens na América do Sul se concentram na Região Amazônica (e, em menor extensão, sobre o Nordeste). Constituem-se em trabalhos focando análise de dados de satélite e, em menor número, campanhas intensivas de medidas de campo. Além disso, trata-se de conhecimento recente, portanto insuficientemente aprofundado.

Kaufman e Fraser (1997) observaram, com base em dados do sensor AVHRR, sobre a bacia amazônica, significativa anti-correlação entre espessura ótica dos aerossóis (AOT) e cobertura de nuvens, mas com valores inferiores ao previsto por modelos. Por outro lado, Reid *et al.* (1999), com base em medidas por avião, não observaram relação significativa entre AOT e cobertura de nuvens.

Mais recentemente, Koren *et al.* (2004), ao investigar a relação entre propriedades de nuvens e AOD na bacia amazônica durante o período de seca (e, portanto, sob intensa atividade de queimadas), observaram que para valores de AOT acima de 0,4 o aumento na concentração de aerossóis estava correlacionado com a redução da fração de cobertura de nuvens. Em um estudo numérico subsequente, Feingold *et al.*, (2005) concluíram que o efeito dominante para induzir esta redução na fração de nuvens foi a maior estabilidade atmosférica, que é consequência do aquecimento da camada de aerossóis devido a estes terem papel importante na absorção de radiação de onda curta.

Segundo Roberts *et al.* (2001, 2002), em regiões remotas da bacia amazônica, de floresta preservada, a concentração de CCN pode ser muito baixa. Nesse caso, qualquer aumento na concentração de CCN pode ter um impacto muito mais relevante na microfísica de nuvens do que sobre regiões já influenciadas por emissões antrópicas de partículas de aerossóis.

Kawamoto e Nakajima (2003), com base nos horários que os satélites NOAA-9 e NOAA-11 cruzam o equador, encontraram certo decréscimo no valor do raio efetivo das gotículas à medida que se avança no ciclo diurno. Observaram ainda que o decréscimo do raio efetivo é mais acentuado sobre os oceanos que sobre os continentes. Os autores sugerem que este decréscimo no raio efetivo pode estar associado ao aumento na concentração de aerossóis devido às atividades antrópicas. O fato de o decréscimo observado ser mais pronunciado sobre os oceanos seria uma consequência de as nuvens oceânicas apresentarem maior sensibilidade à poluição do que as continentais, que por sua vez já estariam saturadas de aerossóis. Ao mesmo tempo, os autores encontraram que a maior variação sazonal dos efeitos dos aerossóis está associada à região amazônica, apresentando maior raio efetivo durante a estação chuvosa (em torno de janeiro) e menor na estação seca (em torno de julho) quando comparada ao leste asiático.

De acordo com Koren *et al.* (2004), imagens de satélite da floresta amazônica raramente mostram fumaça e nuvens de cúmulos rasos simultaneamente. Em seu trabalho, o autor usa dados do MODIS-AQUA para avaliar o impacto da fumaça das queimadas na formação das nuvens durante a estação seca da região amazônica (agosto-setembro de 2002). Esse impacto é obtido através do cálculo da fração de cobertura de nuvens em função da espessura ótica dos aerossóis. Na região de estudo predominam nuvens identificadas pelo autor como cúmulos espalhados (cúmulos da camada limite). Costumam se formar no período matutino sobre o leste da região amazônica chegando a cobrir extensa área por volta do meio dia. O diâmetro típico dessas nuvens é de 2 a 3 km com uma refletância média em torno de 0,35 para a faixa visível do espectro solar. Ainda, segundo Koren *et al.* (2004), a redução da cobertura de nuvens devido à presença da fumaça significa menos radiação sendo refletida para o espaço e mais radiação sendo absorvida pela superfície, resultando em aquecimento. Em uma simulação numérica para uma pequena área da região amazônica, com 40% de cobertura de nuvens, os autores estimaram que as nuvens refletem 36 W m^{-2} , enquanto que se a atmosfera fosse preenchida por fumaça (e sem nuvens) a reflexão passaria a ser de 28 W m^{-2} , mostrando que os aerossóis, além de poder resfriar a superfície do planeta, também contribuem para o seu aquecimento através do efeito semi-direto.

Martins *et. al.*, (2009) observou alguma evidência do possível efeito semi-direto dos aerossóis em suprimir a convecção, conforme sugerido por Koren *et al.* (2004). O resultado reforça o fato de que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode estar diretamente associado a um aumento simultâneo na concentração de partículas de carbono inorgânico que, por sua vez, podem impedir o desenvolvimento das nuvens. Se as partículas de carbono elementar e os CCN estão espacialmente correlacionados, isso significa que, à luz do conhecimento atual sobre os efeitos indireto primário e semi-direto, existe uma competição entre estes efeitos no contexto da queima de biomassa, um dos quais contribuindo para o aumento na refletividade das nuvens (CCN) e o outro para a diminuição através da redução na cobertura de nuvens (carbono elementar).

Andreae *et al.* (2004) realizaram medidas com aeronaves de parâmetros microfísicos na Amazônia em nuvens formadas sob condição de atmosfera limpa e sob influência de grandes quantidades de aerossóis originados de queimadas (os denominados pirocúmulus). Os autores observaram que, no caso da nuvem formada sob condição poluída, o diâmetro médio das gotículas crescia muito lentamente com a altitude, mostrando que a alta concentração de aerossóis inibiu os processos de colisão e coalescência através da drástica redução no tamanho das gotas.

Martins *et. al.*, (2009), a partir de medidas com aeronave, estudaram as propriedades dos CCN na Região Amazônica, comparando regiões limpas e regiões sob intensa atividade de queima de biomassa. Observou-se um decréscimo generalizado na concentração de CCN desde o final da estação seca até o início da estação chuvosa. A comparação entre dias poluídos e dias limpos mostra uma concentração de CCN pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Diferenças ainda maiores foram observadas quando áreas limpas e poluídas foram comparadas para uma mesma data. Valores médios de concentrações menores que 200 cm^{-3} para as regiões limpas e maiores que 1200 cm^{-3} para as regiões poluídas foram registrados. Os valores não incluem medidas realizadas diretamente sobre os focos de queimada. Observou-se ainda que a concentração de CCN segue um ciclo diurno acompanhando a queima de biomassa, ou seja, os valores se apresentaram maiores à medida que os voos foram realizados em horários mais tardios. As diferenças observadas entre os espectros de CCN de condições limpas e poluídas indicaram que a atividade de queima de biomassa é mais eficiente em produzir, principalmente, partículas pequenas e com pequena fração solúvel. Por sua vez, Pöschl *et al.* (2010) mostraram que partículas finas, faixa em que predominam os CCN, são predominantemente compostas de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que partículas grossas, importantes nucleadores de gelo, consistem de material biológico emitido diretamente pela floresta.

Ainda muito limitada é a compreensão acerca da ocorrência, concentrações típicas, composição química de CCN gigantes ($d > 10\mu\text{m}$)(GCCN, do inglês *giant cloud condensation nuclei*) e IN. Os primeiros, como apontado por Yin *et al.* (2000) e Costa e Sherwood (2005) e discutido em maior detalhe na seção seguinte, aparentemente podem exercer um papel de se contraposição parcial à inibição da formação da chuva quente em ambientes poluídos, a depender das condições dinâmicas e termodinâmicas de desenvolvimento da nuvem.

6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE

Os chamados efeitos indiretos dos aerossóis constituem os mecanismos através dos quais estes modificam a microestrutura das nuvens, com consequências para suas propriedades radiativas e seu ciclo de vida. Os mais bem conhecidos são o 1º efeito indireto dos aerossóis ou “efeito Twomey” (Twomey, 1977; Ramaswamy *et al.*, 2001; Lohmann e Feichter, 2005), que consiste na modificação do albedo das nuvens ao se modificar o campo de aerossóis e nas alterações na duração do seu ciclo de vida e em sua extensão – 2º efeito indireto dos aerossóis ou “efeito Albrecht” (Albrecht, 1989). No 4º relatório do IPCC, os mesmos são referenciados, respectivamente, como o “efeito no albedo das nuvens” e como o “efeito no tempo de vida das nuvens” (Forster, 2007).

A América do Sul, com destaque para a Amazônia, na qual a queima de biomassa é um fator marcante do ciclo sazonal das emissões de aerossóis oferece exemplos dramáticos do potencial de modificação da microestrutura das nuvens e da precipitação resultante da ação humana. Foi particularmente investigada, via experimentos de campo e estudos de modelagem, a influência sobre as chamadas “nuvens quentes”, isto é, aquelas formadas exclusivamente por hidrometeoros de fase líquida (gotículas de nuvem e gotas de chuva).

Petersen *et al.* (2002) observaram que durante a estação chuvosa da Região Amazônica diferenças nas propriedades microfísicas das nuvens dependem dos regimes de ventos. Durante a estação seca a atmosfera evolui para um quadro mais complexo, visto que a atividade de queimada injeta uma surpreendente quantidade de aerossóis e gases que interagem com o processo de precipitação. De fato, sobre a Amazônia, como indicado por Costa e Pauliquevis (2009), existe uma enorme diferença entre as concentrações de gotículas encontradas durante os meses de setembro e outubro sobre os estados de Rondônia e Mato Grosso e aquelas encontradas sobre o Oeste do estado do Amazonas, no mesmo período (Andreae *et al.*, 2004), e sobre várias localidades, incluindo Rondônia, no período chuvoso (Stith *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2002), variando de poucas centenas por centímetro cúbico a mais de 3000 cm^{-3} .

Jones e Christopher (2010), usando a técnica de análise das componentes principais aplicada aos dados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e produtos de reanálises do NCEP, estudaram as propriedades estatísticas da interação aerossóis-nuvens-precipitação sobre a América do Sul em busca de indicativos do efeito indireto dos aerossóis sobre os processos associados a nuvens quentes. Os dados foram coletados durante o período seco da região amazônica (setembro de 2006), época em que a espessura ótica dos aerossóis (AOT) produz valores acima de 1.0 para extensas áreas da América do Sul, não se restringindo à região amazônica. Os autores trabalharam com a hipótese de que se os efeitos indiretos (e também o semi-direto) se manifestarem, em condições poluídas, como consequência da redução nos processos de colisão e coalescência ou aumento na estabilidade, deveria haver uma diminuição na precipitação estratiforme em comparação com condições mais limpas no mesmo ambiente. Comparando amostras sem chuva, com chuva e com chuva intensa ($>5 \text{ mm h}^{-3}$), concluíram, porém, que as condições atmosféricas de maior escala são mais importantes para o desenvolvimento da precipitação do que a concentração de aerossóis. Os resultados de Williams *et al.* (2002) sugerem que a ausência de distinção entre os parâmetros elétricos dos regimes poluído e limpo na bacia amazônica, coloca em dúvida o papel dos aerossóis na intensificação da eletrização de nuvens e reforçam a idéia de um papel preponderante da dinâmica.

Por outro lado, Williams *et al.* (2002) também demonstram que, durante o período poluído, no começo de outubro, observaram-se evidências do papel dos aerossóis em suprimir a formação de chuva quente. Com efeito, a tese da inibição da chuva quente em associação com queimadas tem sido sucessivamente verificada.

Andreae *et al.* (2004) sugerem que a fumaça produzida a partir das queimadas na Amazônia produz efeitos significativos sobre a microestrutura das nuvens, com uma redução dramática no diâmetro médio das gotículas, inibindo a colisão-coalescência. As estimativas dos autores são de que em nuvens convectivas, dinâmica e termodinamicamente similares, a iniciação da precipitação deixa de ocorrer a cerca de 1,5 km acima de sua base (como em nuvens marítimas) e passa a ocorrer a 5 km em nuvens poluídas ou ainda mais acima em pirocúmulos. Esta noção é corroborada tanto por Freud *et al.* (2008) que discutem que há um aumento consistente em cerca de 350 m na altitude sobre a base da nuvem na qual a colisão-coalescência dispara a formação de chuva quente para cada 100 núcleos de condensação (a uma supersaturação de 0,5%) adicionados por cm^3 . Indícios no mesmo sentido são apresentados por Costa e Pauliquevis (2009), cujos resultados apontam para altitudes de chuva quente (isto é, a altitude em que o processo de formação de chuva quente se inicia) indo de 1200-2300 m em ambientes marítimos e costeiros a 5400-7100 m em ambientes influenciados por queimadas (Figura 6.4), assim como por Costa e Sherwood (2005) que sugerem uma relação praticamente linear entre a profundidade de chuva quente (diferença entre a altitude de chuva quente e a altura da base da nuvem) e a concentração de gotículas, pelo menos até valores de ordem de 3000 cm^{-3} .

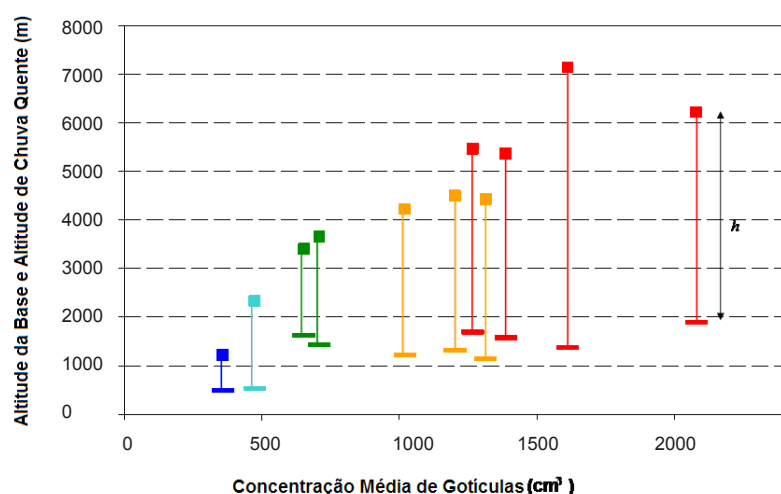


Figura 6.4. Altitude de chuva quente e altitude da base da nuvem (em m) como função da concentração média de gotículas (em cm^{-3}). Os vários regimes de microfísica de nuvens aparecem representados por cores diferentes: marítimo (azul), costeiro (ciano), "oceano verde" (verde), poluído (vermelho) e transição (laranja). A profundidade de chuva quente (h) é indicada pela distância vertical entre a base da nuvem e o nível de formação da chuva quente (Costa e Pauliquevis, 2009).

Há várias possíveis implicações para essa variabilidade, além do aumento do albedo das nuvens e alterações na duração do seu ciclo de vida e extensão. Uma vez que menos material condensado é convertido em precipitação no estágio inicial de desenvolvimento da nuvem convectiva e mais água líquida permanece disponível para ser convertida em gelo, com a correspondente liberação de calor latente em mais altos níveis, é possível que o próprio perfil de aquecimento convectivo seja modificado (Rosenfeld, 2006). Vale a pena frisar que há uma discussão em torno da inibição da convecção associada aos efeitos radiativos dos aerossóis de queimadas (que tendem a estabilizar a camada-limite), mas que há indícios apontados por Andreae *et al.* (2004) de que os efeitos microfísicos podem compensar a supressão radiativa e produzir nuvens convectivas mais vigorosas do que as observadas em ambientes limpos.

Entretanto, é reconhecido que o papel dos aerossóis sobre o campo de nuvens vai bem além da inibição dos processos de coalescência. Lin *et al.* (2006) estudou dados de satélite para avaliar os potenciais efeitos dos aerossóis de queima de biomassa sobre a precipitação, propriedades de nuvens

e balanço radiativo na região amazônica, para os meses de agosto e outubro de 2000 e 2003, correspondendo à estação seca. Os resultados indicaram que uma profundidade ótica elevada está associada com o aumento na precipitação em ambos os anos estudados. Com o aumento da profundidade ótica, a cobertura de nuvens aumentou de forma significativa enquanto que a temperatura/pressão do topo das nuvens diminuiu, sugerindo topo de nuvens mais elevado. Os resultados são coerentes com efeitos dinâmicos dos aerossóis em intensificar a convecção produzindo nuvens mais altas, com maior cobertura e precipitação mais intensa.

Feingold *et al.* (2005), com base em simulações da interação entre aerossóis de queimada e nuvem, estudaram a importância relativa de vários fatores responsáveis pela supressão da formação de nuvens na região amazônica. Os autores concluíram que a distribuição vertical dos aerossóis é crucial para determinar o quanto a nebulosidade pode ser reduzida. Partículas emitidas na superfície podem reduzir ou aumentar a nebulosidade enquanto que partículas residindo na camada de formação de nuvens inibem a formação destas. Por outro lado, a redução nos fluxos de calor sensível e latente, devido à queima de biomassa pode, por si só, reduzir a nebulosidade.

Outro aspecto importante a ser considerado, além da concentração de gotículas, é a variabilidade na forma de sua distribuição, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem dos processos de nuvens. Costa *et al.* (2000a) discutiram a possibilidade de representação de distribuições de gotículas observadas por funções analíticas, o que permitiria simular processos em nuvens por meio de parametrizações de microfísica “totalizada” (ou *bulk*). Os autores encontraram que essas distribuições só podem ser representadas com um mínimo de adequação por funções analíticas que contenham dois ou mais parâmetros livres, com destaque para as distribuições de Weibull e gama (casos particulares da distribuição gama generalizada, e.g. Liu e Daum 2004) e lognormal. Ao contrário do que é tipicamente admitido, porém, não é possível representar, com um mesmo parâmetro de forma, espectros de gotículas em nuvens formadas em diferentes ambientes ou mesmo espectros de gotículas em regiões diferentes da mesma nuvem ou em estágios diferentes do seu ciclo de vida. Costa *et al.* (2000a) chegam a discutir o papel exercido por processos como o crescimento condensacional e a mistura de parcelas sobre a forma do espectro (e as implicações disso sobre a modelagem). Santos *et al.* (2002), por sua vez, apontam o papel potencialmente exercido por processos de mistura em nuvens cúmulos na configuração de regiões com diferentes propriedades (uniformes ou variáveis com respeito à concentração de gotículas e à forma do espectro).

Costa e Pauliquevis (2009) mostraram que há diferenças significativas na forma da distribuição do tamanho de gotas encontrado em ambientes distintos. Sobre o Oceano Atlântico e próximo à costa, espectros largos estão presentes, com um crescimento rápido do diâmetro modal, acompanhando concentrações mais reduzidas de gotículas. Espectros observados sobre o oeste da Amazônia mostram um alargamento do espectro de gotículas similar às condições marítimas. Partículas gigantes aparentemente não exercem nenhum papel significativo em massas de ar marítimas, uma vez que as partículas com dimensões de gotas de chuva aparentemente surgem diretamente da “cauda” do espectro de gotículas. Em contraste, espectros mais estreitos predominam em ambientes poluídos, com uma tendência à ocorrência de bimodalidade nas distribuições em massa. Os reduzidos valores de diâmetro modal indicam uma significativa inibição do desenvolvimento de “chuva quente” (como anteriormente apontado por diversos autores como Andreae *et al.*, 2004)

Espectros de gotículas de áreas limpas e poluídas também foram estudados por Martins e Silva Dias (2009), desta vez sobre a Amazônia, e se mostraram completamente diferentes dependendo das condições do ambiente (limpo ou poluído). Distribuições estreitas eram mais frequentes no ambiente influenciado pela queima de biomassa, enquanto distribuições mais largas predominavam num ambiente limpo. Os resultados sugerem ainda que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode causar um efeito adicional de inibição do processo de coalescência, através da diminuição na dispersão relativa. Considerando que a disponibilidade de vapor é limitada durante a estação seca o efeito na dispersão pode ser maior na Região Amazônica que em outras localidades poluídas.

A variabilidade significativa da forma do espectro de gotículas em relação ao campo de CCN e dos processos de condensação, colisão-coalescência e mistura evidenciam a importância da incerteza em torno dessa variável e também uma limitação intrínseca das parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), que é a dificuldade de representação realista da evolução das distribuições de hidrometeoros (mesmo considerando o possível uso de parametrizações em que a forma do espectro não seja constante).

Finalmente, é importante ressaltar que além da análise de dados de experimentos de campo e satélite, estudos de modelagem também têm contribuído para o estudo do efeito de aerossóis na microfísica de nuvens. Num desses estudos, Costa e Sherwood (2005) utilizaram um modelo de parcela com microfísica detalhada para investigar a importância de vários processos na iniciação da precipitação na fase quente usando dados do LBA-SMOCC-EMfin (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia – Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate* – Experimento de Microfísica de Nuvens, Costa et. al., 2002; Andreae et. al., 2004; Freud et al., 2008; Martins e Silva Dias, 2009; Costa e Pauliquevis, 2009). Os mesmos concluíram que, em ambientes poluídos, a ocorrência de CCN gigantes pode se contrapor parcialmente à inibição da colisão-coalescência associada às grandes concentrações de gotículas, ao se constituírem em embriões de precipitação. Ao mesmo tempo, demonstraram que a velocidade terminal e a umidade no ambiente podem ser fatores críticos na determinação da chamada “altitude de chuva quente” e que, portanto, alterações na microfísica de nuvens promovidas pela introdução de grandes quantidades de aerossóis de origem antrópica são dependentes de fatores dinâmicos e termodinâmicos, o que é corroborado pelo estudo de Jones e Christopher (2010). Estudos de modelagem tridimensional usando processos microfísicos simplificados foram realizados por Martins et. al., (2009). Seus resultados indicaram que a quantidade média de “água de nuvem” (isto é, não precipitante) integrada na grade é praticamente a mesma para cenários limpos e poluídos, mas que a “água de nuvem” está muito mais dispersa em condições limpas, enquanto que houve redução de “água de chuva” (isto é, precipitante) nos cenários de maior poluição, indicando uma maior eficiência de conversão de água de nuvem em água de chuva em condições limpas. Com relação ao total de precipitação, estes autores verificaram que, em média, em suas simulações, chove mais e de forma mais dispersa para uma baixa concentração de CCN, mas que, em contrapartida, os maiores picos de precipitação e velocidade ascendentes significativamente maiores foram encontrados em cenários poluídos.

6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA

Menos estudado do que a influência que as alterações antrópicas sobre o campo de aerossóis exercem sobre “nuvens quentes” (isto é, que contêm apenas material condensado na fase líquida) é o papel que das alterações antrópicas sobre “nuvens frias”, compostas por cristais de gelo e “nuvens de fase mista”. Como apontam Wang e Penner (2010), o fato de nuvens cirrus cobrirem tipicamente mais de 20% do planeta faz com que as mesmas sejam importantes para o balanço radiativo planetário. Nuvens convectivas profundas, particularmente nos trópicos, são responsáveis por mecanismos de transporte vertical cruciais para a circulação geral atmosférica.

Como apontado por Sherwood (2002), ao analisar dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), os aerossóis cumprem um papel significativo na microestrutura de nuvens cumulonimbus, sendo que suas estimativas apontam para valores de diâmetro efetivo de 10 a 20% menores sobre o continente do que sobre o oceano e com uma marcada variabilidade sazonal nessa variável em regiões com queima de biomassa como a Amazônia.

Medidas *in situ* das propriedades microfísicas de nuvens frias e de fase mista sobre o Brasil, no entanto, são extremamente limitadas, havendo dados coletados apenas durante um experimento de campo, o TRMM-LBA. Stith et al. (2002) analisaram a microestrutura de três sistemas convectivos sobre a Amazônia (medidas realizadas durante esse experimento), indicando a presença de gotículas super-resfriadas em temperaturas da ordem de -7°C , cuja presença se reduzia significativamente com a altitude. Alguns aspectos apontados pelos autores são a ocorrência de cristais de gelo com formas distintas daquelas previstas para as condições locais de temperatura coexistindo com gotículas super-resfriadas

(cujo formato quase circular indica que as mesmas não experimentaram crescimento na forma de cristal), sugerindo transporte vertical dessas partículas em correntes ascendentes saturadas com respeito ao gelo. A ocorrência de cristais de gelo com forma CP1a com placas crescendo nas extremidades de um cristal originalmente em forma de coluna) sugere a possibilidade de múltiplos processos de crescimento. Estas informações foram corroboradas por Costa *et al.* (2012) que analisaram um quarto caso, encontrando, além de cristais CP1a, cristais do tipo CP2a. Ambos os trabalhos mostram que a distribuição de tamanho dos cristais tende a um comportamento do tipo lei de potência, sendo que Costa *et al.* (2012) propõem uma parametrização da distribuição de tamanho dos cristais com base nesse fato.

O trabalho de Stith *et al.* (2002) introduziu a hipótese da existência de um novo tipo de agregado de cristais. Evidências posteriores sobre a existência desse agregado foram apresentados por Stith *et al.* (2004), que, com base em imagens de cristais coletadas durante o TRMM-LBA e o KWAJEX (*Kwajalein Experiment*), mostraram que a posição peculiar dos cristais no agregado aponta para que sua formação possa ser atribuída à ação de forças elétricas. A implicação da existência desse agregado para o desenvolvimento da nuvem ainda é ignorada.

A ocorrência de um grande número de cristais de gelo em nuvens convectivas profundas (Knollenberg *et al.* 1993 e Sherwood, 2002) sugere que parte das mudanças associadas ao aumento da concentração de gotículas na fase quente pela introdução de aerossóis antrópicos simplesmente se propaga para a fase fria. As vigorosas correntes ascendentes em nuvens *cumulonimbus*, ao transportarem a população de gotículas até regiões cuja temperatura favorece a nucleação homogênea de gelo (próximo a -40 °C) faz com que as camadas superiores dessas nuvens exibam concentrações relativamente elevadas de cristais de gelo que guardam relação com as concentrações de gotículas em suas porções inferiores. Nesse contexto, durante a estação chuvosa da Amazônia, concentrações de cristais de gelo da ordem de dezenas por centímetro cúbico foram relatadas por Costa *et al.* (2012).

No entanto, como apontado por Rosenfeld *et al.* (2008), o processo de inibição da chuva quente em nuvens rasas ou nos estágios iniciais de desenvolvimento de convecção profunda (Rosenfeld, 1999; Andreae *et al.*, 2004; Costa e Sherwood, 2005), dá lugar a processos bem mais complexos quando a fase de gelo é introduzida. Incertezas associadas ao comportamento de nuvens convectivas profundas ao serem influenciadas por aerossóis de origem antrópica são, portanto, bastante significativas. Aprofundar a investigação das nuvens frias e, principalmente de nuvens convectivas de fase mista, é essencial para melhor compreender como mudanças antrópicas sobre o campo de aerossóis pode interferir sobre a precipitação e a circulação atmosférica em maior escala face ao seu papel na microestrutura da convecção profunda.

6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO

A modelagem de processos envolvendo nuvens e aerossóis e seus impactos sobre o tempo e clima em escalas local, regional e global, tem recebido maior atenção recentemente. No que tange especificamente sobre os aerossóis no Brasil e na América do Sul, estudos como os de Zhang *et al.* (2009) tem evidenciado potenciais impactos dos aerossóis sobre a circulação atmosférica de grande escala, com modificações no comportamento da monção da América do Sul devido ao aumento da estabilidade termodinâmica sobre o Sul da Amazônia. Estes autores propõem que aumentos na estabilidade e pressão à superfície, bem como um escoamento nessa região pode levar ao reforço de atividade ciclônica e aumento da precipitação no sudeste do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina. É particularmente importante nesse sentido o tipo de desenvolvimento de modelagem que vem sendo realizado, com a inclusão de módulos complexos de química da atmosfera, emissão de aerossóis e outros processos envolvendo queimadas, como o realizado por Freitas *et al.*, (2005, 2009).

Menos conhecido e possivelmente com ainda maior impacto sobre a circulação atmosférica, pelo menos em escala regional sobre o Brasil e a América do Sul, é o efeito indireto dos aerossóis associado às emissões dos centros urbanos e queimadas. Sabe-se que a forçante radiativa resultante associada

às nuvens advém da composição de dois termos: um negativo, associado ao espalhamento de radiação de onda curta e outro positivo, que consiste em sua contribuição para o efeito estufa. Nuvens formadas em altitudes diferentes apresentam contribuições para a forçante radiativa, sendo o contraste mais óbvio o que se verifica entre nuvens cirrus (para as quais o efeito estufa é predominante) e stratocumulus (cujos valores de fração de cobertura próximos da unidade e longo tempo de residência as tornam contribuintes significativas para o albedo planetário). Mudanças mesmo sutis na distribuição espacial e nas propriedades microfísicas das nuvens podem alterar sobremaneira o delicado balanço entre os dois termos citados acima. Não surpreendentemente, as maiores incertezas na forçante radiativa antrópica referem-se ao papel direto e indireto dos aerossóis no clima. Os aerossóis emitidos em processos industriais e em queimadas na Amazônia tem um papel fundamental no balanço radiativo terrestre, e nos processos que regulam a microfísica de nuvens. Apesar de ter avançado de maneira significativa recentemente, o nível de compreensão acerca do papel dos aerossóis e, principalmente, das nuvens sobre o sistema climático é relativamente baixo, especialmente se comparado ao já bem entendido papel dos gases de efeito estufa.

Esse baixo nível de compreensão não chega a ser surpreendente, visto que a formação de nuvens envolve uma ampla gama de escalas atmosféricas, desde a escala de micrômetros, em que se dá o aparecimento e crescimento inicial dos hidrometeoros, até a organização de sistemas de nuvens de grande escala na escala de milhares de quilômetros. Em meio a esse largo espectro de escalas, se destacam movimentos convectivos, cuja dimensão horizontal é tipicamente de dezenas de metros a poucos quilômetros, pois é através dessas estreitas correntes ascendentes que se dá grande parte do transporte vertical no interior dos sistemas de nuvens, a liberação de calor latente associada à mudança de fase da água e a produção de precipitação. Representar de maneira realista desde as fontes de aerossóis atmosféricos que possam servir de CCN e IN até a organização das nuvens na grande escala e sua influência na circulação geral atmosférica e no balanço energético global são grandes desafios colocados para o futuro.

A discretização dos modelos numéricos faz com que a representação dos fenômenos atmosféricos seja truncada em harmônicos cujos comprimentos são, na maior parte dos casos, maiores do que os da escala convectiva. Como a representação da atividade convectiva é fundamental para a energética e ciclo hidrológico do modelo, o efeito da convecção é representado através de parametrizações dos processos convectivos. As parametrizações convectivas permitem então obter o efeito dos fenômenos não resolvíveis na grade dos modelos em função das variáveis que são resolvidas. Há uma série de abordagens propostas na literatura. Todas elas são derivadas de três tipos básicos: 1) Esquemas do tipo ajuste convectivo: proposto por Manabe *et al.* (1965) esse tipo de esquema supõe que sempre que os efeitos radiativos e/ou dinâmicos reduzem a taxa de resfriamento da troposfera abaixo de um certo nível crítico, é feito um ajuste de massa e energia de modo que um perfil estável é recuperado. Problema típico com esse tipo de esquema é a arbitrariedade da determinação do perfil para o qual o modelo é ajustado. 2) Esquemas do tipo Kuo (1965, 1974): relacionam a ocorrência e a intensidade da convecção com a convergência de umidade de grande escala. O esquema depende de um parâmetro b , que define o percentual da convergência de umidade que vai ser usada para umedecer a coluna atmosférica, enquanto o restante é usado para aquecer a coluna por liberação de calor latente. A dificuldade em determinar o valor de b é uma das limitações desse tipo de esquema. 3) Esquemas do tipo fluxo de massa: proposto inicialmente por Arakawa e Schubert (1974), esse tipo de esquema supõe que o conjunto de nuvens em uma região está em quase equilíbrio com as forçantes de grande escala. Neste esquema, as nuvens consomem a energia potencial produzida pelo efeito desestabilizador de grande escala. Conforme a intensidade da forçante de grande escala, o fluxo de massa convectivo necessário para manter a convecção em equilíbrio pode ser calculado. Em tese, o efeito radiativo das nuvens está incorporado no esquema clássico proposto por Arakawa e Schubert (1974) através do efeito radiativo na estabilidade termodinâmica. Entretanto, o detalhamento do efeito radiativo é, em geral, muito primitivo nos modelos atmosféricos usados na escala climática.

Neste contexto, fica evidente que a modelagem dos processos envolvendo nuvens na maior parte dos modelos globais e regionais utilizados para previsão de mudanças climáticas no Brasil e no mundo ainda se caracteriza pela utilização de um grande número de simplificações nos processos envolvendo nuvens. É particularmente significativo que as escalas dos movimentos convectivos não sejam explicitamente resolvidas na grande maioria desses modelos, em função de recursos computacionais e

de que os modelos atualmente disponíveis para os estudos de tempo e clima estejam quase todos presos ao paradigma da utilização de parametrizações de convecção. Ao mesmo tempo em que há uma variedade de hipóteses de fechamento dessas parametrizações, com os modelos comumente exibindo grande sensibilidade à escolha do esquema de convecção, tal paradigma é evidentemente limitado em função dos artificialismos subjacentes à fragmentação dos processos físicos envolvendo nuvens em diferentes componentes dos modelos atmosféricos (comumente, os modelos possuem esquemas separados para cobertura de nuvens, nuvens estratiformes, nuvens convectivas rasas e/ou profundas).

Existe uma tendência a se contornar essa limitação intrínseca das parametrizações de convecção, resolvendo explicitamente as nuvens ou pelo menos construindo representações fisicamente consistentes das mesmas, através de uma das seguintes estratégias, como sugerido, por exemplo, por Adams *et al.* (2009):

1. Melhorar a resolução espacial ao ponto de dispensar inteiramente as parametrizações de convecção, mesmo em simulações da circulação geral. Isso foi o que se obteve, por exemplo, através do *Earth Simulator*, em que simulações globais com espaçamento de grade de 3,5 km foram realizadas com êxito (Tomita *et al.*, 2005).

2. Usar modelos de conjunto de nuvens na construção de parametrizações de convecção. Definidos como “modelos capazes de resolver nuvens individuais, cujo domínio é grande o suficiente para conter várias nuvens e cujo tempo de execução é longo o suficiente para conter vários ciclos de vida de nuvens” (Randall *et al.*, 1996). Os modelos de conjunto de nuvens encontram usos variados, dentre eles, contornar a chamada “via empírica” para construção de parametrizações, adotando uma “via física” (Randall *et al.*, 1996; Moncrieff *et al.*, 1997).

3. Uso de modelos de conjunto de nuvens em substituição direta das parametrizações de convecção, constituindo a chamada superparametrização (Randall *et al.*, 2003; Khairoutdinov e Randall, 2001; Grabowski, 2001, 2003). Na superparametrização, a coluna do modelo de maior escala, é substituída por um modelo de conjunto de nuvens, geralmente bidimensional, que passa a responder pelo conjunto dos processos físicos em escala de sub-grade. De imediato, a interação das nuvens com a radiação, o efeito de rajadas de sistemas precipitantes sobre os fluxos de superfície, o transporte de energia, momentum e água por tais sistemas e o cálculo da precipitação são todos representados de forma coerente entre si, por meio de um único modelo físico e não através de parametrizações que não se intercomunicam. Segundo Khairoutdinov e Randall (2001), Grabowski (2003) e Randall *et al.* (2003), o uso da superparametrização tem assegurado êxito na representação de processos que envolvem a interação entre nuvens e fenômenos de grande escala (como ondas planetárias).

Em todos esses casos, a adoção de modelos com capacidade de explicitamente resolver nuvens, como “modelos de conjunto de nuvens” (MCNs) faz com que as incertezas relativas à microfísica sejam trazidas à tona irremediavelmente.

Num primeiro momento, a mais óbvia questão que surge é a da concentração de CCN e toda sua influência no desenvolvimento das nuvens e no estabelecimento das propriedades ópticas e microfísicas, incluindo a eficiência de precipitação. Existe ainda uma evidente lacuna nas medições de CCN e de microfísica de nuvens em grande parte do território brasileiro, aonde são desconhecidas a distribuição espacial e sazonal dessas variáveis. Como apontam Costa *et al.* (2012), destacam-se, no Brasil, os dados coletados nas seguintes campanhas: o Experimento do Ceará em 1994 (Costa *et al.*, 2000a), o LBA-TR-MM (Stith *et al.*, 2002), o EMfiN!-Ceará (Costa *et al.*, 2002) e o LBA-SMOCC-EMfiN!, que se concentraram sobre a Amazônia e o Nordeste. Esse número limitado de experimentos de campo e a inexistência de medidas em grande parte do Brasil impõem óbvias limitações à representação dos processos microfísicos em modelos aplicados sobre o território nacional.

Outro aspecto importante a ser considerado é a variabilidade na forma da distribuição de tamanho das gotículas, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem do ciclo de vida de nuvens. Estratégias envolvendo o uso direto de

esquemas de microfísica detalhada (*bin microphysics*, e.g. Costa *et al.*, 2000b) envolvem um grande custo computacional, mas simulam a evolução explícita da função-distribuição de hidrometeoros em função de processos de nucleação, crescimento condensacional, colisão-coalescência, colisão-ruptura, ruptura espontânea, etc. Seu uso, ainda que geralmente proibitivo mesmo em modelos de área limitada, pode representar uma alternativa para a calibração, aperfeiçoamento e desenvolvimento de parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), sendo utilizado em modo off-line em modelos de LES ou MCNs.

Há ainda grande incerteza na representação dos processos envolvendo a fase de gelo em modelos de diversas escalas. Por exemplo, Costa *et al.* (2012) analisam um sistema convectivo, formado no “regime de leste” da Amazônia, com elevadas concentrações de partículas em todos os níveis, especialmente no interior dos núcleos adiabáticos, da ordem de centenas por centímetro cúbico. Nesse sistema, os autores verificaram a existência de uma grande variedade de formas de cristais, sem uma correspondência muito óbvia entre esta e alguma variável ambiental, como a temperatura (o que se esperaria, caso o crescimento dos cristais se desse em condições controladas de temperatura e supersaturação). Isso implica em uma dificuldade significativa em representar parâmetros cruciais para a evolução microfísica de uma nuvem fria ou de fase mista, como a própria velocidade terminal de queda dos cristais, a eficiência de colisão entre estes e outros hidrometeoros, etc. Lang *et al.* (2007) aplicaram um MCN na simulação de diferentes casos de convecção amazônica (observados durante a campanha do TRMM-LBA) e concluíram que o uso de espaçamentos de grade muito finos (250 m), em comparação com os tradicionalmente utilizados em MCNs e em esquemas de superparametrização (da ordem de 1 km ou mais) é importante para melhor representar a passagem gradual do regime de convecção rasa para profunda em um caso do “regime de oeste”. Além disso, também apontaram que provavelmente o esquema de interação entre as partículas de gelo e gotículas em seu modelo exagerava a coleta destas últimas pelas primeiras, resultando em um exagero na estimativa da presença de granizo mole ou de neve.

Um exemplo interessante sobre o papel da interação nuvem/radiação no contexto do efeito da emissão de aerossóis por queimadas é encontrado em Venzke *et al.* (2009). Neste trabalho é discutido o efeito da escala e intensidade das fontes de emissão de aerossóis na precipitação. O aumento da intensidade das fontes de pequena escala espacial leva à formação de plumas de escala espacial suficientemente longa para gerar gradientes horizontais de temperatura que sustentam circulações termicamente induzidas que, por sua vez, intensificam a precipitação. Fontes de emissão de aerossóis de menor intensidade e de maior escala espacial tendem a aumentar o efeito estabilizador dos aerossóis e, portanto, diminuem a precipitação. Entretanto, Venzke *et al.* (2009) não incluem o efeito dos aerossóis de queimada de biomassa na microfísica das nuvens e recomendam explorar o mecanismo das circulações térmicas geradas pelo efeito radiativo com o efeito da microfísica.

CONCLUSÕES

Este capítulo sintetiza o conhecimento recente em aerossóis e nuvens obtido em trabalhos científicos mais recentes, com foco no Brasil e na América do Sul.

Com relação ao conhecimento em aerossóis atmosféricos, observa-se que a região amazônica tem sido bem coberta com medidas, apesar das grandes dificuldades logísticas inerentes a realização de experimentos nesta região. Este esforço científico é plenamente justificável, quando nota-se o papel da bacia amazônica no balanço climático global. Investigar efeitos de alterações neste ecossistema torna-se, portanto, crucial.

Com respeito às regiões urbanizadas e as emissões relacionadas com suas atividades típicas, tais como transporte, indústrias, geração de energia, etc., observou-se que há um universo de medições mais restrito a despeito das dificuldades logísticas serem muito menores. O monitoramento de material particulado em geral limitou-se à fração PM₁₀. Já a fração fina (PM_{2.5}), cujo monitoramento não é obrigatório pela legislação, tem sido quantificada preponderantemente por projetos de pesquisa pontuais, que são menos abrangentes tanto em termos espaciais quanto temporais. Ainda assim, os trabalhos

citados neste relatório mostraram um fato importante: que parte significativa da fração fina de emissões urbanas é composta por *Black Carbon*, em porcentagem muito mais elevada do que nas emissões oriundas de queimadas na Amazônia. Como em termos climáticos o *Black Carbon* tem potencial significativo de alterações devido a seu forte caráter absorvedor de radiação, o real papel de emissões urbanas pode estar sendo subdimensionado. É, portanto, fundamental estender este tipo de monitoramento ao maior número possível de regiões urbanizadas, inventariar suas emissões e estimar o seu papel no clima. Isto se torna mais importante à medida que o Brasil vem, paulatinamente, reduzindo o desmatamento na Amazônia, e há o aumento do número de pessoas vivendo em áreas urbanas. Consequentemente, a contribuição relativa das emissões urbanas aumenta em comparação às emissões associadas com as queimadas da bacia amazônica.

Com relação aos efeitos em nuvens, tais efeitos ainda constituem um grande tema em aberto. Ainda que efeitos indiretos de aerossóis em nuvens já sejam bem conhecidos, o real comportamento das nuvens em um planeta mais quente ainda é incerto. Os efeitos de aerossóis em nuvens atualmente conhecidos consideram situações meteorológicas idênticas, apenas mudando as propriedades de aerossóis. Todavia, há significativa incerteza sobre a manutenção dos atuais padrões de circulação geral da atmosfera em um planeta com temperaturas médias mais elevadas. Uma vez respondida esta pergunta, o efeito real dos aerossóis poderá ser então melhor estimado. Esta área ainda demandará grandes esforços de pesquisa, globalmente coordenados, para termos uma resposta minimamente satisfatória sobre alterações no padrão das nuvens tanto na escala planetária quanto regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, D.K., E.P. Souza, e A.A. Costa, 2009: Convecção úmida na amazônia: implicações para modelagem numérica. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24, 168-178.
- Ahlm, L., *et al.*, 2009: Aerosol number fluxes over the Amazon rain forest during the wet season. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9381-9400, doi:10.5194/acp-9-9381-2009.
- Ahlm, L., *et al.*, 2010a: Emission and dry deposition of accumulation mode particles in the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10237-10253, doi:10.5194/acp-10-10237-2010.
- Ahlm, L., *et al.*, 2010b: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3063-3079, doi:10.5194/acp-10-3063-2010.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230.
- Andrade, M.F., *et al.*, 2012: Vehicle emissions and PM_{2.5} mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 79-88.
- Andreae, M.O., 2007: Aerosols before pollution. *Science*, 315, 50-51, doi:10.1126/science.1136529.
- Andreae, M.O., *et al.*, 2004: Smoking Rain Clouds over the Amazon. *Science*, 303, 1337-1342.
- Ansmann, A., *et al.*, 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11802.
- Arakawa, A., e W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31(3), 674-701.
- Artaxo, P., W. Maenhaut, H. Storms, e R. Van Grieken, 1990: Aerosol Characteristics and Sources for the Amazon Basin During the Wet Season. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16971-16985.
- Artaxo, P., *et al.*, 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107, 8081, doi:10.1029/2001JD000666.

- Avissar, R., e C.A. Nobre, 2002: Preface to special issue on the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). *J. Geophys. Res.*, 107, 8034, doi:10.1029/2001JD002507.
- Baars, H., *et al.*, 2011: Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20802, doi:10.1029/2011GL049200.
- Ben-Ami, Y., *et al.*, 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.
- Bristow, C.S., K.A. Hudson Edwards, e A. Chappell, 2010: Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14807, doi:10.1029/2010GL043486.
- Castanho, A.D.A., e P. Artaxo, 2001: Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. *Atmos. Environ.*, 35(29), 4889-4902.
- CETESB, 2011: Qualidade do ar no estado de São Paulo 2010. Série Relatórios ISSN 0103-4103, CETESB, São Paulo, 234 pp.
- Chen, Q., *et al.*, 2009: Mass spectral characterization of submicron biogenic organic particles in the Amazon Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20806.
- Costa, A.A., e S. Sherwood, 2005: Parcel model simulations of aerosol warm phase cloud microphysics interactions over the Amazon. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 481-508.
- Costa, A.A., e T. Pauliquevis, 2009: Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24, 234-253.
- Costa, A.A., C.J. de Oliveira, J.C.P. de Oliveira, e A.J.C. Sampaio, 2000a: Microphysical Observations of Warm Cumulus Clouds in Ceará, Brazil. *Atmos. Res.*, 54, 167-199.
- Costa, A.A., G.P. Almeida., e A.J.C. Sampaio, 2000b: A bin-microphysics cloud with high-order, positive-definitive advection. *Atmos. Res.*, 55, 225-255.
- Costa, A.A., M.C. Campos Filho, A.C.S. Santos, e J.C.P. de Oliveira, 2012: Características de cristais de gelo observados em um sistema de nuvens na Amazônia durante o experimento TRMM-LBA. *Rev. Bras. Meteorol.*, 27(2), 139-151.
- Costa, A.A., *et al.*, 2002: A cloud microphysics experiment over Northeast Brazil. In: Proceedings of the 11th Conference on Cloud Physics, P2.13, Ogden, Utah.
- Davidson, E.A., e P. Artaxo, 2004: Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere–Atmosphere Experiment. *Global Change Biol.*, 10, 519–529, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00779.x.
- Feingold, G., H. Jiang, e J.Y. Harrington, 2005: On smoke suppression of clouds in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 32(2), L02804, doi:10.1029/2004GL021369.
- Formenti, P., *et al.*, 2001: Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)- Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. *J. Geophys. Res.*, 106(D14), 14919-14934.
- Forster, P., *et al.*, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., *et al.*

(eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Freitas, S.R., *et al.*, 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, 5, 135–167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7.

Freitas, Saulo R., Longo, Karla M., Dias, M. A. F. Silva; Dias, P. L. Silva, 2005b: Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. *Estudos Avançados (USP Impresso)*, v. 19, p. 167-185.

Freitas, S.R., *et al.*, 2009: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861.

Freud, E., *et al.*, 2008: Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop size distribution in deep convective clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1661-1675.

Fuzzi, S., *et al.*, 2007: Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season. *J. Geophys. Res.*, 112, D01201, doi:10.1029/2005JD006741.

Gilardoni, S., *et al.*, 2011: Sources of carbonaceous aerosol in the Amazon basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2747-2764, doi:10.5194/acp-11-2747-2011.

Grabowski, W., 2001: Coupling cloud processes with the large- scale dynamics using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.*, 58, 978-997.

Grabowski, W., 2003: MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.*, 60, 847-864.

Gunthe, S.S., *et al.*, 2009: Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 7551-7575, doi:10.5194/acp-9-7551-2009.

Hansen, J.E., M. Sato, e R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864.

Harriss, R.C., *et al.*, 1988: The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A): Dry Season 1985. *J. Geophys. Res.*, 93(D2), 1351–1360, doi:10.1029/JD093iD02p01351.

Harriss, R.C., *et al.*, 1990: The Amazon Boundary Layer Experiment: Wet Season 1987. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16,721–16,736, doi:10.1029/JD095iD10p16721.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, 2008: Relatório Técnico-Científico: Relatório anual 2008, Coordenação de Observação da Terra (OBT), 56 pp. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/01.08.23.07>.

Instituto de Energia e Meio Ambiente, 2014: 1o Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil. 264pp. Disponível em: [http://www.energiaeambiente.org.br/documentos/diagnostico QualidadedoAr-VersaoFinal-Std.pdf](http://www.energiaeambiente.org.br/documentos/diagnostico%20QualidadeAr-VersaoFinal-Std.pdf)

Jones T.A., e S.A. Christopher, 2010: Statistical properties of aerosol-cloud-precipitation interactions in South America. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2287–2305.

Kaufman, Y.J., *et al.*, 2005: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12,

doi:10.1029/2003JD004436.

Kaufman, Y.J., e Fraser, R.S., 1997: Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate. *Science*, 277, 1636-1639.

Kawamoto, K., e T. Nakajima, 2003: Seasonal variation of cloud particle size as derived from AVHRR remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810, doi:10.1029/2003GL017437.

Khairoutdinov, M.F., e D.A. Randall, 2001: A cloud resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community Climate System Model: Preliminary Results. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3617-3620.

Knollenberg, R.G., K. Kelly, e J.C. Wilson, 1993: Measurements of high number densities of ice crystals in the tops of tropical cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, 98(D5), 8639–8664, doi:10.1029/92JD02525.

Koren, I., L.A. Remer, e K. Longo, 2007: Reversal of trend of biomass burning in the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L20404, doi:10.1029/2007GL031530.

Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer, e J.V. Martins, 2004: Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. *Science*, 303, 1342-1345.

Kuo, H.L., 1974: Further studies of parameterization of influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.

Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.

Landulfo, E., *et al.*, 2005: Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil using a compact lidar system. *Int. J. Remote Sens.*, 26(13), 2797-2816.

Lang, S., *et al.*, 2007: Improving simulations of convective system from TRMM LBA: Easterly and Westerly regimes. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1141–1164.

Lara, L.L., *et al.*, 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Brazil. *Atmos. Environ.*, 39(26), 4627-4637, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.

Lin, J.C., T. Matsui, R.A. Pielke Sr., e C. Kummerow, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.*, 111, D19204, doi:10.1029/2005JD006884.

Liu, Y., e P.H. Daum, 2004: Parameterization of the auto-conversion process. Part I: analytical formulation of the Kessler-type parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 61, 1539-1548.

Lohmann, U., e J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715–737.

Maenhaut, W., M.T. Fernandez-Jimenez, I. Rajta, e P. Artaxo, 2002: Two-year study of atmospheric aerosols in Alta Floresta, Brazil: Multi elemental composition and source apportionment. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*, 189, 243–248, doi:10.1016/S0168-583X(01)01050-3.

Mahowald, N.M., *et al.*, 2005: Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4030, doi:10.1029/2005GB002541.

Manabe, S., J. Smagorinsky, e R.F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Weather Rev.*, 93, 769-798.

- Martin, S.T., *et al.*, 2010a: An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08). *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11415-11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010.
- Martin, S.T., *et al.*, 2010b: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, 48, RG2002, doi:10.1029/2008RG000280.
- Martins, J.A., e M.A.F. Silva Dias, 2009: The impact of smoke from forest fires on the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the Amazonian region. *Environ. Res. Lett.*, 4, 015002.
- Martins, J. A., M. A. F. Silva Dias e F. L. T. Gonçalves, 2009: Impacto of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. *J. Geophys. Res.*, 114, D02207, doi: 10.1029/2007JD009587.
- MCT (Ministério da Ciência e Tecnologia), 2009: Estimativas anuais de emissões de gases de efeito estufa no Brasil. Disponível em: www.mct.gov.br/upd_blob/0226/226591.pdf
- Moncrieff, M.W., *et al.*, 1997: cloud system study (GCSS) working group 4: precipitating convective cloud systems. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 78, 831-845.
- Pauliquevis, T., L.L. Lara, M.L. Antunes, e P. Artaxo, 2012: Aerosol and precipitation chemistry in a remote site in Central Amazonia: the role of biogenic contribution. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4987-5015, doi:10.5194/acp-12-4987-2012.
- Petersen, W.A., *et al.*, 2002: TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *J. Clim.*, 15, 1278-1294, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1278:TOOIVI>2.0.CO;2.
- Pöschl, U., *et al.*, 2010: Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. *Science*, 329, 1513-1516.
- Prenni, A.J., *et al.*, 2009: Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin. *Nat. Geosci.*, 2, 402-405.
- Ramaswamy, V., *et al.*, 2001: Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349- 416.
- Randall, D., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, e W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1547-1564.
- Randall, D.A., *et al.*, 1996: Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Climate*, 9, 1583-1697.
- Reid, S.J., P.V. Hobbs, A.L. Rangno, e D.A. Hegg, 1999: Relationship between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. *J. Geophys. Sci.*, D104, 6145-6153.
- Rissler, J., *et al.*, 2006: Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 471-491, doi:10.5194/acp-6-471-2006.
- Rizzo, L.V., *et al.*, 2010: Aerosol properties, in-canopy gradients, turbulent fluxes and VOC concentrations at a pristine forest site in Amazonia. *Atmos. Environ.*, 44(4), 503-511, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.11.002.
- Roberts, G.C., M.O. Andreae, J. Zhou, e P. Artaxo, 2001: Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: ``marine'' conditions over a continent? *Geophys. Res. Lett.*, 28(14), 2807-2810.

- Roberts, G.C., *et al.*, 2002: Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 107, 8070, doi:10.1029/2001JD000583.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20), 3105-3108, doi:10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld, D., 2006: Aerosol-cloud interactions control of Earth radiation and latent heat release budgets. *Space Sci. Rev.*, 125, 149-157.
- Rosenfeld, D., *et al.*, 2008: Aircraft measurements of the impacts of pollution aerosols on clouds and precipitation over the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 113, D15203, doi:10.1029/2007JD009544.
- Santos, A.C.S., A.A. Costa, J.C.P. Oliveira, e M.C. Campos Filho, 2002: Estudo De Caso Da Variabilidade De Parâmetros Microfísicos Em Nuvens Da Amazônia. *Rev. Bras. Meteorol.*, 17, 141-151.
- Seinfeld, J.H., e S.N. Pandis, 2006: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. New York: John Wiley & Sons, New York, USA, 1232 pp.
- Sherwood, S.C., 2002: Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. *J. Climate*, 15, 1051-1063.
- Solomon, S., *et al.*, 2007: *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1056 pp.
- Stith, J.L., J.A. Haggerty, A. Heymsfield, e C.A. Grainger, 2004: Microphysical Characteristics of Tropical Updrafts in Clean Conditions. *J. Appl. Meteor.*, 43, 779-794.
- Stith J.L., *et al.*, 2002: Microphysical observations of tropical clouds. *J. Appl. Meteor.*, 41, 97-117.
- Talbot, R.W., *et al.*, 1990: Aerosol Chemistry During the Wet Season in Central Amazonia: The Influence of Long-Range Transport. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16955-16969, doi:10.1029/JD095iD10p16955.
- Tomita, H., *et al.*, 2005: A global cloud-resolving simulation: preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08805, doi:10.1029/2005GL022459.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34(7), 1149-1154.
- Vendrasco, E.P., P.L. Silva Dias, e E.D. Freitas, 2009: A case study of the direct radiative effect of biomass burning aerosols on precipitation in the Eastern Amazon. *Atmos. Res.*, 94, 409-421.
- Vendrasco, E.P., *et al.*, 2005: Efeito da Poluição por Queimada de Cana-de-açúcar na Radiação Solar e nos Fluxos Turbulentos na Superfície. *Cienc. Natura, especial*, 143-146.
- Wang, M., e J.E. Penner, 2010: Cirrus clouds in a global climate model with a statistical cirrus cloud scheme. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5449-5474.
- Williams, E., *et al.*, 2002: Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8082, doi:10.1029/2001JD000380.
- Yamasoe, M.A., P. Artaxo, A.H. Miguel, e A.G. Allen, 2000: Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. *Atmos. Environ.*, 34, 1641-1653, doi:10.1016/S1352-2310(99)00329-5.

- Yin, Y., Z. Levin, T.G. Reisin, e S. Tzivion, 2000: The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds — a numerical study. *Atmos. Res.*, 53(1-3), 91-116.
- Yokelson, R.J., T.J. Christian, T.G. Karl, e A. Guenther, 2008: The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3509-3527, doi:10.5194/acp-8-3509-2008.
- Zhang, Y., *et al.*, 2009: Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10814, doi:10.1029/2009GL037180.
- Zhou, J., E. Swietlicki, H.C. Hansson, e P. Artaxo, 2002: Submicrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8055, doi:10.1029/2000JD000203.

CAPÍTULO 7

FORÇANTES RADIATIVAS NATURAIS E ANTRÓPICAS

Autores principais: Alexandre L. Correia - USP; Marcia A. Yamasoe - USP

Autores colaboradores: Henrique M. J. Barbosa - USP; Simone S. Costa - INPE; Luiz Augusto T. Machado - INPE; Aline S. Procópio - UFJF; Rita Y. Ynoue – USP

Autores revisores: Juan C. Ceballos - INPE; Marcelo P. Corrêa - UNIFEI; Maria Assunção F. Silva Dias - USP; Fernando R. Martins – INPE

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	239
7.1 INTRODUÇÃO	242
7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO	242
7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA	244
7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL	245
7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS	246
7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DA ATIVIDADE SOLAR	248
7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL	249
7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUVENS	250
7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA	253
7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	255
7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	256
7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS	258
7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA	262
7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA	264
7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	267
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	270

SUMÁRIO EXECUTIVO

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas (antrópicas). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo os gases de efeito estufa antrópicos, enquanto outro agente pode tender a resfriá-lo, como as nuvens. Ao tomador de decisões seria conveniente conhecer qual a influência quantitativa de cada agente climático para que suas ações possam ser baseadas em resultados científicos, e não apenas em questões de natureza política. Frente à magnitude numérica dos efeitos de um dado agente climático, o tomador de decisões poderá analisar o custo/benefício de determinadas ações para diminuir tais efeitos, ou eventualmente buscar soluções de adaptação a um cenário decorrente desses efeitos. Por exemplo, é importante conhecer qual a contribuição de cada agente climático para as variações de temperatura na superfície do planeta, ou mesmo no Brasil. No entanto, como qualquer ferramenta de modelagem do clima, os modelos climáticos atuais mais avançados, que vêm progressivamente fornecendo resultados cada vez mais confiáveis e consistentes para previsões de mudanças climáticas, devem ser alimentados com estimativas seguras das forçantes radiativas.

O conceito de forçante radiativa, definida no Painel S1, é um passo intermediário que não necessita, em princípio, de modelos climáticos para seu cálculo, por isso os valores de forçante radiativa podem ser interpretados de maneira mais objetiva. Uma forçante radiativa positiva significa que um agente tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos indicam uma tendência de resfriamento. Uma inconveniência do conceito de forçante radiativa é que em geral ela é expressa em termos de W m^{-2} (Watt, ou potência, por metro quadrado), que é uma unidade menos familiar que temperatura em graus Celsius, por exemplo. Se um agente climático representa uma forçante radiativa de $+2 \text{ W m}^{-2}$, isso indica que ele tende a aquecer o planeta. Uma vez determinado o valor da forçante radiativa de um agente, pode-se usar esse valor em modelos climáticos que procurarão traduzi-lo, por exemplo, como mudanças de temperatura à superfície, ou mudanças no volume de chuvas, etc. Como os modelos climáticos ainda apresentam resultados bastante divergentes, um mesmo valor de forçante pode dar origem a diferentes previsões, dependendo do modelo climático escolhido e das condições em que ele é utilizado. É nesse contexto que o conceito de forçante radiativa oferece um meio de comparação entre diferentes agentes climáticos, independentemente da precisão dos modelos climáticos atuais. A quantificação numérica da intensidade da forçante radiativa permite ao tomador de decisão visualizar quais os agentes mais significativos, classificando-os por ordem de magnitude relativa. Calcular a forçante radiativa de um agente climático é como definir uma escala padrão, que permite a possibilidade de se estimar a intensidade de sua perturbação sobre o clima, para algum local ou região do globo.

Painel S1 – Definição de forçante radiativa

A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático. As temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada situação ou época, como, por exemplo, no início da Revolução Industrial (ca. 1750) adotado pelo IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Forster et al., 2007).

Além de agentes climáticos independentes, ocorrem também situações de inter-dependência entre agentes, chamados processos de retroalimentação, que tornam ainda mais complexa a compreensão de qual o efeito climático final de um certo agente. Alguns agentes climáticos podem influenciar o ciclo hidrológico. Por exemplo, alguns estudos mostram que a fumaça emitida em queimadas na Amazônia pode alterar o funcionamento natural das nuvens, diminuindo o volume de chuvas que essas nuvens podem produzir. Se isso acontece, então a menor ocorrência de chuvas pode favorecer a ocorrência de um número ainda maior de queimadas, e assim se estabelece um ciclo de retroalimentação. Em tais ciclos de retroalimentação, as relações de causa e efeito são complexas, e por esse motivo a avaliação do impacto sobre o clima é denominada efeito radiativo, e não uma forçante radiativa. Essa distinção é utilizada de forma rigorosa neste capítulo: agentes climáticos que atuam de forma independente exercem forçantes radiativas; aqueles que interferem em ciclos de retroalimentação exercem efeitos radiativos.

É importante levar em consideração escalas de tempo e espaço. Mudanças climáticas que ocorrem em longo prazo, em escalas de milhares a milhões de anos, são controladas por variações orbitais do planeta. No entanto, numa escala de centenas de anos as mudanças orbitais são virtualmente irrelevantes, e outros fatores predominam. Um exemplo é a influência antrópica sobre o clima devido à emissão de gases de efeito estufa, que vem causando um aumento anômalo da temperatura média na superfície do planeta.

Este capítulo apresenta a definição formal de forçante radiativa, do potencial de aquecimento global e do potencial de temperatura global, que são grandezas utilizadas para padronizar uma metodologia de comparação, e que permitem estimar quantitativamente os efeitos de diferentes agentes climáticos. O capítulo apresenta uma revisão bibliográfica de estudos recentes, efetuados sobre o Brasil ou sobre a América do Sul, que identificaram alguns dos principais agentes climáticos naturais e antrópicos atuantes no país. Embora a intenção fosse apresentar, em números, a contribuição para a forçante radiativa atribuída aos diferentes agentes, a inexistência de trabalhos científicos no país para vários deles trouxe outra dimensão ao capítulo.

Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de anos, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis (fumaça) emitidos em queimadas por fontes antrópicas. A Tabela S1, discutida em detalhe no texto do capítulo, apresenta uma compilação de resultados encontrados na literatura científica sobre os principais efeitos radiativos de agentes climáticos no Brasil.

Nuvens exercem um efeito radiativo natural, mas suas propriedades podem ser alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros). Essas alterações podem envolver processos de retroalimentação, com possíveis impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas. Os resultados compilados neste capítulo mostram que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação sobre a Amazônia, reduzindo em até 110 W m^{-2} a radiação à superfície, e contribuindo com cerca de $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na Amazônia atuam causando em média um resfriamento da superfície, mas um aquecimento do planeta. Cabe ressaltar que o modo de distribuição vertical das nuvens desempenha um papel fundamental nos resultados obtidos: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento do planeta, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-lo. Desse modo, é importante destacar que esse resultado não pode ser automaticamente estendido para outras regiões, com padrões de nuvens e características de superfície diferentes da região amazônica.

No Brasil, a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como prática agrícola ou na mudança da cobertura do solo. Como técnica agrícola, as queimadas são empregadas no combate de pragas e na limpeza de lavouras com objetivo de facilitar a colheita, como no caso do cultivo da cana de açúcar. O uso de queimadas para alteração do uso do solo é observado especialmente na região amazônica. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil atualmente se concentra na elaboração de inventários de emissão. Não se encontram na literatura científica estimativas de cálculos da forçante radiativa desses gases considerando as condições das emissões brasileiras.

Aerossóis antrópicos, emitidos principalmente em queimadas, podem absorver e refletir a radiação solar. Essa interação direta entre aerossóis e a radiação solar define a forçante radiativa direta de aerossóis. Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados neste capítulo resultou em uma forçante radiativa de $-8,0 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$, indicando que, em média, a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar o planeta, contrapondo-se parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases de efeito estufa têm escalas de tempo e espaço muito diferentes: enquanto gases de efeito estufa tendem a se espalhar aproximadamente de modo uniforme sobre o planeta, e têm tipicamente vida média de centenas de anos,

aerossóis emitidos em queimadas na Amazônia espalham-se sobre grande parte do continente da América do Sul, e têm vida média de dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). Assim, a comparação das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa não pode ser feita diretamente.

Tabela S1. Quantificação da forçante radiativa do aerossol antrópico, da mudança no uso do solo e do efeito radiativo de nuvens sobre o Brasil e a América do Sul.

Agente	Região	Condição ^a	Valor ^b (W m ⁻²)	Fonte de dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h ^c	[-110; -50]	Modelo climático	Betts <i>et al.</i> , 2009
	Amazônia	SUP, 24h ^c	-76	Modelo climático	Miller <i>et al.</i> , 2012
		TDA, 24h ^c	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
			-7,3±0,9		
Aerossol Antrópico: efeitos diretos	Amazônia	SUP, 24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo	Procópio <i>et al.</i> , 2004
		ATM, 24h ^d	+31,2±3,6		
		TDA, 24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA, 24h ^c	-16,5	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		ATM, 24h ^e	+2,9		
	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
		SUP, 24h	[-35; -10]		
	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo	Patadia <i>et al.</i> , 2008
		TDA, 24h	-7,6±1,9		
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
	Floresta		-6,2±1,9		
	Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol Antrópico: efeitos indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h ^c , alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3		
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e , alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		TDA, 24h ^e , ind	-9,5		
	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático	Zhang <i>et al.</i> , 2008
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]		
Total Aerossóis e Nuvens	Amazônia	TDA, 24h ^c	-9,8	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-11,3	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		SUP, 24h ^e	-8,4		
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
			[-35; -5]		

a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.

As mudanças antrópicas no uso do solo como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada como, por exemplo, o albedo (refletividade da superfície). No caso da Amazônia, em geral, substitui-se uma superfície mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da radiação solar sendo refletida de volta ao espaço. Encontrou-se um trabalho sobre a mudança de albedo em regiões desmatadas desde 1970 na Amazônia, que estimou em $-7,3 \pm 0,9 \text{ W m}^{-2}$ como a magnitude dessa forçante antrópica. Note-se que esse valor é semelhante à forçante de aerossóis antrópicos, porém, é importante salientar que o desmatamento na Amazônia tem caráter virtualmente “permanente” (i.e. a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da ordem de dias. Essas observações indicam a necessidade de se realizar estudos mais aprofundados sobre essa forçante originada nos processos de mudança de uso do solo, em especial, incluindo-se o efeito da urbanização histórica e da expansão agropecuária em nível nacional e em várias escalas temporais.

Aerossóis também interagem com nuvens, modificando suas propriedades. As nuvens modificadas, por sua vez, interagem com a radiação solar. Dessa forma, define-se a forçante indireta (i.e. mediada pela interação com nuvens) de aerossóis. As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis encontradas na literatura apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de $-9,5$ a $-0,02 \text{ W m}^{-2}$ para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. Este é um tópico que ainda necessita de mais estudos de caracterização e verificações independentes, para que esse componente da forçante antrópica sobre o Brasil possa ser adequadamente representado em modelos climáticos.

Não foram encontrados trabalhos avaliando a forçante radiativa no Brasil devido ao aerossol de origem urbana, ao aerossol natural de poeira oriunda da África, ou de erupções vulcânicas, nem à formação de trilhas de condensação pelas atividades da aviação comercial. Essas forçantes radiativas, por hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis de queimadas. Os trabalhos analisados na elaboração deste capítulo evidenciam a existência de lacunas significativas em estudos de forçantes radiativas no Brasil. Conhecer com precisão a magnitude dessas forçantes, e aprimorar a compreensão de seus impactos, resultará em melhorias nos modelos de previsão de tempo e clima. Tais modelos são ferramentas importantes para instrumentalizar a tomada de decisões políticas e econômicas diante das mudanças climáticas que vêm atuando no país.

7.1 INTRODUÇÃO

7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO

Este capítulo discute estimativas da forçante radiativa e efeitos radiativos, sobre a atmosfera e a superfície, causados por agentes naturais e antrópicos sobre o Brasil. Resultados de medições *in situ*, inferências obtidas com sensoriamento remoto, e esforços de modelagem são considerados. As discussões deste capítulo abarcam estimativas para condições presentes. Observações climáticas sobre o passado são discutidas no capítulo 5 e cenários futuros de impacto climático são abordados no capítulo 9.

O capítulo inicia com a definição do conceito de forçante radiativa, explicando as sutilezas envolvendo essa definição, e o tipo de caracterização a ser considerada quando se comparam diferentes estimativas da forçante radiativa para um agente climático. O capítulo então aborda a importância da forçante radiativa devido às variações climáticas naturais, tais como a intensidade da atividade solar e o impacto de erupções vulcânicas, assim como a forçante de gases e aerossóis emitidos naturalmente por florestas, oceanos e a superfície terrestre. Efeitos radiativos importantes, tais como aqueles devidos às variações orbitais e ao efeito radiativo de nuvens, também são discutidos.

A forçante radiativa antrópica associada aos diversos agentes climáticos recebe ênfase destacada, uma vez que muito da literatura disponível cobre esse tópico. A mudança no uso do solo é a principal responsável pela emissão antrópica de CO_2 no Brasil, fazendo com que o país seja atualmente um importante emissor mundial desse gás (Cerri *et al.*, 2009). Represas e barragens construídas para a geração de energia hidroelétrica contribuem com a emissão de CH_4 devido à decomposição de matéria orgânica em vastas áreas alagadas (Fearnside, 2004; Rosa *et al.*, 2004). A quantificação e o monitoramento da forçante antrópica positiva (i.e. aquela que favorece um aumento das temperaturas na superfície do planeta) originada da emissão de gases de efeito estufa (GEE) são, portanto, relevantes para o país devido ao potencial impacto de grande escala dessas emissões. Mudanças do uso do solo na Bacia Amazônica também causam uma forçante radiativa devido à mudança do albedo de superfície. Em geral, essa mudança parte de uma condição de floresta, representada por baixo albedo, que é transformada em uma pastagem ou plantação com albedo mais elevado que o original (Sena *et al.*, 2013). Mudanças de temperatura, umidade, e fluxos de calor latente e sensível são também consequências de atividades de mudança do uso do solo (Von Randow *et al.*, 2004), mas não podem ser definidos como agentes de forçante radiativa uma vez que essas modificações são consideradas parte da resposta climática (cf. definição de forçante radiativa na seção 7.1.2).

Aerossóis emitidos em atividades de queima de biomassa no Brasil, e particularmente, na Amazônia e região central do país, são transportados até grandes distâncias das localidades originárias dos focos de incêndio. A fumaça cobre milhões de km^2 todos os anos, por cerca de 3 a 4 meses durante a estação seca (agosto a novembro) (Freitas *et al.*, 2009a; Martin *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2009). Aerossóis de queimadas interagem diretamente com a radiação solar por absorção e espalhamento (efeitos radiativos diretos de aerossóis). Dependendo de características físicas e químicas das partículas de aerossóis e das propriedades de refletância da superfície, o efeito direto dos aerossóis pode exercer uma forçante radiativa significativa no topo da atmosfera. Em geral, isso representa um efeito líquido de resfriamento sobre o Brasil que se opõe parcialmente ao aquecimento induzido por emissões de GEE, embora as escalas temporais e espaciais de vida média de aerossóis e gases sejam muito diferentes. Aerossóis também interagem indiretamente com a radiação solar, causando a modificação de propriedades de nuvens que, por sua vez, exercem efeitos radiativos sobre o clima (efeitos radiativos indiretos de aerossóis). O efeito sobre o albedo de nuvens, também conhecido como efeito Twomey ou primeiro efeito indireto de aerossóis, refere-se à influência exercida por uma população aumentada de partículas de aerossóis, que causa a redução do raio efetivo de gotas de nuvens, sob a condição de manter-se fixo o conteúdo de água líquida em uma nuvem (Twomey, 1974). Gotas de nuvens menores resultam em nuvens mais brilhantes quando observadas do espaço, se comparadas a nuvens não perturbadas (Twomey, 1974). Isso resulta em um aumento líquido do albedo de nuvens que corresponde a uma forçante radiativa negativa, ou um efeito de resfriamento sobre o clima, já que uma maior fração da radiação solar é espalhada de volta ao espaço. O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) postula que nuvens com gotas menores são menos eficientes na produção de precipitação, resultando numa extensão de seu tempo de vida médio, que contribui com um efeito de resfriamento sobre o clima, uma vez que mais radiação é espalhada de volta ao espaço devido ao maior período em que a nuvem está presente (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis indica que a absorção e o espalhamento de radiação solar por aerossóis podem modificar o perfil de temperatura e de umidade na atmosfera, além de propriedades de superfície como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente (Hansen *et al.*, 1997). As características alteradas da atmosfera e da superfície acarretariam então em modificações em escala micro e macrofísica de propriedades de nuvens, que por sua vez induziriam efeitos climáticos. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o efeito semi-direto, não podem ser considerados agentes de forçante radiativa, uma vez que implicam em modificações de características atmosféricas e de superfície, as quais têm impacto sobre o ciclo hidrológico, levando inevitavelmente a processos de retroalimentação (cf. seção 7.3.2). Esses efeitos são, no entanto, discutidos neste capítulo, uma vez que esforços buscando sua quantificação são relevantes para estudos climáticos sobre o Brasil.

Este capítulo também discute a quantificação de efeitos da química atmosférica sobre a concentração e a distribuição espacial de aerossóis e GEE, que constituem os mais relevantes agentes antrópicos de forçante climática sobre o Brasil. Modelos numéricos regionais como o CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (Freitas et al., 2011; Longo et al., 2010) têm sido desenvolvidos particularmente ao longo da última década para a incorporação de processos físicos e químicos específicos para o país, procurando reproduzir as complexas trocas de energia, matéria e momento através do sistema acoplado superfície-atmosfera no Brasil. O modelo trata fontes e sumidouros de aerossóis e GEE, levando em consideração padrões de uso da terra e modelos de emissão devido à combustão de biomassa, a maior fonte de aerossóis antrópicos e GEE no país. Esses esforços tornam possíveis investigações de padrões espaciais e temporais da forçante radiativa devido a essas duas classes de agentes climáticos, permitindo um melhor conhecimento de seu impacto em escalas regionais.

O capítulo também trata da quantificação de métricas de emissão para GEE no Brasil. Essas métricas permitem definir um arcabouço numérico comum contra o qual o impacto de diferentes emissões de GEE pode ser avaliado e apoiar a definição de políticas climáticas por tomadores de decisões. O Potencial de Aquecimento Global (PAG), mede quanto um dado volume de um GEE contribui fisicamente para o aquecimento global. Essa métrica é uma medida relativa que compara o potencial de aquecimento de um gás àquele causado por um mesmo volume de um gás de referência, tipicamente o CO₂. Um intervalo de tempo (e.g. 100 anos) deve ser definido para o cálculo do PAG. O Potencial de Temperatura Global (PTG) indica como a emissão de um dado GEE pode modificar a média global da temperatura da superfície, também usando um gás específico para comparação, usualmente tomando o CO₂ como referência (Shine et al., 2005).

O capítulo conclui com observações finais e considerações, resumindo os principais resultados de pesquisas recentes sobre a forçante radiativa natural e antrópica, e efeitos climáticos sobre o Brasil. Recomendações de tópicos que necessitam de maior cobertura e considerações para próximos passos em pesquisas são indicados, procurando reduzir-se as incertezas que são mais relevantes para estudos climáticos no Brasil.

7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA

O Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC AR4) define o conceito de forçante radiativa (FR) como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, em unidades de W m⁻², entre um estado de referência e um estado perturbado. A perturbação ocorre pela ação de um agente forçante enquanto as temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permitindo-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo (Forster et al., 2007). O relaxamento da temperatura estratosférica é importante em processos que modificam o perfil de temperatura nessa camada da atmosfera (e.g. FR devido à redução de ozônio estratosférico) (Haywood e Boucher, 2000). Por exemplo, uma forçante negativa indica um maior fluxo de energia deixando o Sistema Terrestre na tropopausa em um estado perturbado devido a um agente climático, comparado ao estado de referência. Com isso, tal agente representaria um efeito líquido de resfriamento sobre o clima, enquanto um agente com FR positiva indica um efeito de aquecimento climático. A escolha de um estado de referência pode ser subjetiva, sendo que alguns autores definem a era pré-industrial, ou então o ano de 1750, como tal estado (e.g. IPCC AR4). Uma caracterização climática da era pré-industrial depende, no entanto, de um conjunto de hipóteses e considerações para sua modelagem e, necessariamente, essa escolha carrega certo grau de arbitrariedade. Outra opção é considerar a completa ausência do agente forçante como estado de referência (e.g. atmosfera sem aerossóis quando se avalia a FR de aerossóis, Forster et al., 2007), ou ainda alguma definição de um nível “natural” ou não perturbado para o agente forçante (Forster et al., 2007). Avaliações da FR feitas com definições diferentes sobre o estado de referência resultam em valores diversos para a mesma forçante, portanto qualquer comparação entre estimativas da FR deve esclarecer se a mesma referência foi utilizada.

A definição da FR delineada acima exclui processos de retroalimentação em estimativas de forçante,

uma vez que esses processos envolvem mudanças (i.e. respostas do sistema) em propriedades atmosféricas ou de superfície, que levam a modificações no agente em si. A distinção entre o quê exatamente constitui um agente forçante do clima, e o quê são as respostas climáticas ou processos de retroalimentação, pode estar sujeita a debate na comunidade científica (Forster *et al.*, 2007). Respostas do sistema climático e sua retroalimentação exercem um papel fundamental e precisam ser levados em consideração quando se pretende avaliar cenários climáticos completos e seus padrões espaciais e temporais. No entanto, não são considerados agentes de FR neste capítulo, assim como não o são no IPCC AR4. Pode-se discutir o “efeito radiativo” devido a uma resposta climática iniciada por um agente climático, mas é importante distinguir esse termo do conceito de FR (Haywood e Boucher, 2000). Neste capítulo, os termos “efeito radiativo” e “forçante radiativa” são empregados rigorosamente seguindo a definição acima, em acordo com o utilizado pelo IPCC AR4.

A utilidade do conceito de FR vem da ideia de linearidade entre a resposta climática e a forçante. Nesse modelo simplificado uma mudança na temperatura da superfície média global pode ser calculada pela multiplicação de um coeficiente linear (o parâmetro de sensibilidade climática) pela FR devido a um dado agente e, em princípio, a eficácia de diferentes agentes pode então ser comparada. Entretanto, em geral as comparações não são diretas, uma vez que os padrões espaciais e temporais da FR global podem diferir significativamente entre agentes. O conceito de FR tem a limitação de não descrever a resposta climática completa devido a certo agente. Porém, por outro lado, os modelos climáticos necessários para se avaliar tal resposta climática ainda têm grandes divergências. Assim, ultimamente, o conceito de FR, por ser mais simples que a resposta climática, representa, na verdade, uma ferramenta mais confiável para se medir e comparar os efeitos de agentes climáticos.

Outras considerações devem ser levadas em conta ao se comparar diferentes avaliações da FR de um agente climático. Em geral, a FR depende do comprimento de onda da radiação; assim, uma distinção sobre o regime radiativo de ondas curtas, ondas longas ¹ ou um intervalo específico de comprimento de onda deve ser discutido. É possível definir ainda a forçante à superfície ou um perfil atmosférico da forçante para um agente, mas apesar dessas definições serem úteis para a quantificação de saldos de energia na interface superfície-atmosfera, elas não podem ser diretamente comparadas aos valores de FR que se referem estritamente à região da tropopausa (Forster *et al.*, 2007). A FR de um agente pode ainda ser avaliada instantaneamente, ou em médias temporais diárias, mensais, ou considerando outros intervalos de tempo. A variabilidade espacial da FR pode ser avaliada para uma região específica, ou uma estimativa global da FR pode ser estimada. É, portanto, necessário destacar possíveis divergências na metodologia usada para o cálculo de médias temporais e espaciais quando se comparam diferentes avaliações da FR.

7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL

O clima do Sistema Terrestre é controlado por diversos agentes e processos naturais, envolvendo relações complexas entre subsistemas e efeitos de retroalimentação. Alguns agentes climáticos naturais atuam modificando a irradiância líquida na tropopausa. Assim, é possível definir para tais agentes uma FR natural sobre o Sistema Terrestre, para os quais o estado de referência em geral é considerado como a ausência do agente em questão, ou uma estimativa de sua condição na era pré-industrial.

A importância relativa entre as várias FR naturais depende da escala de tempo considerada. Em escalas de milhares a milhões de anos o principal agente climático natural são as variações orbitais, que contribuem com uma FR pela modificação da irradiância descendente na tropopausa em razão de mudanças da geometria orbital (Le Treut *et al.*, 2007). Mudanças solares internas ou externas (e.g. ciclo de 11 anos do vento solar) contribuem também modificando a irradiância descendente na tropopausa e representam assim uma FR importante em escalas de dezenas a centenas de anos (Laut, 2003; Tinsley,

¹Termos em geral utilizados ao se referir à radiação solar e à radiação terrestre, respectivamente.

2008). Há estudos que buscam quantificar a influência de raios cósmicos na nucleação de partículas de aerossóis na atmosfera, com impacto sobre a microfísica de nuvens e, portanto, sobre o clima (e.g. Dorman, 2006; Enghoff *et al.*, 2011). No Brasil, há ainda uma lacuna no estudo de efeitos de raios cósmicos sobre o clima, e em particular da quantificação dessa FR natural.

Na ausência de perturbações antrópicas, a influência de emissões de gases e aerossóis por florestas, solos (aerossóis minerais), e pela superfície oceânica traduz-se em uma FR natural, pela interação desses aerossóis e gases com a radiação solar. Em regiões da floresta amazônica foram identificadas partículas de aerossol natural provenientes de áreas desérticas na África (Ben-Ami *et al.*, 2010), o que pode ter influências na biogeoquímica da região amazônica, mas também apresentar uma FR com impacto importante em escalas de tempo geológicas, apesar de não haverem quantificações dessa forçante. Emissões vulcânicas de gases e aerossóis exercem uma FR natural devido à absorção e ao espalhamento de radiação solar, podendo modificar o equilíbrio radiativo da atmosfera globalmente após grandes erupções (Gleckler *et al.*, 2006), inclusive com impactos sobre a precipitação (Trenberth e Dai, 2007). Os efeitos dessas emissões podem durar de meses até décadas (Gleckler *et al.*, 2006), porém ainda não são encontrados trabalhos mostrando estimativas dessa FR natural no Brasil.

Até a presente data os estudos efetuados no Brasil sobre agentes climáticos naturais, a serem discutidos nas próximas seções, não buscaram estimar sua contribuição para a FR natural, mas inferir sua influência sobre partes isoladas do sistema climático brasileiro. Alguns trabalhos, por exemplo, estudaram as variabilidades observadas na quantidade de precipitação (Souza Echer *et al.*, 2008) e na espessura de anéis de crescimento de árvores (Nordemann *et al.*, 2005; Rigozo *et al.*, 2007, 2008), considerando distintas escalas temporais. Esses trabalhos avaliaram principalmente a influência de variações na irradiância solar através da análise de manchas solares sobre as variáveis estudadas. A influência das partículas de aerossol natural sobre o clima acontece tanto do ponto de vista radiativo, quanto por afetar o ciclo biogeoquímico de alguns elementos essenciais ao ecossistema terrestre. Do ponto de vista de ciclos biogeoquímicos, estudou-se o aporte de minerais a partir do transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (Ansmann *et al.*, 2009; Ben-Ami *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2010). A quantificação da FR exercida por agentes naturais sobre o Brasil constitui assim um tópico ainda incipiente na literatura científica.

7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS

Para ilustrar o impacto causado pelas variações da órbita terrestre ao redor do sol, cuja teoria foi proposta por Milankovitch em 1941, a Tabela 7.1 apresenta valores da irradiância média incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, para os meses de junho e dezembro sobre as latitudes de 0° (equador), 30°S e 60°S, de acordo com Berger e Loutre (1991)². Para efetuar as estimativas dessa tabela, Berger e Loutre (1991) adotaram o valor de 1360 W m⁻² para a constante solar³. Embora já mencionado no IPCC AR4, acrescenta-se, a título de comparação, que os valores médios diários da constante solar oscilaram entre 1363 a 1368 W m⁻² em medições efetuadas com satélites de 1979 a 2003 (Fröhlich e Lean, 2004). Tais variações foram atribuídas ao ciclo de aproximadamente 11 anos da atividade solar. Na Tabela 7.1, são comparados, para cada latitude, os valores médios de irradiância solar para o milênio atual, os valores mínimos e máximos mais recentes (isto é, referentes ao ciclo, de máximo e mínimo, que antecedeu o tempo presente) e os valores mínimos e máximos observados em toda a série de um milhão de anos, nos meses considerados. Para referência é indicado o milênio de ocorrência de cada máximo e mínimo. Nota-se que, quanto mais distante do equador, a diferença sazonal é mais significativa do que a diferença causada pelas variações orbitais num mesmo mês. Cabe ressaltar, obviamente, que as escalas temporais são ordens de grandeza distintas.

² Valores obtidos em <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/insolation/>

Tabela 7.1. Valor da irradiância solar média diária no topo da atmosfera quando a distância Terra-Sol é igual a uma unidade astronômica, ou $1,49598 \times 10^{11}$ m³.

Equador			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	384,5	atual	410,7
-1	383,6 ^a	-11	380,2 ^a
-11	410,7 ^b	-22	414,6 ^b
-209	357,9 ^c	-959	357,4 ^c
-600	445,1 ^d	-970	445,1 ^d
30° S			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	212,6	atual	506,6
-2	210,7 ^a	-12	474,1 ^a
-12	223,3 ^b	-1	507,5 ^b
-210	193,7 ^c	-600	439,3 ^c
-600	251,8 ^d	-209	546,8 ^d
60° S			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	22,8	atual	508,5
-8	19,9 ^a	-12	482,3 ^a
-30	31,0 ^b	-2	511,9 ^b
-211	17,0 ^c	-600	433,4 ^c
-600	32,0 ^d	-209	558,4 ^d

a) valor mínimo do último ciclo; b) valor máximo do último ciclo; c) valor mínimo observado no último milhão de anos; d) valor máximo observado no último milhão de anos.

As variações sazonais, como pode ser visto na própria Tabela 7.1, sempre ocorreram e têm duração de meses, ao passo que o efeito das variações orbitais tem duração de pelo menos mil anos. Exemplos de evidências paleoclimáticas dos efeitos das variações orbitais no Brasil são discutidos no Capítulo 5.

No próximo tópico são discutidos alguns efeitos climáticos associados às variações na atividade solar. Note-se que vários podem ser os fenômenos climáticos que afetaram as variáveis analisadas. Discussões mais aprofundadas sobre as observações de mudanças climáticas sobre o Brasil são discutidas no Capítulo 2.

³ Irradiância solar incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera quando a distância Terra-Sol é igual a uma unidade astronômica, ou $1,49598 \times 10^{11}$ m.

7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DAS ATIVIDADES SOLARES

Souza Echer *et al.* (2008) analisaram totais anuais de precipitação em uma escala temporal de cem anos a partir de medidas realizadas na região de Pelotas, Rio Grande do Sul, e utilizaram as técnicas espectrais clássicas, de ondeletas e de potência cruzada de ondeletas. A potência cruzada indica a escala de alta covariância entre duas séries temporais. A série temporal de precipitação cobriu os anos de 1895 a 1994 e os agentes climáticos naturais analisados foram o *El Niño*, a partir do índice de oscilação sul, oscilação quase bienal e atividade solar, esta, a partir da série temporal de manchas solares (Rz^4 , com ciclo característico de aproximadamente 11 anos e $Rz22$, ciclo de aproximadamente 22 anos, também denominado ciclo duplo de manchas solares). A análise clássica mostrou que a precipitação, durante o período coberto pela análise, apresentou vários ciclos de períodos curtos, entre 2,2 e 5,6 anos e períodos de 8,9 a 11,7 anos. A análise de ondeletas identificou um ciclo intermitente com período de aproximadamente 2 a 8 anos. A análise de potência cruzada mostrou que a precipitação e a oscilação quase bienal apresentaram correlação em períodos de 2 a 3 anos de forma contínua ao longo do intervalo temporal analisado. A precipitação e o índice de oscilação sul apresentaram potências cruzadas maiores ao redor de 4 a 8 anos, de forma esporádica. O número de manchas solares e a precipitação apresentaram elevada potência cruzada ao redor do período de 11 anos do ciclo solar, embora de forma esporádica. Finalmente, com $Rz22$ a potência cruzada com a precipitação mostrou-se elevada ao redor de 20 a 22 anos, com duração mais persistente quando comparada ao ciclo de 11 anos.

Souza Echer *et al.* (2008) concluíram que o principal agente climático a influenciar a variabilidade da precipitação observada em Pelotas é o *El Niño*, com aumento da quantidade de precipitação na região durante a fase quente do fenômeno. A dependência multilinear simples entre a atividade solar, *El Niño* e oscilação quase bienal explicou apenas 30% da variabilidade observada. Os 70% restantes poderiam estar associados a acoplamentos não lineares entre a atividade solar, *El Niño*, oscilação quase bienal, e outros fatores ainda passíveis de investigação. No entanto, cabe notar que a influência de outros agentes climáticos, inclusive antrópicos, não foi considerada pelos autores.

Gusev *et al.* (2004) estudaram a variabilidade da precipitação em três localidades no Brasil, em Pelotas, no Rio Grande do Sul, Campinas, em São Paulo, e em Fortaleza, no Ceará, de 1849 a 2000. Os autores encontraram uma periodicidade bidecadal pronunciada ao longo de até 150 anos, com correlações significativas com o ciclo solar de 22 anos, exceto para Campinas. Gusev *et al.* (2004) advertiram, no entanto, que para se obter tais correlações é necessário impor uma mudança arbitrária da fase de correlação entre as séries temporais de precipitação e de número de manchas solares. Para Fortaleza, os autores impuseram a ocorrência de uma mudança de fase localizada entre os anos de 1942 e 1945, e com isso a correlação obtida foi de aproximadamente 0,80, significativa⁵ ao nível de 0,1%. Para Pelotas, Gusev *et al.* (2004) situaram uma mudança de fase entre 1920 e 1922, e assim a correlação entre precipitação e manchas solares atingiu patamares entre 0,60 e 0,80, significativa ao nível de 0,1%. As fases de correlação foram distintas para as duas localidades, isto é, enquanto em Fortaleza no início da série temporal notou-se uma anticorrelação entre o número de manchas solares e a precipitação, em Pelotas as duas séries temporais foram inicialmente correlacionadas positivamente. A ocorrência de fases distintas para cada localidade, juntamente com a necessidade de imposições artificiais de mudanças de fase, são pontos controversos desse estudo de Gusev *et al.* (2004). Essas

⁴ Rz é o número relativo de manchas solares (Izenman, 1983).

⁵ A significância estatística indica a probabilidade de que a correlação seja devido unicamente a flutuações espúrias. Alguns autores apresentam como significância o valor complementar, e.g. 99,9% ao invés de 0,1%.

questões apontam para a necessidade de mais investigações visando o estudo dos potenciais mecanismos físicos que possam explicar os fenômenos observados nas interações entre atividade solar e precipitação.

Estudos da influência de agentes climáticos naturais sobre a espessura de anéis de crescimento de árvores também foram baseados em análise espectral e de ondeletas. Amostras foram coletadas no Brasil e no Chile (Nordemann *et al.*, 2005; Rigozo *et al.*, 2007) e apenas no Brasil (Rigozo *et al.*, 2008). No estudo de Nordemann *et al.* (2005), as árvores analisadas tinham cerca de 200 anos (brasileira) e 2500 anos (chilena). No trabalho de Rigozo *et al.* (2007) as árvores analisadas tanto brasileiras quanto chilenas correspondiam ao período entre 1837 e 1994. Finalmente, as árvores analisadas no trabalho de Rigozo *et al.* (2008) representaram o período entre 1741 e 2004. As árvores brasileiras foram coletadas em localidades do sul do país, mais especificamente dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os agentes avaliados foram a atividade solar, através do número de manchas solares, e o *El Niño*, a partir do índice de oscilação sul. Os resultados mostraram que as árvores sofreram influência tanto da atividade solar quanto de efeitos locais, como o *El Niño*, sendo que as árvores brasileiras são mais sensíveis à variação na atividade solar, ao passo que as espécies chilenas apresentaram maior variabilidade associada aos períodos característicos do *El Niño*. Vale ressaltar que a influência do número de manchas solares diretamente sobre o crescimento das árvores ainda não é bem compreendida. A variabilidade na irradiância solar total, devido ao ciclo de manchas solares, em princípio é desprezível no que diz respeito à atividade fotossintética e, por esse motivo, argumenta-se sobre a possibilidade de que variações na atividade solar causem alterações no padrão de precipitação ou do perfil vertical de temperatura, afetando indiretamente o crescimento das árvores.

7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL

Desde a década de 1980, vários autores discutiram o transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (e.g. Swap *et al.*, 1992), a partir de medidas *in situ* ou a bordo de aeronaves. Huang e colaboradores (2010) analisaram inferências da profundidade óptica do aerossol a partir de medições realizadas pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo do satélite Aqua, e de perfis verticais de poeira obtidos com o sensor CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*). As imagens analisadas foram obtidas durante os anos de 2003 a 2007. Os autores observaram que a pluma de poeira viaja a uma velocidade média de 1000 km por dia e atinge a América do Sul em média uma semana após sua emissão. Os eventos que atingem a América do Sul são mais frequentes nos períodos de verão e outono no Hemisfério Sul (entre dezembro e maio), e estão relacionados ao movimento sazonal da ZCIT (*Zona de Convergência Intertropical*).

Ben-Ami e colaboradores (2010) analisaram um evento de transporte de poeira para a Amazônia entre os dias 11 e 27 de fevereiro de 2008. Nesse estudo analisaram imagens dos satélites Terra, Aqua, do sensor CALIPSO e a concentração de elementos químicos em amostras coletadas em filtros durante o experimento AMAZE-08 (*Amazonian Aerosol Characterization Experiment*), realizado entre 7 de fevereiro e 14 de março de 2008, em um sítio experimental localizado a 60 km de Manaus. A partir da emissão, detectada por meio de imagens de satélite, os autores acompanharam a pluma durante o deslocamento sobre o oceano Atlântico, incluindo informações sobre a profundidade óptica do aerossol obtida, ainda sobre o continente africano, em Ilorin, Nigéria, a partir de um fotômetro da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*). Após a chegada da pluma sobre a Amazônia, a análise elementar dos filtros permitiu a observação do aumento das concentrações de metais traçadores de poeira, como Al, Si, Ti, Fe e Mn, em aproximadamente uma ordem de magnitude. Finalmente uma análise de trajetórias obtidas com o modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) corroborou o trabalho de Koren *et al.* (2006) que indicaram a origem das massas de ar sobre a depressão de Bodélé, na África, uma das mais ativas fontes de poeira, cuja emissão é máxima durante os meses de verão no Hemisfério Sul.

Cabe ressaltar que durante o verão no Hemisfério Sul a região do Sahel africano produz grandes quantidades de aerossol devido à queima de biomassa e, portanto, grande parte do transporte de poeira chega à América do Sul misturada com a fumaça das queimadas. Em alguns casos, a contribuição de partículas oriundas das queimadas pode ser maior que a de poeira, conforme discutido por Ansmann *et al.* (2009). Esses autores estudaram o transporte de partículas de aerossol de poeira e de queimadas utilizando dois instrumentos Raman Lidar, um deles instalado em Praia, Cabo Verde, e o segundo em Manaus, Brasil, também durante o mês de fevereiro de 2008. Na região de Cabo Verde, a pluma de aerossóis consiste de várias camadas, atingindo altitudes de até 5,5 km. Com a chegada de tais plumas à região amazônica, a profundidade óptica do aerossol pode chegar a 0,3 na faixa espectral de 550 nm, com a pluma distribuída de forma mais uniforme verticalmente e com altura máxima de 3,5 km.

Nos trabalhos relacionados ao aporte de aerossóis de poeira de deserto da África para a região amazônica não há discussões ou tentativas de se estimar a FR natural devido ao impacto desse agente climático. Por outro lado, uma vez que o aporte de poeira pode conter contaminação importante de fumaça de queimadas na África, a obtenção de uma estimativa da FR natural sobre a região amazônica devido ao transporte de poeira é dificultada pela presença desse aerossol de origem antrópica.

7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUENS

Segundo a definição apresentada na seção 7.1.2, formalmente os efeitos radiativos de nuvens não se ajustam à definição de FR devido à incidência de processos de retroalimentação climática através de sua influência sobre o ciclo hidrológico. No entanto, esses efeitos radiativos naturais são fundamentais para o clima em escalas de tempo de décadas a séculos, sendo um dos tópicos que mais necessitam de estudos e avanços conceituais em modelos climáticos.

As nuvens constituem um dos principais componentes do sistema climático para a determinação da quantidade de energia solar absorvida pela superfície terrestre, da radiação térmica emitida para o espaço e dos processos de retroalimentação do sistema climático. Enquanto as nuvens controlam a energia do sistema climático, elas são extremamente dependentes da superfície e das condições atmosféricas que originam diferentes tipos de nuvens, com diferentes propriedades radiativas. A convecção na região tropical é o principal mecanismo para exportar o excesso de energia para as regiões com déficit de energia. Neelin e Held (1987) argumentaram que a divergência do fluxo de energia radiativa no topo da atmosfera foi positiva se os fluxos na superfície (latente e sensível) foram maiores que o resfriamento radiativo da troposfera. Os fluxos na superfície são as principais fontes de energia estática úmida na camada abaixo da nuvem.

Esses fluxos geram movimentos ascendentes e formam nuvens convectivas, modificando os processos de resfriamento e aquecimento radiativo da atmosfera. Esse complexo sistema radiativo é acoplado ao sistema dinâmico e termodinâmico que determinam a dinâmica das nuvens. O conhecimento dos processos de interação das nuvens com a radiação, e vice-versa, é fundamental para simular com precisão os diferentes cenários de mudanças climáticas. Os processos de retroalimentação entre nuvens e radiação estão relacionados ao tipo de nuvens, à sua interação com aerossóis naturais e antrópicos (cf. seção 7.3.2.) e aos processos de formação dos diferentes hidrometeoros.

Um aumento da temperatura média do planeta poderia gerar uma mudança no comportamento e na distribuição das nuvens e de suas propriedades. Tais mudanças podem ser significativas através de uma retroalimentação positiva ou negativa, favorecendo ainda mais o aquecimento, ou agindo como um termostato, resfriando a temperatura do planeta de forma a compensar parcialmente o aumento devido aos gases do efeito estufa. Para a análise específica do efeito de retroalimentação das nuvens, foram concebidos vários sensores orbitais, como o ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*, cf. Barkstrom (1984) para uma descrição detalhada). Os radiômetros desenvolvidos para esse fim medem basicamente a radiação emergente no topo da atmosfera na banda das ondas curtas (a radiação solar refletida pelo sistema terrestre) e no infravermelho (a radiação emitida pelo sistema terrestre). Atualmente o radiômetro orbital que é a referência para esse tipo de estudo é o CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) (Wielicki et al., 1996). Esse sensor está instalado nos satélites polares Terra, Aqua e no satélite equatorial TRMM atualmente em órbita, e está previsto também para a próxima geração de satélites NPP (*National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS) Preparatory Project*). O GERB (*Geostationary Earth Radiation Budget*), (Harries et al., 2005) é outro sensor do mesmo tipo, a bordo do satélite MSG (*Meteosat Second Generation*), sendo o primeiro radiômetro para avaliação do balanço de radiação em um satélite geoestacionário, portanto, com medidas de grande resolução temporal comparadas a medidas efetuadas em satélites polares. A resolução temporal é um aspecto muito importante no estudo do balanço radiativo do planeta dado que o tempo de vida médio de nuvens varia entre minutos e horas. Com base nas medidas disponíveis, diversos grupos se esforçaram para compilar resultados globais buscando avaliar o balanço de radiação do planeta e compreender os possíveis efeitos de retroalimentação das nuvens. Dois conjuntos de dados podem ser considerados como os mais importantes à disposição, o ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) (Schiffer e Rossow, 1983) e o ERBE (Wielicki e Green, 1989).

Além da observação com o uso de satélites, o efeito radiativo das nuvens pode ser analisado por intermédio da combinação de propriedades médias das nuvens e da atmosfera, e pelo uso de modelos radiativos. Esses modelos permitem simular o balanço de radiação e estudar em detalhes o efeito de cada tipo de nuvem e seus mecanismos de retroalimentação. Modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) descrevem as propriedades físicas da atmosfera, e modelos radiativos acoplados aos MCGA permitem avaliar o efeito no clima devido a mudanças antrópicas ou naturais. Embora tenha havido um significativo aumento no conhecimento que permitiu desenvolver tais modelos, ainda existem muitas incógnitas para descrever com precisão os processos que controlam a interação da radiação solar e térmica com a superfície da Terra, atmosfera e nuvens. Existem incoerências entre observações e as simulações utilizando esses modelos radiativos. As nuvens são as principais fontes de incertezas desses modelos principalmente na quantificação dos processos de gelo (cristais de gelo com diferentes formatos e diferentes densidades) e na camada mista água-gelo, isto é, ainda há divergências significativas na determinação e na parametrização dessa camada no interior de nuvens. Além disso, os efeitos tridimensionais dos processos de espalhamento radiativo das nuvens e sua interação com os outros campos de nuvens precisam ser ainda muito aprimorados (Cahalan et al., 2005). Mesmo a parametrização dos processos que envolvem a radiação de céu claro na faixa do infravermelho, também importante no balanço radiativo, e que atingiu significativo avanço em modelos radiativos (Turner et al., 2004), ainda apresenta discrepâncias importantes devido ao complexo espectro de absorção do vapor d'água (Ptashnik et al., 2004). Machado e Rossow (1993) apresentaram um estudo discutindo o efeito dos sistemas convectivos nos mecanismos de retroalimentação das nuvens para a região tropical, levando em conta não somente o efeito no topo da atmosfera, como é comumente analisado, mas os efeitos do aquecimento na coluna atmosférica que podem estabilizar ou instabilizar a coluna inibindo ou auxiliando o desenvolvimento da convecção.

Esses estudos concluíram que o efeito radiativo médio diário das nuvens no topo da atmosfera devido aos sistemas convectivos é relativamente pequeno: a parcela composta por nuvens cirrus contribui com um efeito radiativo positivo, mas nuvens convectivas e estratiformes apresentam efeitos negativos, resfriando o sistema terrestre. Essa ação média quase nula é resultado de um ajuste de efeitos que aquecem e resfriam em diferentes níveis da atmosfera. O efeito médio geral das nuvens de resfriarem a superfície e aquecerem a atmosfera contribui para a estabilização da atmosfera e pode favorecer o decréscimo da ocorrência de nuvens rasas e assim gerar um importante efeito de retroalimentação com o resfriamento do planeta. Os perfis verticais de aquecimento e resfriamento radiativo podem ser importantes para sistemas convectivos de longa duração. Por exemplo, o ciclo diurno da convecção nos oceanos, com máximo no período da noite, pode ser explicado pelo efeito de aquecimento da coluna atmosférica e resfriamento do topo da atmosfera gerando uma circulação direta (Gray e Jacobson, 1977).

Além disso, Chen e Cotton (1988) mostraram que o efeito radiativo das nuvens pode ser importante para a dinâmica dos sistemas de mesoescala e, conseqüentemente, para a circulação geral do planeta. Nesses sistemas, o efeito radiativo age para instabilizar as camadas médias da atmosfera, que reforça a circulação em mesoescala, que por sua vez sustenta uma maior intensidade de convecção. Embora mencionado que o efeito radiativo líquido do sistema convectivo no topo da atmosfera é praticamente nulo (um pequeno resfriamento), esses resultados foram obtidos considerando as propriedades médias de nuvens e as mantendo durante todo o dia. Contudo, esse efeito deve ser considerado regionalmente e em função do ciclo de vida do sistema convectivo e do ciclo diurno. Sistemas noturnos tendem a ter um efeito radiativo líquido positivo, enquanto nuvens diurnas tendem a apresentar efeitos radiativos negativos. Miller *et al.* (2012) estimaram o efeito radiativo de diferentes tipos de nuvens em diferentes regiões. Na região amazônica os cálculos mostraram que as nuvens contribuíram com -76 W m^{-2} para o balanço radiativo à superfície e com $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera. A Figura 7.1, extraída do trabalho de Betts *et al.* (2009), mostra o efeito radiativo médio mensal das nuvens sobre a região amazônica a partir da análise de dados de 1990 a 2001 do ISCCP (curvas verdes) e de reanálises de modelos hidrológicos (curvas azuis e vermelhas). Foram comparadas as situações de céu claro com situações nas quais foi detectada a presença de nuvens. Na Figura 7.1a, concentrando-se apenas nos resultados do ISCCP (curva verde) observa-se que a presença de nuvens reduziu significativamente a irradiância solar incidente em superfície, podendo causar um déficit médio da ordem de 50 W m^{-2} nos meses de junho e julho a até aproximadamente 110 W m^{-2} em fevereiro.

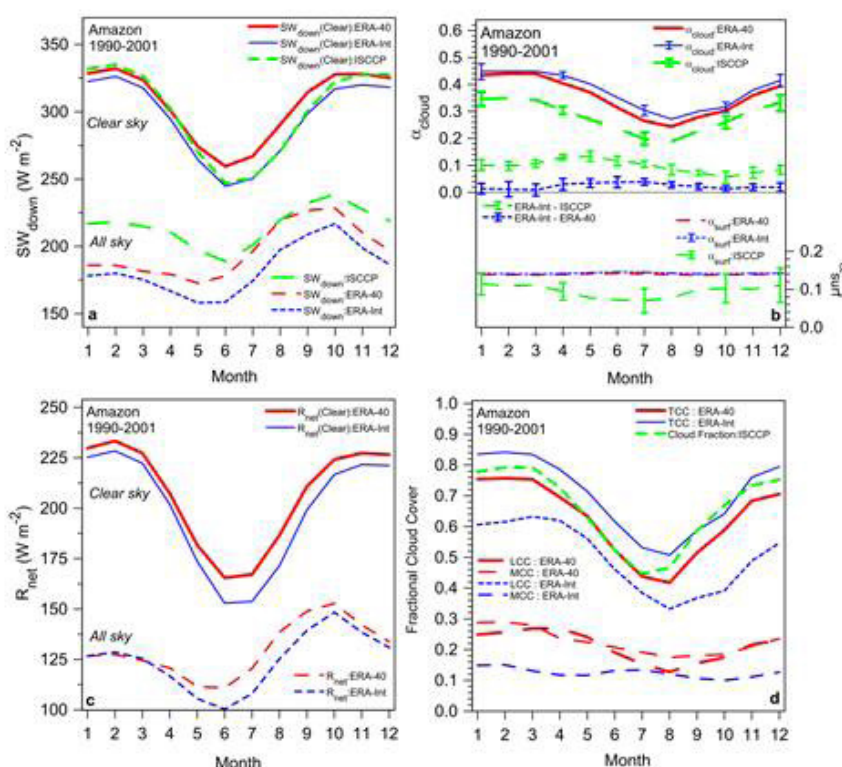


Figura 7.1. Ciclo médio anual e a) irradiância solar descendente em superfície para situações de céu claro e na presença de nuvens; b) albedo efetivo de nuvens (vide definição no texto); c) saldo de radiação líquida para céu claro e na presença de nuvens; d) fração de cobertura de nuvens. Extraída de Betts *et al.* (2009).

A presença das nuvens reduziu a quantidade de radiação solar incidente na superfície de 20 a 35%. O efeito pode ser observado na Figura 7.1b, que mostra a variação mensal no período analisado do albedo efetivo das nuvens para radiação solar descendente, definido na equação 7.1:

$$\alpha(\text{nuvem}) = \frac{\text{Irradiância}(\text{nuvem}) - \text{Irradiância}(\text{céu claro})}{\text{Irradiância}(\text{céu claro})} \quad \text{eq. 7.1}$$

onde Irradiância (nuvem) é a irradiância solar descendente em superfície para situações com nuvens e Irradiância(céu claro) é a irradiância solar descendente em superfície na ausência total de nuvens. O déficit de radiação solar em superfície claramente afetou o saldo líquido de radiação (Figura 7.1c), isto é, a quantidade de energia disponível em superfície para gerar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Finalmente, a Figura 7.1d mostra que durante todos os meses do ano, a fração média mensal de cobertura de nuvens na Amazônia é significativa, mesmo nos mais secos, entre julho a setembro.

7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA

As atividades humanas induzem mudanças em componentes-chave do Sistema Climático Terrestre, conforme discutido no IPCC AR4 (Le Treut *et al.*, 2007). De acordo com a definição apresentada na seção 7.1.2, algumas dessas modificações podem ser quantificadas e expressas em termos de FR, significando alterações líquidas na irradiância total descendente à tropopausa. As escalas de tempo em que os agentes antrópicos exercem sua influência são consideravelmente heterogêneas, podendo variar desde dias a séculos. Similarmente, as escalas espaciais da atuação de agentes responsáveis pela FR antrópica podem variar desde centenas de quilômetros até extensões globais, como no caso da emissão de GEE.

As atividades de uso do solo e sua modificação são responsáveis pela maior contribuição brasileira para o aquecimento global antrópico devido à emissão de GEE em queimadas, tais como CO₂, CH₄ e N₂O (Cerri *et al.*, 2009, cf. seção 7.5). Ainda assim não foram encontradas referências sobre cálculos da FR antrópica sobre o Brasil devido à emissão desses gases. Por hora há apenas um esforço para a organização de inventários de emissões de GEE, que constitui um passo anterior necessário à quantificação da FR devida a esses gases. Além de GEE, as queimadas originadas de atividades antrópicas emitem grande quantidade de aerossóis, partículas microscópicas que constituem a fumaça originada em processos de combustão. Essas partículas são agentes que influenciam o clima devido à sua interação direta com a radiação solar, ou indireta pelo fato de causarem perturbações em nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre (Kahn *et al.*, 2009). No Brasil, a FR antrópica, devido às interações direta e indireta de aerossóis com a radiação solar vem sendo estudada há décadas, utilizando-se combinações de resultados de medidas *in situ*, sensoriamento remoto e modelos radiativos. Dentre todos os agentes climáticos antrópicos, a FR de aerossóis no Brasil é a melhor conhecida, com resultados que mostram seu impacto à tropopausa (i.e. definição formal da FR), seu efeito radiativo sobre a coluna atmosférica, sobre a superfície, interações indiretas envolvendo nuvens e alterações de sua microfísica (e.g. Martins *et al.*, 2011). Mais recentemente, há trabalhos que procuram explorar a variabilidade espacial e temporal da FR antrópica devido a aerossóis (e.g. Patadia *et al.*, 2008; Rosário, 2011). O monitoramento desse componente da FR antrópica é essencial para conhecer o balanço de radiação sobre o Brasil e suas consequências climáticas.

Em contraste com a FR de aerossóis, a FR para o Brasil devido a outros agentes climáticos de origem antrópica ainda é pouco conhecida. Algumas vezes a FR não é nem mesmo mencionada na literatura científica, de modo que sua importância relativa não pode ser quantificada: não há números que permitam comparar sua magnitude com a FR devido a outros agentes antrópicos ou naturais. Por exemplo, o impacto radiativo do ozônio estratosférico, ou efeitos radiativos do ozônio fotoquímico troposférico, ainda não parecem ter sido adequadamente estudados. No setor de transportes, a aviação é responsável pela injeção de vapor d'água na região da tropopausa, com a formação de trilhas de condensação de vapor e nuvens cirrus persistentes. Isso pode contribuir com uma FR positiva resultando em aquecimento da superfície terrestre, mas não há resultados disponíveis para o impacto climático do tráfego aéreo no Brasil.

As mudanças antrópicas no uso do solo como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras a partir de 1808⁶, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada. Vários estudos realizados nas últimas décadas estudaram mudanças de propriedades da superfície, como o albedo, fluxos de umidade, calor sensível e latente (Alvalá *et al.*, 2002; Fisch *et al.*, 2004; Loarie *et al.*, 2011; von Randow *et al.*, 2004). Recentemente, Loarie *et al.* (2011) analisaram o impacto da conversão de cerrado para produção agrícola ou pastagem, e destes para cana-de-açúcar, em cinco estados brasileiros. De acordo com seus resultados, a conversão da vegetação natural para agricultura ou pastagem causou aumento da temperatura e do albedo da superfície e diminuição da evapotranspiração. Por outro lado, a conversão de pastagem ou outro produto agrícola para cana-de-açúcar, resultou em diminuição da temperatura da superfície e aumento da evapotranspiração e do albedo da superfície. Essas alterações podem afetar os fluxos turbulentos em superfície que controlam processos de formação de nuvens e precipitação. Note-se que, segundo a definição discutida na seção 7.1.2, os efeitos radiativos decorrentes de mudanças em fluxos de umidade, calor sensível e latente, embora importantes para o balanço de radiação, não podem ser considerados como FR uma vez que tais fluxos modificam a estrutura do perfil termodinâmico atmosférico influenciando a formação de nuvens e o ciclo hidrológico.

A mudança do albedo da superfície, decorrente de alterações antrópicas no uso do solo, resulta numa FR devido à substituição de uma superfície, em geral mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da radiação solar sendo refletida de volta ao espaço. Do ponto de vista histórico, o processo de modificação do albedo da superfície vegetada no Brasil decorre da expansão da ocupação urbana, da industrialização e da intensificação da agropecuária, particularmente desde o início do século XIX. A literatura não registra trabalhos que avaliem o impacto radiativo da mudança histórica de albedo da superfície para o Brasil nesse período. Na Amazônia, o processo de ocupação intensificou-se desde 1970, com a abertura de estradas e a adoção de políticas de favorecimento de colonização. Segundo Fausto (2002), o número de habitantes em Rondônia passou de cerca de 110 mil em 1970 para cerca de 1,1 milhão em 1990. O INPE monitora o desflorestamento na Amazônia desde 1988 utilizando instrumentos a bordo de satélites. Estima-se que cerca de 7000 km² de floresta foram desmatadas em 2010⁷. O desmatamento na Amazônia é motivado por razões econômicas, com a conversão de florestas para pastagens e campos agrícolas. Sena *et al.* (2013) estudaram a FR de mudança de albedo em regiões desmatadas da Amazônia usando medidas efetuadas pelos sensores CERES e MODIS a bordo do satélite Terra. Esses autores analisaram a irradiância ascendente no topo da atmosfera em condições de céu limpo (sem nuvens e sem aerossóis) ao longo de dez anos entre 2000 e 2009 (meses de agosto e setembro), para duas regiões próximas em Rondônia. Uma das regiões tem cobertura vegetal de floresta primária, representando a mata nativa, enquanto a outra foi desmatada após 1970. A diferença na irradiância média no topo da atmosfera entre a área de floresta primária e a área desmatada representa o efeito radiativo devido à mudança de albedo da superfície decorrente da modificação do uso do solo. Sena *et al.* (2013) estimaram em $-7,3 \pm 0,9 \text{ W m}^{-2}$ como a intensidade média de 24h dessa FR antrópica. Esse valor é da mesma ordem de grandeza que a FR direta de aerossóis antrópicos, conforme discutido na próxima seção. Não há outros trabalhos que avaliem essa fração da FR antrópica devido à mudança do albedo de superfície na Amazônia.

Para o tomador de decisão, a quantificação e o monitoramento de todos os aspectos da FR antrópica é fundamental, por se tratar de uma esfera em que a sociedade organizada tem a capacidade de agir de forma a minimizar impactos deletérios sobre o meio ambiente. Por esse motivo é essencial conhecer e comparar a FR dos diversos agentes antrópicos para se determinar sua importância relativa e elaborar cursos de ação política que sejam realmente eficazes numa escala de tempo determinada.

⁶ A data corresponde à chegada da Família Real portuguesa ao Brasil, iniciando uma fase de desenvolvimento econômico acelerado (Fausto, 2002).

⁷ Estimativas anuais de desflorestamento disponíveis em <http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html>

7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Aerossóis naturais ou antrópicos podem afetar o sistema climático interagindo diretamente com a radiação, pelo espalhamento e absorção de radiação solar e terrestre. A esse efeito pode corresponder tanto uma FR positiva, contribuindo para o aquecimento da superfície terrestre, quanto uma FR negativa, correspondendo ao resfriamento da superfície, dependendo ultimamente das propriedades ópticas dos aerossóis e da refletância da superfície. O estado de referência pode variar entre trabalhos distintos, dificultando a comparação entre eles. Os autores adotam diferentes cenários, que variam desde uma comparação com uma atmosfera sem a presença de aerossóis a uma atmosfera com concentração de fundo de aerossóis. Esta concentração de fundo é subjetiva, pois pode ser a concentração da era pré-industrial (referência adotada no IPCC AR4), que, por sua vez, depende de várias hipóteses consideradas nos modelos, ou pode ser a concentração natural dos aerossóis na atmosfera, antes da perturbação imposta pela atividade antrópica em questão.

Patadia *et al.* (2008) utilizaram observações por satélite com o uso de múltiplos sensores (MODIS, MISR – *Multi-angle Imaging Spectroradiometer* e CERES, a bordo da plataforma Terra) sobre a região amazônica para a estimativa das médias diurnas da FR direta dos aerossóis no topo da atmosfera para dias sem nuvens. A FR foi encontrada pela diferença entre as irradiâncias obtidas pelo CERES na ausência e na presença de aerossóis. Estes valores não podem ser obtidos simultaneamente para um mesmo *pixel*. Portanto foi utilizada uma aproximação para a irradiância quando a profundidade óptica dos aerossóis fosse igual a zero, através da intercepção da linha de regressão entre a profundidade óptica do aerossol e a irradiância solar, obtidas, respectivamente, pelo MISR e pelo CERES. Os autores analisaram observações de cinco anos entre 2000 a 2005 (com exceção de 2004), obtendo a FR antrópica do aerossol entre $-5,2 \text{ W m}^{-2}$ a $-9,4 \text{ W m}^{-2}$, com média no período de $-7,6 \pm 1,9 \text{ W m}^{-2}$. A profundidade óptica do aerossol (em 560 nm) variou de 0,15 a 0,36, sendo a média dos cinco anos para os meses de agosto e setembro⁸ igual a 0,24.

Utilizando uma metodologia semelhante àquela de Patadia *et al.* (2008), Sena *et al.* (2013) calcularam a forçante direta de aerossóis antrópicos sobre a Amazônia entre 2000 e 2009, sobre regiões com cobertura vegetal de floresta primária e de cerrado. Esses autores utilizaram medidas dos sensores CERES e MODIS para avaliar a FR direta instantânea do aerossol antrópico, e desenvolveram um modelo radiativo para a descrição do albedo de superfície para cálculos da FR média de 24h. Sobre a Amazônia como um todo, Sena *et al.*, (2013) estimaram a FR de aerossóis como $5,6 \pm 1,7 \text{ W m}^{-2}$, semelhante ao valor encontrado por Patadia *et al.* (2008). Sena *et al.* (2013) estimaram a FR em $6,2 \pm 1,9 \text{ W m}^{-2}$ sobre pixels classificados como floresta, e em $4,6 \pm 1,6 \text{ W m}^{-2}$ para pixels sobre o cerrado. As diferenças entre intensidades da FR sobre floresta e cerrado refletem heterogeneidades em escalas regionais, devido principalmente a diferenças no albedo de superfície e na profundidade óptica média do aerossol antrópico sobre esses biomas.

Zhang *et al.* (2008) utilizaram simulações com o modelo climático regional RegCM3 para estimar a distribuição espacial da FR antrópica direta dos aerossóis sobre a América do Sul. O sensor MODIS e o modelo global GOCART (*Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport*) forneceram dados de entrada da distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis (em 550 nm), do fator de assimetria e do albedo simples para o mês de setembro de 2002. A FR foi calculada considerando uma pluma de fumaça distribuída homogeneamente na vertical em uma camada de 3 km de altitude e adotando-se, como estado de referência, a ausência de aerossóis atmosféricos. Os autores obtiveram resultados que apontam valores da FR direta dos aerossóis sem a presença de nuvens variando entre cerca de -8 a -1 W m^{-2} no topo da atmosfera, e um efeito radiativo à superfície entre cerca de -35 a -10 W m^{-2} . A eficiência da FR direta sem nuvens, definida como a FR normalizada pela profundidade óptica dos aerossóis (τ), foi de aproximadamente -10 a $-15 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ no topo da atmosfera, e a eficiência do efeito radiativo à superfície foi de -70 a $-80 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$.

⁸Agosto e setembro são os meses com maior concentração de aerossóis na atmosfera devido à estação seca e da maior ocorrência de queimadas (Martin *et al.*, 2010).

Liu (2005) efetuou cálculos com um modelo climático regional acoplado a um modelo de transferência radiativa na coluna atmosférica (ambos do NCAR – *National Center for Atmospheric Research*, Estados Unidos), considerando como estado de referência a ausência de aerossóis. Assim, estimou a FR dos aerossóis sem a presença de nuvens e o efeito radiativo de aerossóis com a presença de nuvens, para os meses de agosto e setembro de 1995 na região amazônica. O autor obteve a FR regional média no topo da atmosfera para o caso sem nuvens de $-16,5 \text{ W m}^{-2}$, enquanto com a presença de nuvens e considerando retroalimentações atmosféricas, o efeito radiativo foi de $-9,8 \text{ W m}^{-2}$. Nas simulações, a pluma de fumaça foi distribuída homogeneamente em uma camada de 2,5 km de altitude e a profundidade óptica dos aerossóis foi considerada constante e igual a 0,75 (no visível médio). O albedo simples adotado foi de 0,88 (em 550 nm) e a dependência espectral das propriedades ópticas dos aerossóis foi determinada com base em polinômios de quarta ordem.

Procópio *et al.* (2004) utilizaram medidas de sensoriamento remoto obtidas através da AERONET do MODIS (satélite Terra) para realizar análises temporais e espaciais da FR dos aerossóis na região amazônica. Os autores apresentaram uma análise de sete anos (de 1993 a 1995 e de 1999 a 2002) das médias diárias da FR dos aerossóis sem a presença de nuvens para dois locais impactados pelas partículas de queimadas. A FR diária foi calculada com um modelo de transferência radiativa (SBDART). Adotou-se a condição de referência de profundidade óptica do aerossol igual a 0,11, no comprimento de onda de 500 nm, valor médio obtido para os períodos de estação úmida, através da AERONET. A pluma de fumaça foi distribuída homogeneamente em uma camada de 1,6 km de altitude. A FR foi parametrizada em função da profundidade óptica dos aerossóis, considerando-se, nos cálculos, a dinâmica espectral das suas propriedades ópticas. As médias calculadas da FR dos aerossóis durante a estação seca (de agosto a outubro) variaram entre $-5,3$ e $-12,0 \text{ W m}^{-2}$, no topo da atmosfera, e o efeito radiativo à superfície variou entre $-21,5$ e $-73,6 \text{ W m}^{-2}$, para profundidades ópticas médias, observadas pela AERONET, entre 0,52 e 1,83 no comprimento de onda de 500 nm. A distribuição espacial da FR derivada das profundidades ópticas obtidas pelo MODIS sobre a Amazônia mostrou que a área afetada é de cerca de 1,2 a 2,6 milhões de quilômetros quadrados.

Os trabalhos que avaliaram a FR direta de aerossóis antrópicos sobre o Brasil apresentaram discrepâncias entre os valores estimados, que ocorreram principalmente em função das diferentes metodologias adotadas nos estudos, e ilustram a complexidade da determinação deste impacto. Na região amazônica, a queima da biomassa afeta significativamente o balanço regional de radiação solar, sendo fundamental o monitoramento contínuo desse componente da FR antrópica para possibilitar um melhor entendimento de como o funcionamento do ecossistema pode ser alterado e quais suas consequências climáticas.

7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Além da interação direta entre aerossóis e radiação solar e terrestre, os aerossóis também influenciam o clima indiretamente, por atuarem como núcleos de condensação de nuvens e de gelo, com o potencial de modificar a estrutura micro e microfísica de nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre. Esses mecanismos são chamados coletivamente de efeito indireto de aerossóis sobre o clima.

O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) considera que a redução no tamanho das gotas afeta a eficiência de precipitação, aumentando o conteúdo de água líquida e o tempo de vida médio de nuvens (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis (Hansen *et al.*, 1997) considera que a interação de aerossóis com a radiação solar modifica o perfil de temperatura e de umidade da atmosfera e propriedades da superfície, tais como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente, fundamentais na determinação de propriedades de nuvens. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o semi-direto, não podem ser considerados

agentes de FR de acordo com a definição da seção 7.2.1, uma vez que implicam modificações sobre o ciclo hidrológico que levam a processos de retroalimentação climática.

Lohmann e Feichter (2005) analisaram trabalhos publicados após 2001, com estimativas da FR indireta global devido ao efeito de albedo de nuvens, encontrando uma FR média de $-1,0 \pm 0,4 \text{ W m}^{-2}$. Para o Hemisfério Sul, a FR indireta devido ao albedo foi de $-0,70 \pm 0,45 \text{ W m}^{-2}$, enquanto no Hemisfério Norte foi de $-1,7 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$. Trabalhos que consideraram o aerossol composto apenas de sulfato (e.g. Quaas *et al.*, 2004) apresentaram maiores valores da razão entre a FR no Hemisfério Norte e no Hemisfério Sul porque as emissões de queimadas, predominantes no Hemisfério Sul, foram modeladas como pobres em sulfato e ricas em carbono.

Em escala regional, os efeitos radiativos indiretos dos aerossóis podem ser consideravelmente maiores que as médias globais. Kaufman *et al.* (2005) estudaram os efeitos dos aerossóis em nuvens rasas sobre o Oceano Atlântico usando inferências de cobertura de nuvens e de aerossóis do sensor MODIS entre junho e agosto de 2002. Reanálises do NCEP-NCAR e uma regressão multivariada foram utilizadas para separar a influência da meteorologia e isolar o efeito dos aerossóis. Os autores identificaram um aumento da cobertura de nuvens rasas associado ao aumento da concentração de aerossóis. A média do efeito radiativo total no topo da atmosfera devido aos aerossóis foi de $-11 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$, sendo cerca de 2/3 devido ao efeito indireto e 1/3 devido à FR direta. Na região entre o Brasil e a África (20°S a 5°N), que sofre grande influência de aerossóis de queimadas, Kaufman *et al.* (2005) encontraram um aumento de $0,30 \pm 0,07$ na cobertura de nuvens rasas ao comparar os casos poluídos e não poluídos. A FR devida apenas ao efeito de aumento do albedo de nuvens foi estimada em $-1,5 \text{ W m}^{-2}$. Incluindo-se também o aumento do conteúdo de água líquida e a mudança na cobertura de nuvens rasas, o efeito indireto total chegou a $-9,5 \text{ W m}^{-2}$ nessa região. Este esfriamento é apenas parcialmente compensado pela absorção de $+2,9 \text{ W m}^{-2}$ ao longo da coluna atmosférica. Um efeito semelhante pode ser esperado para regiões do Pacífico Leste e da costa Sudeste do Brasil que sofrem influência das queimadas na Amazônia.

Zhang *et al.* (2008) estudaram o impacto de queimadas sobre as interações biosfera-atmosfera na América do Sul. Os autores realizaram dois conjuntos de simulações com o RegCM3 (Pal *et al.*, 2007) para o período da campanha LBA-SMOCC 2002, um considerando os aerossóis de queimada e outro excluindo-os. A diferença entre as simulações com e sem aerossóis para o fluxo resultante no topo da atmosfera variou entre cerca de -8 e -1 W m^{-2} , correlacionada com a distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis. Já para céu com nuvens, a diferença ficou entre cerca de -10 a $+15 \text{ W m}^{-2}$ na América do Sul, e cerca de $+5$ a $+15 \text{ W m}^{-2}$ na parte sul do arco do desmatamento, mostrando uma dominância do efeito das nuvens. A diferença entre os dois resultados de efeitos radiativos das nuvens entre simulações com e sem aerossóis, que os autores interpretaram como o efeito total indireto dos aerossóis, variou entre cerca de $+5$ a $+20 \text{ W m}^{-2}$ na região amazônica.

Ten Hoeve *et al.* (2011) usaram inferências da profundidade óptica de aerossóis, nuvens, vapor de água e temperatura do sensor MODIS para examinar o efeito de aerossóis nas nuvens durante a estação de queimada na Amazônia de agosto a outubro de 2004 a 2007. Os resultados foram analisados separadamente para diferentes conteúdos de água na coluna atmosférica para isolar o efeito dos aerossóis do efeito meteorológico. Os autores encontraram que a profundidade óptica das nuvens aumentou com a profundidade óptica do aerossol até o limiar de aproximadamente 0,25, devido ao primeiro efeito indireto. Acima deste limiar, a profundidade óptica das nuvens diminuiu, devido à inibição de formação de gotas pelo efeito semi-direto. Os autores, entretanto, não forneceram estimativas numéricas da FR indireta.

No estudo de Quaas *et al.* (2008), no qual foi feita a primeira estimativa global dos efeitos indiretos dos aerossóis com uma metodologia inteiramente observacional, o globo foi dividido em 14 regiões e as quatro estações do ano foram analisadas. De particular interesse para o Brasil, foram as regiões: Pacífico tropical (20°S-20°N), América do Sul e Atlântico tropical (20°S-20°N). A partir de cinco anos de dados dos sensores CERES e MODIS, os autores estimaram valores anuais da FR devido ao efeito de albedo de nuvens entre -0,5 e -0,01 W m⁻² para o Pacífico, -0,1 e -0,02 W m⁻² na América do Sul, e entre -5 e -0,05 W m⁻² no Atlântico. O resultado foi bastante diferente do obtido por Zhang *et al.* (2008). Isso aconteceu em parte porque a média estimada foi anual e sobre toda a América do Sul, e não apenas sobre a estação de queimada da Amazônia; e em parte porque o modelo de Zhang *et al.* (2008) não utilizou observações experimentais ou inferências de satélites.

Efeitos de retroalimentação podem atuar simultaneamente aos efeitos indiretos de aerossóis. Andreae *et al.* (2004) observaram que queimadas na Amazônia reduziram o tamanho de gotas de nuvem e tenderam a inibir a precipitação, sugerindo que esse processo elevaria a altitude do início da precipitação, de 1,5 km acima da base das nuvens, típica da precipitação quente amazônica, para 5 km em nuvens poluídas, e para mais de 7 km em pirocumulus. A liberação de calor latente em níveis mais altos tornaria a convecção mais vigorosa provocando tempestades de raios e formação de granizo. Um estudo observacional, realizado por Lin *et al.* (2006), mostrou, a partir da análise de dados obtidos via satélites, a existência de correlações entre o aumento da concentração dos aerossóis emitidos por queimadas na Amazônia e (1) o aumento da taxa de precipitação, (2) o aumento da ocorrência de eventos extremos de precipitação, (3) aumento da cobertura de nuvens, (4) aumento da altura do topo das nuvens, (5) aumento do conteúdo de água dentro das nuvens e (6) maior formação de gelo. Do ponto de vista de estudos numéricos, Martins *et al.* (2009) obtiveram resultados similares num estudo de caso, no qual o aumento da concentração de núcleos de condensação de nuvens, devido ao aumento da concentração de aerossóis emitidos pelas queimadas na Amazônia, intensificou a taxa de precipitação de chuvas intensas, ao passo que reduziu a probabilidade de ocorrência de nuvens precipitantes de intensidade baixa e moderada. Segundo os autores, o aumento da poluição contribuiu para alterar o processo de formação de chuva, de quente para frio, isto é, envolvendo a fase de gelo, embora apresentando grande variabilidade espacial e temporal. Esses resultados mostraram o quão complexas são as interações entre os diversos agentes climáticos e os efeitos que precisam ser entendidos e quantificados, e as dificuldades em separá-los dos mecanismos de retroalimentação.

7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS

A emissão de GEE e de aerossóis corresponde a uma das parcelas mais significativas da FR antrópica. Designados em geral como poluentes atmosféricos, esses gases e aerossóis costumam ser divididos em duas categorias: poluentes primários ou secundários. Poluentes primários são aqueles diretamente emitidos por uma fonte. O carvão negro⁹ (aerossol produzido em processos de combustão) e o monóxido de carbono (CO), por exemplo, são poluentes primários, ambos resultantes diretos da queima de matéria orgânica. Já os poluentes secundários são aqueles formados na atmosfera através de reações químicas entre poluentes primários e/ou componentes naturais da atmosfera. O ozônio (O₃), um importante GEE, é um dos principais poluentes secundários, resultante de reações químicas que envolvem óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV) na presença de radiação solar. Material particulado secundário também pode ser formado na atmosfera a partir de reações químicas que envolvem gases como dióxido de enxofre (SO₂), NO_x e COV. A concentração atmosférica desses poluentes depende de vários fatores e processos físicos: intensidade de emissões, reações químicas das fases gasosa e aquosa, conversão gás-partícula, crescimento do aerossol por condensação ou dissolução, nucleação homogênea e heterogênea, coagulação, transportes advectivo, convectivo e turbulento e remoções seca e úmida. No Brasil, esses processos físico-químicos da atmosfera têm sido estudados tanto através de modelos numéricos de dispersão e qualidade do ar quanto em campanhas experimentais.

⁹ Usualmente em publicações científicas no Brasil utiliza-se o termo original em inglês “black carbon”.

Recentemente realizaram-se campanhas experimentais para o estudo de poluentes atmosféricos em diferentes ambientes, tais como: região amazônica (e.g. Ahlm *et al.*, 2010; Artaxo *et al.*, 2005; Carmo *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2010; Gatti *et al.*, 2010; Soto-García *et al.*, 2011), área urbana (e.g. Albuquerque *et al.*, 2011; Andrade *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2008; Miranda *et al.*, 2012; Paulino *et al.*, 2010; Sánchez-Ccoyllo *et al.*, 2009), região industrial (Quiterio *et al.*, 2004), áreas de cultivo de cana-de-açúcar (Lara *et al.*, 2005), cerrado (Metay *et al.*, 2007), entre outras. Nessas campanhas, em geral de curta duração, monitoraram-se a concentração de gases traço (CO , NO_x , O_3 , COV , SO_2 , CO_2 , CH_4 , N_2O) e foram realizadas diversas análises físico-químicas do material particulado. A Tabela 7.2 mostra resumidamente a variedade de equipamentos, condições de amostragem e poluentes monitorados em campanhas recentes, indicando-se as concentrações médias e estimativas de emissões de espécies químicas.

Modelos numéricos, por sua vez, permitem uma avaliação mais ampla da distribuição dos poluentes em comparação com as medidas realizadas em campanhas experimentais, i.e., possibilitam uma maior cobertura, tanto no espaço quanto no tempo, da evolução de concentração de poluentes. Essa evolução é realizada através da solução numérica da equação da continuidade, na qual a concentração de uma espécie química é função da sua dispersão pelo vento, sua produção ou consumo, sua emissão e remoção. Atualmente, os modelos numéricos de dispersão e/ou de qualidade do ar têm sido divididos em modelos acoplados (*on-line*) ou não acoplados (*off-line*).

Normalmente, nos modelos não acoplados o campo de vento e outras propriedades que descrevem a atmosfera são fornecidos por um campo numérico meteorológico externo. O modelo de dispersão ou qualidade do ar considera as fontes emissoras de uma espécie química e os processos que controlam a dispersão, as reações químicas e a sua remoção da atmosfera. Os primeiros estudos numéricos de qualidade do ar para a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) foram realizados no final da década de 1990 com o modelo fotoquímico não acoplado CIT, desenvolvido no *California Institute of Technology*, apenas para os poluentes gasosos. No estudo de Martins (2006) o modelo CIT, alimentado com as saídas meteorológicas dos modelos RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*, <http://rams.atmos.colostate.edu/>) e BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*, <http://brams.cptec.inpe.br/>), foi utilizado para avaliar a sensibilidade da formação do ozônio troposférico às emissões veiculares de COV e NO_x na RMSP. O modelo CMAQ (*Community Multiscale Air Quality*, <http://www.cmaq-model.org/>) é o modelo de qualidade do ar atualmente recomendado pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos para a descrição da formação de partículas de aerossol e de ozônio troposférico. O CMAQ é um modelo não acoplado que utiliza as saídas meteorológicas do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting Model*, <http://wrf-model.org>) e as emissões geradas pelo modelo SMOKE (*Sparse Matrix Operator Kernel Emissions*, <http://smoke-model.org>). Sua estrutura conta com um modelo de transporte químico (CMAQ Chemical Transport Model – CCTM), responsável pela simulação dos processos químicos, de transporte e deposição envolvidos na modelagem da qualidade do ar. São consideradas as reações químicas na fase gasosa, a influência de nuvens no transporte, a química da fase aquosa e a remoção úmida dos gases e aerossóis, além da modelagem do aerossol (nucleação, condensação, coagulação, distribuição de tamanho, composição química, deposição seca e úmida). Albuquerque (2010) utilizou este modelo para avaliar a sensibilidade da formação dos aerossóis inorgânicos finos na RMSP ao controle da emissão de seus precursores, os gases SO_2 , NO_x e NH_3 .

Tabela 7.2. Concentração e emissão de gases e aerossóis em campanhas experimentais no Brasil.

Região	Período	Plataforma ^a	Espécie ^b	Concentração ou emissão	Referência
Atlântico Sul	Nov2000	navio, n=9	CH ₄ (2000)	1707,3±8,4ppb	Alvalá <i>et al.</i> , 2004
			CO (2000)	52,7±6,5ppb	
	Mar2001	navio, n=7	CH ₄ (2001)	1688,8±7,3ppb	
			CO (2001)	41,1±7,6ppb	
Amazônia	Mai2009	avião, cont	CO ₂	400,59±0,09 ppm	Chen <i>et al.</i> , 2010
			CH ₄	1950,07±0,68 ppb	
	Mar-Mai2008 ^c	<i>in situ</i> , cont	CO ₂	392±41 ppm	Ahlm <i>et al.</i> , 2010
	Jul-Ago2008 ^d		CO ₂	368±18 ppm	
	Set-Out2002 ^d	<i>in situ</i> , n=6	MP2,5, mf	59,8±41 µg m ⁻³	Soto-García <i>et al.</i> , 2011
			MP2,5-10, mg	4,1±2 µg m ⁻³	
			C, mf; mg	44±18 µg m ⁻³ ; 3±2 µg m ⁻³	
			CE, mf; mg	18±9 µg m ⁻³ ; 1,1±0,6 µg m ⁻³	
BC, mf; mg			3,6±0,9 µg m ⁻³ ; 0,6±0,4 µg m ⁻³		
São Paulo	Jun2007-Ago2008	<i>in situ</i> , 24h	MP2,5, mf	28,1±13,6 µg m ⁻³	Miranda <i>et al.</i> , 2012
BC, mf			10,6±6,4 µg m ⁻³		
Rio de Janeiro			MP2,5, mf	17,2±11,2 µg m ⁻³	
Belo Hori-zonte			BC, mf	3,4±2,5 µg m ⁻³	
			MP2,5, mf	14,7±7,7 µg m ⁻³	
			BC, mf	4,5±3,3 µg m ⁻³	
Recife			MP2,5, mf	7,3±3,1 µg m ⁻³	
			BC, mf	1,9±1,1 µg m ⁻³	
SE do Brasil (cerrado)	Abr1997-Mar1998	<i>in situ</i> , cont	MP2,5-10, mg ^{c;d}	22,6±14,4 µg m ⁻³ ; 68,1±43,2 µg m ⁻³	Lara <i>et al.</i> , 2005
			MP2,5, mf ^{c;d}	11,6±5,9 µg m ⁻³ ; 22,7±14,5 µg m ⁻³	
			BC, mf ^{c;d}	2,1±0,9 µg m ⁻³ ; 4,2±2,2 µg m ⁻³	
Goiânia	Ago2002-Jul2003	câmara, sem	E N ₂ O, NA	35,3±31,46 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹	Metay <i>et al.</i> , 2007
			E N ₂ O, AA	30,7±39,19 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			E CH ₄ , NA	403±683 g C ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			E CH ₄ , AA	245±572 g C ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			Total GEE, NA	7,8±9,4 kg CO ₂ -e ano ⁻¹	
			Total GEE, AA	6,0±9,6 kg CO ₂ -e ano ⁻¹	
São Paulo	Mar e Mai2004	túnel, n=10 a 18	E BC, vl; vp	16±5 mg km ⁻¹ ; 452±112 mg km ⁻¹	Sanchez-Ccoyllo <i>et al.</i> , 2009
			E MP10, vl; vp	197±118 mg km ⁻¹ ; 755±401 mg km ⁻¹	
			E MP2,5-10, mg, vl; vp	127±67 mg km ⁻¹ ; 715±585 mg km ⁻¹	
			E MP2,5, mf, vl; vp	92±20 mg km ⁻¹ ; 588±364 mg km ⁻¹	
		túnel, cont	E NO _x , vl	1,6±0,3 g km ⁻¹	
			E NO _x , vp	22±10 g km ⁻¹	
			E CO, vl	15±2 g km ⁻¹	
			E CO, vp	21±5 g km ⁻¹	

a) número de amostras (n) e frequência de amostragem: contínua (cont), diária (24h), ou semanal (sem); b) concentração de material particulado com diâmetro aerodinâmico 2,5 μm (MP2,5) ou 10 μm (MP10), moda fina (mf) ou grossa (mg), carbono total (C), carbono elementar (CE), *Black Carbon* (BC). Emissão (E) de GEE em áreas aradas (AA) ou não aradas (NA), e emissão de gases e aerossóis por frota predominante de veículos leves (vl) ou pesados (vp); c) estação chuvosa; d) estação seca.

Os modelos não acoplados são ferramentas importantes no estudo de reatividade atmosférica, considerando principalmente uma escala espacial mais regional e uma escala de tempo da ordem de dias. Entretanto, nestes modelos, o efeito da variação das concentrações dos gases e dos aerossóis não é incorporado à simulação meteorológica. O modelo SPM-BRAMS (*Simple Photochemical Module*, Freitas *et al.*, 2005) é um modelo on-line que realiza as reações químicas na fase gasosa de poluentes como CO, NO_x, SO₂, O₃ e COV, simultaneamente aos processos atmosféricos. Balbino (2008) fez um estudo do impacto de intensa atividade convectiva ou de períodos secos em concentrações simuladas de ozônio, e Carvalho (2010) aplicou-o às Regiões Metropolitanas de São Paulo e Rio de Janeiro. O CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*, <http://meioambiente.cptec.inpe.br/>) é um modelo de transporte 3D acoplado com um modelo de emissões. As emissões de material particulado fino (i.e. partículas de aerossol com diâmetros aerodinâmicos menores que 2,5 μm , ou MP2,5) e de CO oriundas de queimadas são alocadas espacialmente conforme a posição de focos de queimadas obtidos por imagens de satélite. Existem evidências experimentais que mostram que a queima de biomassa afeta a convecção profunda (Roberts *et al.*, 2003), o que requer um aperfeiçoamento das parametrizações de convecção em modelos. Freitas e colaboradores (2007) incluíram no CATT-BRAMS a formação de pirocumulus, introduzindo um modelo de levantamento de pluma, considerando que a temperatura das queimadas pode chegar a 1800 K. A inclusão desse efeito tornou possível a obtenção de simulações mais precisas da injeção de aerossóis no nível correto da atmosfera, e a obtenção de resultados numéricos compatíveis entre as observações de profundidade óptica do aerossol do sensor MODIS e aquelas previstas pelo modelo CATT-BRAMS (Longo *et al.*, 2010). Um estudo sobre o impacto dos aerossóis na precipitação utilizando o CATT-BRAMS foi apresentado por Freitas *et al.* (2009b). Neste mesmo trabalho foram apresentados resultados obtidos com um mecanismo químico da fase gasosa, mostrando a formação de ozônio a partir dos precursores emitidos tanto em queimadas quanto em regiões urbanas.

Finalmente, o WRF-CHEM é o modelo meteorológico WRF acoplado a um módulo de processamento de reações químicas (<http://www.acd.ucar.edu/wrf-chem/>). O modelo simula a emissão, o transporte, a mistura e transformações químicas de gases traço e aerossóis simultaneamente à meteorologia, com variações de escala espacial de nuvens a escalas regionais. Silva Júnior (2009) utilizou o WRF-CHEM para avaliar o impacto na simulação dos poluentes fotoquímicos, do uso de diferentes parametrizações da camada limite planetária na RMSP. Este modelo também pode ser utilizado para o estudo de processos importantes para as mudanças climáticas globais, incluindo a FR direta e indireta dos aerossóis, entretanto o custo computacional para isto ainda é elevado.

Até o momento, os trabalhos encontrados na literatura científica têm se limitado à aplicação de modelos numéricos em regiões delimitadas (e.g. CATT-BRAMS para a América do Sul e Oceano Atlântico, SPM-BRAMS e WRF-CHEM para regiões Sul e Sudeste do Brasil), e simulações com duração temporal de dias. Como se tratam de modelos de qualidade do ar, o objetivo principal das análises é acompanhar as espécies poluentes que exercem impacto sobre a saúde humana. Os GEE, com exceção do ozônio, são considerados pouco reativos (daí sua longevidade na atmosfera e significância sobre o clima). Desta forma, a dispersão é considerada o principal processo físico a que os GEE estariam submetidos. Além disso, o domínio vertical dos modelos normalmente se restringe à troposfera, sendo poucos os estudos numéricos que incluem a interação com a estratosfera e a camada de ozônio, outro fator que pode influenciar o clima.

As principais limitações apontadas em estudos realizados no Brasil são: a falta de um inventário de emissões com alta resolução espacial e temporal para as várias espécies químicas (GEE, especiação dos compostos de carbono orgânico voláteis, caracterização química dos aerossóis, em especial sua composição orgânica; produtos dos vários processos de combustão, especiação das emissões biogênicas); alto custo computacional dos módulos responsáveis pelas reações químicas, do módulo de aerossol e sua interação com a radiação; e carência de observações experimentais para validar os resultados dos

modelos com maior abrangência espacial e temporal.

No que concerne a representação de aerossóis em modelos computacionais, atualmente a maioria dos modelos inclui aerossóis de sulfato, sal marinho, carvão negro e alguma forma de aerossol orgânico. A falta de inventários de emissão confiáveis (Bond *et al.*, 2004) dificulta a simulação numérica dos processos radiativos. Recentemente houve uma melhora na representação dos inventários de queimada no Brasil e na América do Sul (Hoelzemann *et al.*, 2004), mas esse fator ainda representa uma grande fonte de incertezas. Outra limitação está relacionada ao fato que a maioria dos modelos numéricos não leva em consideração a crescente evidência de que partículas de aerossóis são compostos principalmente de aglomerados de diferentes substâncias químicas misturadas (Kojima *et al.*, 2004). Alguns modelos usados no Brasil incluem corretamente o grau de mistura dos aerossóis (Freitas *et al.*, 2011; Longo *et al.*, 2010), algo que precisa ser feito por todos os modelos para melhorar a descrição da interação aerossol-radiação e aerossol-nuvens, e assim buscar a redução das incertezas devido à descrição de processos físicos envolvendo aerossóis em previsões climáticas.

7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA

O impacto de GEE no sistema climático pode ser expresso em termos de métricas de emissões, as quais avaliam simultaneamente a quantidade de gás emitido e seu potencial impacto climático global. A estimativa do volume emitido de cada GEE é apenas um indicativo quantitativo da presença de gases na atmosfera. A contribuição efetiva de cada gás na atmosfera deve ser ponderada pelo seu peso molecular, seu tempo médio de permanência na atmosfera e pelo efeito de aquecimento cumulativo de cada gás. As métricas de emissão permitem comparar o efeito potencial da emissão de vários GEE e auxiliam nas formulações de políticas públicas em relação às mudanças do clima. Diferentes formulações de métricas de emissão são apresentadas na literatura (Kandlikar, 1996; Manne e Richels, 2001; Shine *et al.*, 2005), e aquelas utilizadas em inventários e relatórios oficiais brasileiros são apresentadas no Painel 7.1.

Há um grande esforço nacional para se estimar a emissão de GEE no território brasileiro. O Brasil, como signatário da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC, da sigla em inglês), tem como uma de suas principais obrigações a elaboração e a atualização periódica do Inventário Nacional de Emissões e Remoção Antrópica de Gases de Efeito Estufa. O primeiro inventário brasileiro de GEE foi publicado em 2004 (MCT, 2004), e incluía dados de emissão e sequestro de GEE para o período entre 1990 e 1994. Dados mais recentes foram publicados no Segundo Inventário Nacional, que apresenta valores referentes aos anos de 1990 e 2005, e que utiliza a metodologia do IPCC e da UNFCCC (MCT, 2009).

Painel 7.1 - Métricas de Emissão: Definições e Formulações

Diferentes formulações de métricas de emissão são encontradas na literatura. As adotadas pelo IPCC são apresentadas abaixo.

Potencial de Aquecimento Global (PAG) é uma métrica que estima a contribuição relativa de um determinado gás de efeito estufa para o aquecimento global em relação à mesma quantidade de um gás de referência, geralmente CO_2 , cujo PAG é definido como 1. A definição do PAG para um composto i é apresentada na equação 7.2:

$$PAG_i \equiv \frac{\int_0^{t_f} FR_i(t) dt}{\int_0^{t_f} FR_r(t) dt} \quad (\text{eq. 7.2})$$

onde FR_i é a FR do composto i ao longo do tempo τ , FR_r é a FR do gás de referência r ao longo do tempo τ , e t_f é o período de tempo para o qual se pretende estimar o PAG $_i$.

O Potencial de Aquecimento Global é calculado sobre um intervalo de tempo específico, o qual deve ser declarado juntamente com o valor de PAG. Como exemplo, o potencial de aquecimento global do gás metano em 100 anos é 21 vezes maior do que o potencial do CO_2 , o que significa que uma tonelada de metano absorve 21 vezes mais radiação do que uma tonelada de CO_2 . Interessante observar que o PAG do óxido nitroso (N_2O) é 310.

Potencial de Temperatura Global (PTG) indica o potencial da variação da temperatura à superfície devido à emissão de um determinado gás de efeito estufa, tendo como referência a emissão de um gás adotado como referência, comumente o CO_2 (Shine *et al.*, 2005). A definição do PTG para um composto i é apresentada na equação 7.3:

$$PTG_i \equiv \frac{\Delta T_i^{t_f}}{\Delta T_r^{t_f}} \quad (\text{eq. 7.3})$$

onde $\Delta T_i^{t_f}$ é a variação de temperatura à superfície devido ao composto i no intervalo de tempo t_f e $\Delta T_r^{t_f}$ é a variação de temperatura à superfície devido ao gás de referência r no mesmo intervalo de tempo t_f .

Dióxido de Carbono Equivalente (CO_2 -e) é uma métrica obtida através da multiplicação das toneladas emitidas de GEE por seu potencial de aquecimento global. Esta métrica é utilizada para comparar as emissões de vários gases de efeito estufa baseado no potencial de aquecimento global de cada gás em um horizonte de tempo determinado.

Os GEE incluídos nos inventários oficiais são mostrados na Tabela 7.3, juntamente com suas principais fontes de emissão. Esses GEE são aqueles reconhecidos internacionalmente pela ratificação do Protocolo de Quioto: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), hexa-fluoreto de enxofre (SF_6), hidrofluorcarbonos (HFC) e perfluorcarbonos (PFC). Outros gases que influenciam as reações químicas que ocorrem na atmosfera, como monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis que não contêm metano (NMVOC, da sigla em inglês), também poderão ser incluídos no inventário brasileiro futuramente. A Figura 7.2 apresenta dados preliminares do inventário de emissões de GEE (MCT, 2009), agrupando-os em termos de emissão segundo setores socioeconômicos. Na Figura 7.2 nota-se que, em 2005, o setor que mais contribuiu para a emissão de GEE no Brasil foi o de mudança do uso do solo e floresta (58% das emissões totais do país). O segundo setor foi a agricultura (22% do total), seguido pelos setores energético (16%), tratamento de resíduos (2%) e atividades industriais (2%).

Outro esforço nacional para contabilizar a emissão de GEE é o Programa Brasileiro GHG Protocol, implementado em 2008. Este programa é uma iniciativa do Centro de Estudos em Sustentabilidade, da Fundação Getúlio Vargas, e do *World Resources Institute* (WRI)¹⁰, em parceria com o Ministério do Meio Ambiente, o Conselho Empresarial Brasileiro para o Desenvolvimento Sustentável e o *World Business Council for Sustainable Development*. Esse programa tem o objetivo de promover, por meio de engajamento e capacitação técnica e institucional, uma cultura corporativa de caráter voluntário para a identificação, o cálculo e a elaboração de inventários de emissões de GEE (<http://www.ghgprotocolbrasil.com.br/>; Rusilo e Mañas, 2010).

Associado ao desenvolvimento metodológico (Brasil *et al.*, 2007, 2008; Carvalho Jr. *et al.*, 2007), à elaboração e à atualização de inventários para estimar a quantidade de emissão e remoção de GEE, existe um grande esforço da comunidade científica brasileira para identificar e estudar o perfil das fontes de emissão dos GEE. Na seção seguinte são apresentados alguns desses trabalhos.

7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA

Os estudos e dados obtidos pela comunidade científica têm contribuído para a elaboração do inventário nacional de emissões de GEE, sob coordenação do Ministério de Ciência e Tecnologia. O conhecimento do perfil de emissões de GEE ajuda a estabelecer estratégias, metas e planos para a redução e a gestão das emissões. A metodologia adotada para contabilizar essas emissões foi baseada em observações experimentais locais ou regionais durante períodos limitados do ano, que foram extrapoladas para todo o país. Essa metodologia inviabiliza uma análise temporal detalhada do comportamento das emissões. Adicionalmente, observou-se que os inventários não apresentaram as incertezas experimentais, inerentes a todo processo de medida, associadas às emissões. Resultados de emissão de GEE e suas incertezas são importantes para identificar e avaliar o perfil das fontes de emissões e também para projetar cenários futuros de emissões ou reduções das concentrações de GEE. As estimativas das emissões são necessárias para a análise de medidas mitigadoras dos efeitos do aquecimento global, sejam elas a escolha de tecnologias de controle, as avaliações de custos de abatimento, ou as ponderações da participação de cada fonte e de cada país nas emissões globais (OECD, 1991).

¹⁰ O WRI é referência internacional para elaboração de inventários corporativos de GEE. Os inventários corporativos têm como principal relator as indústrias (privadas ou públicas) de diversos setores econômicos.

Tabela 7.3. Gases responsáveis pelo efeito estufa no Brasil e suas respectivas fontes de emissão.

GEE	Fontes de Emissão
CO ₂	- Mudança no uso do solo e desflorestamento - Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis, principalmente pelos setores energético, industrial e de transportes) - Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural) - Processos industriais (produção de cimento, cal, amônia, alumínio)
CH ₄	- Mudança no uso do solo e desflorestamento - Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis, principalmente, pelos setores energético, industrial e de transportes) - Agropecuária (fermentação entérica, manejo de dejetos de animais, cultura de arroz, queima de resíduos agrícolas) - Tratamento de resíduos (lixo e esgoto industrial e doméstico) - Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural) - Processos industriais (indústria química)
N ₂ O	- Agropecuária (principalmente associado ao manejo de dejetos de animais, solos agrícolas, queima de resíduos agrícolas) - Mudança no uso do solo e desflorestamento - Processos industriais (indústria química - produção de ácido nítrico e adípico) - Tratamento de resíduos (esgoto doméstico)
HFC, PFC, SF ₆	- Estes gases não existiam originalmente na natureza, sendo produzidos em processos industriais, principalmente no consumo em equipamentos de refrigeração e elétricos, e na produção de alumínio.
GEE Indireto ^a	
CO	- Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente pelos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais (indústria química, indústria de alumínio e papel e celulose) - Agropecuária (queima de cana-de-açúcar na colheita) - Queimadas em mudança no uso do solo e desflorestamento
NO _x	- Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais - Agropecuária (queima de resíduos de cana-de-açúcar e algodão) - Queimadas em mudança no uso do solo e desflorestamento
NMVOC ^b	- Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais (indústria química, de alumínio, papel e celulose, e de alimentos e bebidas) - Uso de solventes

a) Gases que influenciam as reações químicas na troposfera, e que indiretamente exercem aquecimento da atmosfera; b) Compostos orgânicos voláteis exceto metano, da sigla em inglês.

Emissões de gases de efeito estufa no Brasil

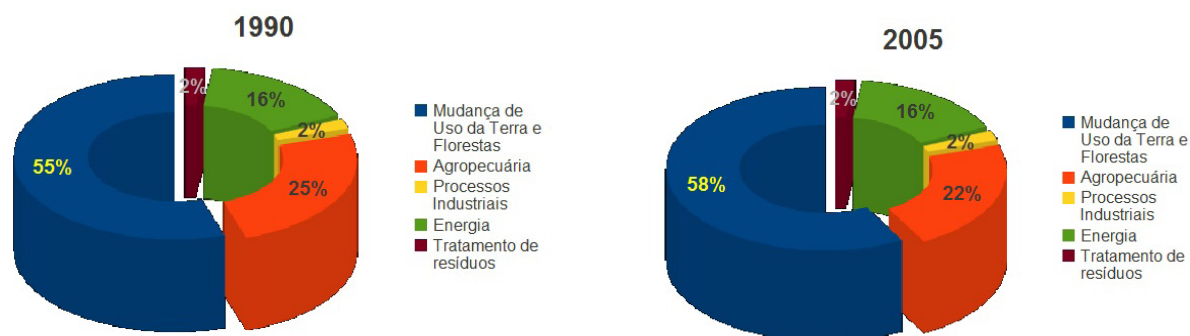


Figura 7.2. Resultados preliminares do Ministério da Ciência e Tecnologia das emissões de gases de efeito estufa no Brasil, por setor econômico. (Fonte: adaptação de MCT, 2009).

Os resultados comunicados pelos inventários de emissões de GEE indicam que o Brasil contribui significativamente para as emissões globais desses gases (Campos *et al.*, 2005; Cerri *et al.*, 2009). As fontes de emissões advêm principalmente do uso do solo e da mudança de cobertura do solo (USMS) (51,9% do total de emissões de GEE), queima de combustíveis fósseis (16,8%), fermentação entérica devido ao manejo de gado (12,0%), solos agrícolas (9,3%), e outras fontes (10,0%). No contexto geral, a emissão total de GEE em equivalente de CO₂ aumentou em 17,0% durante o período de 1994-2005 (Cerri *et al.*, 2009), sendo o CO₂ responsável por 72,3% do total. De acordo com os autores houve uma pequena diminuição em relação aos outros GEE, uma vez que em 1994 sua participação foi de 74,1%. O aumento de todas as fontes dos GEE, excluídos a mudança do uso do solo e o desmatamento, foi de 41,3% durante o período de 1994-2005. O *Climate Analysis Indicators Tool* (CAIT) do *World Resources Institute* estimou um crescimento maior desse subconjunto de fontes, equivalente a 48,9% das emissões em 2009 (WRI, 2009). O total de emissão apresentado nessa referência foi de 1005 Mt CO₂-e, incluindo as emissões de CH₄ e N₂O, mas excluindo USMS. A maior parcela de emissões de CO₂ no Brasil é devido a USMS (76% das emissões totais de CO₂), em particular associada à conversão da floresta em agropecuária (MCT, 2004, 2009). O desmatamento é causado pelo processo de derrubamento de árvores e por incêndios florestais.

Reservatórios de hidroelétricas são sistemas aquáticos artificiais e têm sido identificados como emissores de quantidades significativas de GEE (Fearnside, 2004; Kemenes *et al.*, 2007; Rosa *et al.*, 2004; Santos *et al.*, 2005, 2006, 2008; St Louis *et al.*, 2000), principalmente CO₂ e CH₄. A emissão de CO₂ em reservatórios ocorre devido à decomposição aeróbica de biomassa de floresta morta. O CH₄ é produzido principalmente por bactérias que participam do ciclo de decomposição subaquática do carbono existente na matéria orgânica remanescente da época da formação da represa, ou na matéria transportada, na forma de sedimentos, pelos rios que deságuam no reservatório (Giles, 2006; Rosa *et al.*, 2004). Em estudo realizado numa hidroelétrica localizada em área de floresta boreal, Teodoru *et al.* (2012) estimaram que as emissões de CO₂ e CH₄ se estabilizariam num intervalo de 10 a 15 anos, embora em patamares acima dos valores emitidos antes da inundação. Os autores sugerem que em regiões tropicais o tempo necessário pode ser ainda maior, devido aos maiores valores de temperatura dessas regiões. Um levantamento efetuado por Barros *et al.* (2011) mostrou alta variabilidade de emissões de CO₂ e CH₄ em função do tempo de inundação e da latitude das hidroelétricas, com concentrações elevadas em algumas das regiões estudadas mesmo após 40 anos da inundação. Fearnside e Pueyo (2012) também estimaram que as emissões após a inundação de hidroelétricas nas regiões tropicais podem continuar elevadas por décadas. O CH₄ permanece dissolvido na água, principalmente nas camadas mais profundas do reservatório, e escapa para a atmosfera quando passa pelas turbinas e pelos vertedouros de usinas hidrelétricas. As estimativas oficiais brasileiras apenas consideraram as emissões que ocorreram

na área superficial da represa, o que representa uma fração relativamente pequena do impacto total do gás (Fearnside, 2004). Santos (2000) apresentou uma metodologia para contabilizar as emissões de GEE derivadas de diferentes reservatórios hidrelétricos brasileiros e extrapolar os valores para o parque hidrelétrico do país. As estimativas das taxas de emissão foram baseadas em dados observados em experimentos realizados em sete hidrelétricas brasileiras com características distintas. O estudo mostrou que a fonte de emissão advinda de hidrelétricas variou de acordo com o tipo de ecossistema pré-existente inundado (e.g. floresta, cerrado, caatinga, etc.), idade do lago (anos), potência gerada (MW) e densidade superficial de potência de funcionamento (Wm^{-2}). A metodologia usada foi por amostragem em diversos pontos da represa e extrapolada para toda represa. Diversos estudos têm concentrado particular atenção à emissão de GEE nos afluentes do Rio Amazonas (Devol *et al.*, 1988; Kemenes *et al.*, 2007; Richey *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2008). Devol *et al.* (1988) mediram fluxos de CH_4 em áreas de alagamento pelo Rio Amazonas durante o início do período chuvoso. A emissão média encontrada foi de $75 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em área de floresta alagada, $90 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em lagos, e $590 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em áreas de plantas flutuantes.

7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Este capítulo apresentou uma revisão de trabalhos científicos e documentos que analisaram diversos aspectos relacionados à forçante radiativa de agentes climáticos naturais e antrópicos. Uma parte significativa dos trabalhos avaliou efeitos climáticos relevantes sobre o Brasil, sem, no entanto, quantificar a FR propriamente dita. Com relação a efeitos climáticos devido à atividade solar, identificam-se duas questões, ainda em aberto, complementares à estimativa de sua FR: 1) Qual a influência da atividade solar sobre a atmosfera superior, incluindo a ionosfera e a camada de ozônio estratosférico, e a interação dessas camadas atmosféricas com a circulação troposférica global?; 2) As periodicidades observadas no registro de variáveis meteorológicas e ambientais, no Brasil, e eventualmente correlacionadas com a atividade solar, são estatisticamente coerentes com registros de outros locais do planeta? Essas questões subjacentes são relevantes para a discussão da FR, uma vez que a atividade solar pode exercer impactos globais em escalas de décadas a séculos, e os fenômenos físicos que descrevem as interações entre o Sol e a atmosfera terrestre, incluindo processos de retroalimentação do ciclo hidrológico, ainda não foram adequadamente estudados.

Em escalas de milhares de anos, as oscilações orbitais são determinantes para o clima do planeta, mas no presente, em escalas de tempo relevantes para a vida humana, sua influência é mínima. Dentre os agentes climáticos atuais discutidos neste capítulo, os mais significativos em magnitude, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis emitidos por fontes antrópicas. No caso das nuvens, esse efeito radiativo é natural. Quando suas propriedades são alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros) podem haver processos de retroalimentação com impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas.

No Brasil a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como ferramenta de limpeza de área de cultivo, na mudança da cobertura do solo, especialmente na região amazônica, e também devido ao cultivo de cana-de-açúcar. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil se concentra na elaboração de inventários de emissão, não se encontrando estimativas da forçante radiativa desses gases. Com relação aos aerossóis antrópicos existem estimativas de suas forçantes radiativas, direta e indireta, especialmente para emissões de queimadas, inclusive avaliando-se sua distribuição espacial e temporal.

A Tabela 7.4 mostra a compilação das estimativas, apresentadas neste capítulo, de efeitos radiativos e da forçante radiativa natural e antrópica, com ênfase sobre o Brasil e a América do Sul. A tabela indica a região geográfica para a qual as estimativas foram realizadas, o nível vertical na atmosfera a que se referem, seu domínio temporal (impacto instantâneo, médias de 24 horas, ou de 1 ano), e as fontes principais de dados utilizadas nos cálculos (resultados de modelo, dados de satélite, etc.).

Note-se que apenas estimativas para o topo da atmosfera (TDA na Tabela 7.4) correspondem à definição formal de forçante radiativa. Alguns autores apresentam intervalos de estimativas, denotados por valores entre colchetes. Para a aplicabilidade em modelos climáticos, convém apresentar forçante radiativa em médias diárias, como efetuado pela maioria dos autores na Tabela 7.4, mas em alguns trabalhos o intervalo de tempo utilizado para a obtenção da estimativa não é explicitado. Nas referências indicadas na Tabela 7.4, muitas vezes a estimativa é obtida sem informar o intervalo de comprimento de onda considerado nos cálculos. Cabe ainda notar que o tipo de superfície considerado nas estimativas é fundamental para a interpretação do resultado. Por exemplo, tipicamente para um mesmo aerossol de queimadas na Amazônia, a forçante radiativa direta apresenta maior magnitude sobre superfícies de baixa refletância (e.g. florestas), e menor sobre superfícies mais brilhantes (e.g. cerrado).

Figura 7.4. Quantificação da forçante radiativa do aerossol antrópico, da mudança no uso do solo e do efeito radiativo de nuvens sobre o Brasil e a América do Sul.

Agente	Região	Condição ^a	Valor ^b (W m ⁻²)	Fonte de dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h ^c	[-110; -50]	Modelo climático	Betts <i>et al.</i> , 2009
	Amazônia	SUP, 24h ^c	-76	Modelo climático	Miller <i>et al.</i> , 2012
		TDA, 24h ^c	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
			-7,3±0,9		
Aerossol Antrópico: efeitos diretos	Amazônia	SUP, 24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo	Procópio <i>et al.</i> , 2004
		ATM, 24h ^d	+31,2±3,6		
		TDA, 24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA, 24h ^c	-16,5	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		ATM, 24h ^e	+2,9		
	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
		SUP, 24h	[-35; -10]		
	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo	Patadia <i>et al.</i> , 2008
		TDA, 24h	-7,6±1,9		
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
	Floresta		-6,2±1,9		
	Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol Antrópico: efeitos indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h ^c , alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3		
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e , alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		TDA, 24h ^e , ind	-9,5		
	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático	Zhang <i>et al.</i> , 2008
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]		

Total Aerossóis e Nuvens	Amazônia	TDA, 24h ^c	-9,8	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-11,3	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		SUP, 24h ^e	-8,4		
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
			[-35; -5]		

a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.

A Tabela 7.4 indica que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação, reduzindo em até 110 W m^{-2} a incidência de radiação à superfície (Betts *et al.*, 2009), e contribuindo com cerca de $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera (Miller *et al.*, 2012). Cabe ressaltar que a partição, ou a distribuição vertical de nuvens, desempenha um papel fundamental na quantificação desse efeito radiativo: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento da coluna atmosférica, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-la. Justamente pelo fato das nuvens desempenharem um papel tão significativo no balanço de energia do planeta, as incertezas na sua distribuição vertical, bem como nas estimativas de suas demais características físicas, precisam ser adequadamente exploradas em modelos climáticos para que os cálculos de transferência radiativa na atmosfera sejam consistentes com medidas experimentais.

Para o efeito direto de aerossóis sobre a Amazônia, considerando-se a média ponderada dos valores no topo da atmosfera, para autores que informaram as incertezas de suas estimativas (Patadia *et al.*, 2008; Procopio *et al.*, 2004; Sena *et al.*, 2013), obtém-se $-8,0 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$. Esse valor é compatível com a estimativa da forçante radiativa de mudança do uso do solo na Amazônia, de cerca de $-7,3 \pm 0,9 \text{ W m}^{-2}$ (Sena *et al.*, 2013), devido ao desmatamento de uma região florestada em Rondônia.

As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de $-9,5$ a $-0,02 \text{ W m}^{-2}$ para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. No entanto, Zhang *et al.* (2008) obtiveram valores positivos para essa forçante sobre a Amazônia. Este é um tópico que ainda necessita de mais estudos de caracterização e verificações independentes, para que esse componente da forçante antrópica sobre o Brasil possa ser adequadamente representado em modelos climáticos.

Não se encontrou trabalhos discutindo a forçante radiativa no Brasil devido ao aerossol de origem urbana, ao aerossol natural de poeira oriunda da África, ou de erupções vulcânicas, nem à formação de trilhas de condensação pelas atividades da aviação comercial. Essas forçantes radiativas, por hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos, que foram identificadas pelo IPCC AR4 como os dois principais agentes climáticos antrópicos para o planeta. A única estimativa da forçante radiativa antrópica devido à alteração do albedo da superfície, numa região de desflorestamento na Amazônia, mostra esse agente climático com magnitude semelhante à da forçante radiativa de aerossóis de queimada. Porém, cabe ressaltar que o desmatamento na Amazônia tem caráter virtualmente “permanente” (i.e. a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da ordem de dias. Essas observações indicam a necessidade de se realizar estudos mais aprofundados sobre

essa forçante, originada nos processos de mudança de uso do solo, em especial incluindo-se o efeito da urbanização histórica e da expansão agropecuária em nível nacional, em várias escalas temporais.

A análise dos trabalhos utilizados na elaboração deste capítulo coloca em evidência a existência de lacunas significativas em estudos de forçantes radiativas no Brasil. Conhecer com precisão a magnitude dessas forçantes, e aprimorar a compreensão de seus impactos, resultará em melhorias nos modelos de previsão de tempo e clima. Tais modelos são ferramentas importantes para instrumentalizar a tomada de decisões políticas e econômicas diante das mudanças climáticas que vêm atuando no país.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahlm, L., *et al.*, 2010: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(6), 3063-3079.

Albrecht, B.A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227–1230.
Albuquerque, T.T.A., 2010: Formação e transporte das partículas finas inorgânicas em uma atmosfera urbana: o exemplo de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 200 pp.

Albuquerque, T.T.A. *et al.*, 2011: Characterization of atmospheric aerosols in the city of São Paulo, Brazil: comparisons between polluted and unpolluted periods. *Environ. Monit. Assess.*, 184(2), 969-984, doi:10.1007/s10661-011-2013-y.

Alvalá, P.C. *et al.*, 2004: Measurements of CH₄ and CO during cruises in the South Atlantic. *Atmos. Environ.*, 38 (27), 4583-4588.

Alvalá, R.C.S. *et al.*, 2002: Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8043, doi:10.1029/2001JD000599.

Andrade, M.F. *et al.*, 2012: Vehicle emissions and PM_{2.5} mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 79-88, doi:10.1007/s11869-010-0104-5.

Andreae, M.O. *et al.*, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662), 1337-42, doi:10.1126/science.1092779.

Ansmann, A. *et al.*, 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: LIDAR profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophys. Res. Lett.*, 36(11), L11802, doi:10.1029/2009GL037923.

Artaxo, P. *et al.*, 2005: Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amaz.*, 35(2), 185-196, doi:10.1590/S0044-59672005000200008.

Balbino, H.T., 2008: Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 126 pp.

Barkstrom, B.R., 1984: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 65, 1170-1185.

Barros, N. *et al.*, 2011: Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience* 4, 593-596, doi: 10.1038/NGEO1211.

- Ben-Ami, Y. *et al.*, 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(16), 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.
- Berger, A. e M.F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sci. Rev.*, 10(4), 297-317.
- Betts, A.K. *et al.*, 2009: Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations. *J. Geophys. Res.*, 114(D2), doi:10.1029/2008JD010761.
- Bond, T.C. *et al.*, 2004: A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.*, 109(D14), doi:10.1029/2003JD003697.
- Brasil G.H. *et al.*, 2007: Incertezas em Inventários Corporativos de Gases de Efeito Estufa. In: Anais do XXXIX SBPO, pp. 867-877. XXXIX Simpósio Brasileiro de Pesquisa Operacional: A Pesquisa Operacional e o Desenvolvimento Sustentável, 28 a 31 de agosto de 2007, Fortaleza, CE, Brasil. Sociedade Brasileira de Pesquisa Operacional, São Paulo, SP.
- Brasil G.H. *et al.*, 2008: Inventários corporativos de gases de efeito estufa: métodos e usos. *S&G*, 3(1), 15-26.
- Cahalan, R.F. *et al.*, 2005: THE I3RC: Bringing Together the Most Advanced Radiative Transfer Tools for Cloudy Atmospheres. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86(9), 1275-1293, doi:10.1175/BAMS-86-9-1275.
- Campos, C.P. *et al.*, 2005: Historical CO₂ emission and concentrations due to land use change of croplands and pastures by country. *Sci. Total Environ.*, 346, 149- 155.
- Carmo, J.B. *et al.*, 2006: A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04809, doi:10.1029/2005GL025436.
- Carvalho, V.S.B., 2010: O impacto das megacidades sobre a qualidade do ar: os casos das regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. 237 p. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- Carvalho Jr, J.A. *et al.*, 2007: Methodology for determination of greenhouse gas emission rates from a combustion system: accounting for CO, UHC, PM, and fugitive gases. In: Proceedings of ECEME-4. 4th European Congress on Economics and Management of Energy in Industry, Porto, Portugal.
- Cerri, C.C. *et al.*, 2009: Brazilian greenhouse gas emissions: the importance of agriculture and live-stock. *Sci. agric.*, 66(6), 831-843, doi:10.1590/S0103-90162009000600017.
- Chen, S. e W.R. Cotton, 1988: The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convection system to longwave radiation and ice-phase microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3897-3910.
- Chen, H. *et al.*, 2010: High-accuracy continuous airborne measurements of greenhouse gases (CO₂ and CH₄) using the cavity ring-down spectroscopy (CRDS) technique. *Atmos. Meas. Tech.*, 3(2), 375-386, doi:10.5194/amt-3-375-2010.
- Devol, A.H. *et al.*, 1988: Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. *J. Geophys. Res.*, 93, 1583-1592.
- Dorman, L.I., 2006: Long-term cosmic ray intensity variation and part of global climate change, controlled by solar activity through cosmic rays. *Adv. Space Res.*, 37(8), 1621-1628, doi:10.1016/j.asr.2005.06.032.
- Enghoff, M.B. *et al.*, 2011: Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.*, 38(9), doi:10.1029/2011GL047036.

- Fausto, B., 2002: História do Brasil. São Paulo, SP: Editora da Universidade de São Paulo (Edusp), 664 pp.
- Fearnside, P.M., 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provide a springboard for rethinking a supposedly “clean” energy source. *Clim. Change*, 66(1/2), 1-8, doi:10.1023/B:-CLIM.0000043174.02841.23.
- Fearnside P. M. e S. Pueyo, 2012: Greenhouse-gas emissions from tropical dams. *Nature Climate Change*, 2, 382-384, doi:10.1038/nclimate1540.
- Fisch, G. *et al.*, 2004: The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1-3), doi:10.1007/s00704-004-0043-x.
- Forster, P. *et al.*, 2007: Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2005: A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo – Brazil: coupling and validation. *Atmos. Environ.*, 39(34), 6352-6361.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2007: Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3385–3398, doi:10.5194/acp-7-3385-2007.
- Freitas, S. R. *et al.*, 2009a: Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(2), p.188-207.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009b: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(8), 2843-2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2011: PREP-CHEM-SRC – 1.0: a preprocessor of trace gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models. *Geosci. Model Dev.*, 4(2), 419-433, doi:10.5194/gmd-4-419-2011.
- Fröhlich, C. e J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *Astron. Astrophys. Rev.*, 12(4), 273-320, doi:10.1007/s00159-004-0024-1.
- Gatti, L.V. *et al.*, 2010: Vertical profiles of CO₂ above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009. *Tellus B*, 62, 581-594, doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00484.x.
- Giles, J., 2006: Methane quashes green credentials of hydropower. *Nature*, 444(7119), 524-525, doi:10.1038/444524a.
- Gleckler, P.J. *et al.*, 2006: Volcanoes and climate: Krakatoa’s signature persists in the ocean. *Nature*, 439(7077), 675, doi:10.1038/439675a.
- Gray, W.M. e R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Weather Rev.*, 105, 1171-1188.
- Gusev, A.A. *et al.*, 2004: Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. *Adv. Space Res.*, 34(2), 370-375, doi:10.1016/j.asr.2003.03.048.
- Hansen, J. *et al.*, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102(D6), 6831-6864, doi:10.1029/96JD03436.

- Harries, J.E. *et al.*, 2005: The Geostationary Earth Radiation Budget Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86(7), 945-960, doi:10.1175/BAMS-86-7-945.
- Haywood, J. e O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropo-spheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, 38(4), 513, doi:10.1029/1999RG000078.
- Hoelzemann, J.J. *et al.*, 2004: Global Wildland Fire Emission Model (GWEM): Evaluating the use of global area burnt satellite data. *J. Geophys. Res.*, 109(D14), doi:10.1029/2003JD003666.
- Huang, J. *et al.*, 2010: African dust outbreaks: A satellite perspective of temporal and spatial varia-bility over the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 115(D5), doi:10.1029/2009JD012516.
- Izenman, A. J. *et al.*, 1983: An historical note on the Zurich sunspot relative numbers. *J. R. Statist. Soc. A*, 146, part 3, 311-318.
- Kahn, R.A. *et al.*, 2009: Introduction. In: *Atmospheric Aerosol Properties and Climate Impacts*, a report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. [Chin, M. *et al.* (Eds.)]. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA.
- Kandlikar, M., 1996: Indices for comparing greenhouse gas emissions: integrating science and econom-ics. *Energy Econ.*, 18(4), 265-281, doi:10.1016/S0140-9883(96)00021-7.
- Kaufman, Y.J. *et al.*, 2005: The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(32), 11207–11212.
- Kemenes, A. *et al.*, 2007: Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys. Res. Lett.*, 34(12), doi:10.1029/2007GL029479.
- Kojima, T. *et al.*, 2004: Aerosol particles from tropical convective systems: cloud tops and cirrus anvils. *J. Geophys. Res.*, 109(D12), doi:10.1029/2003JD004504.
- Koren, I. *et al.*, 2006: The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, 1(1), 014005, doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005.
- Lara, L. *et al.*, 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Bra-zil. *Atmos. Environ.*, 39(26), 4627-4637, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.
- Laut, P., 2003: Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 65(7), 801-812, doi:10.1016/S1364-6826(03)00041-5.
- Le Treut, H. *et al.*, 2007: Historical overview of climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Lin, J.C. *et al.*, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Am-azon Basin: a satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.*, 111(D19), doi:10.1029/2005JD006884.
- Liu, Y., 2005: Atmospheric response and feedback to radiative forcing from biomass burning in tropical South America. *Agric. For. Meteorol.*, 133(1-4), 40-53, doi:10.1016/j.agrformet.2005.03.011.
- Loarie, S.R. *et al.*, 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Clim. Change*, 1(2), 105-109, doi:10.1038/nclimate1067.
- Lohmann, U. e J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715-737.

- Longo, K.M. *et al.*, 2010: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(13), 5785-5795, doi:10.5194/acp-10-5785-2010.
- Machado, L.A.T. e W.B. Rossow, 1993: Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Weather Rev.*, 121(12), 3234-3260.
- Manne, A.S. e R.G. Richels, 2001: An alternative approach to establishing trade-offs among green-house gases. *Nature*, 410(6829), 675-677, doi:10.1038/35070541.
- Martin, S.T. *et al.*, 2010: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, 48(2), doi:10.1029/2008RG000280.
- Martins, J.A. *et al.*, 2009: Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. *J. Geophys. Res.*, 114(D2), doi:10.1029/2007JD009587.
- Martins, J.V. *et al.*, 2011: Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(18), 9485-9501, doi:10.5194/acp-11-9485-2011.
- Martins, L.D., 2006: Sensibilidade da formação de ozônio troposférico às emissões veiculares na Região Metropolitana de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 198 pp.
- Martins, L.D. *et al.*, 2008: Ambiental volatile organic compounds in the megacity of São Paulo. *Quím. Nova*, 31(8), 2009-2013.
- MCT, 2004: Primeiro Inventário Brasileiro de Emissões Antrópicas de Gases de Efeito Estufa não controladas pelo Protocolo de Montreal: Comunicação Inicial do Brasil, parte II. - Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.
- MCT, 2009: Inventário brasileiro das emissões e remoções antrópicas de gases de efeito estufa. Informações gerais e valores preliminares. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.
- Metay, A. *et al.*, 2007: N₂O and CH₄ emissions from soils under conventional and no-till management practices in Goiania (Cerrados, Brazil). *Geoderma*, 141(1-2), 78-88, doi: 10.1016/j.geoderma.2007.05.010.
- Milankovitch, M., 1941: *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade. English translation by Pantic, N., 1998: *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*. Alven Global, 636 pp. Citado por Le Treut, H. *et al.*, 2007: Historical overview of climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Miller, M. A. *et al.*, 2012: The radiation budget of the West African Sahel and its controls: a perspective from observations and global climate models. *Journal of Climate*, 25, 5976-5996. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00072.1
- Miranda, R.M. *et al.*, 2012: Urban air pollution: a representative survey of PM_{2.5} mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 63-77, doi:10.1007/s11869-010-0124-1.
- Neelin, J.D. e I.M. Held, 1987: Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget. *Mon. Weather Rev.*, 115, 3-12.

- Nordemann, D.J.R. *et al.*, 2005: Solar activity and El-Niño signals observed in Brazil and Chile tree ring records. *Adv. Space Res.*, 35(5), 891-896, doi:10.1016/j.asr.2005.03.151.
- OECD, 1991: Estimation of greenhouse gas emissions and sinks. Final Report from the OECD Experts Meeting, 18-21 February 1991. The Organisation for Economic Co-operation and Development (OECD), Paris, France.
- Pal, J.S. *et al.*, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM3.NET. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 88(9), 1395-1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.
- Patadia, F. *et al.*, 2008: A multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 113(D12), doi:10.1029/2007JD009486.
- Paulino, S. *et al.*, 2010: Evolution of particulate matter and associated metal levels in the urban area of Rio de Janeiro, Brazil. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.*, 84, 315-318.
- Pereira, G. *et al.*, 2009: Estimating trace gas and aerosol emissions over South America: relationship between fire radiative energy released and aerosol optical depth observations. *Atmos. Environ.*, 43(40), 6388-6397, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.09.013.
- Procopio, A.S. *et al.*, 2004: Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646.
- Ptashnik, I.V. *et al.*, 2004: Laboratory measurements of water vapour continuum absorption in spectral region 5000-5600 cm⁻¹: evidence for water dimers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130(602), 2391-2408, doi:10.1256/qj.03.178.
- Quaas, J. *et al.*, 2004: Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Météorologie Dynamique–Zoom (LMDZ) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 109(D8), doi:10.1029/2003JD004317.
- Quaas, J. *et al.*, 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. *J. Geophys. Res.*, 113(D5), doi:10.1029/2007JD008962.
- Quiterio, S.L. *et al.*, 2004: Metals in airborne particulate matter in the industrial district of Santa Cruz, Rio de Janeiro, in an annual period. *Atmos. Environ.*, 38(2), 321-331, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.09.017.
- Richey, J.E. *et al.*, 2002: Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416, 617–620.
- Rigozo, N. *et al.*, 2007: Solar and climate imprint differences in tree ring width from Brazil and Chile. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 69(4-5), 449-458, doi:10.1016/j.jastp.2006.10.013.
- Rigozo, N. *et al.*, 2008: Solar maximum epoch imprints in tree-ring width from Passo Fundo, Brazil (1741–2004). *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 70(7), 1025-1033, doi:10.1016/j.jastp.2008.02.002.
- Roberts, G.C. *et al.*, 2003: Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 108(D2), doi:10.1029/2001JD000985.
- Rosa, L.P. *et al.*, 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. *Clim. Change*, 66(1/2), 9-21, doi:10.1023/B:CLIM.0000043158.52222.ee.
- Rosário, N.M.E., 2011: Estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul e dos impactos do efeito radiativo direto das partículas de queimadas. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 pp.

Rusilo, L.C. e A.V. Manãs, 2010: GHG Protocol no contexto ambiental brasileiro: histórico e tendências, 16 pp. In: XIII SemeAd – Seminários em Administração da FEA-USP. Departamento de Administração, Faculdade de Economia, Administração e Contabilidade da Universidade de São Paulo (FEA-USP).

Sánchez-Ccoyllo, O.R. *et al.*, 2009: Vehicular particulate matter emissions in road tunnels in Sao Paulo, Brazil. *Environ. Monit. Assess.*, 149(1-4), 241-249, doi:10.1007/s10661-008-0198-5.

Santos, M.A., 2000: Inventário de emissões de gases de efeito estufa derivadas de hidrelétricas. Tese de Doutorado, Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-RJ), Rio de Janeiro, RJ, 147 pp.

Santos, M.A. *et al.*, 2005: Carbon dioxide and methane emissions from hydroelectric reservoirs in Brazil. Seminar on Greenhouse Fluxes from Hydro Reservoir and Workshop on Modeling Greenhouse Gas Emissions from Reservoir at Watershed Level, Eletrobras, Coppe/UFRJ. In: Global Warming and Hydroelectric Reservoirs [(Santos, M.A. e L.P. Rosa. (Orgs.)). Rio de Janeiro, RJ: COPPE/UFRJ, 2005, v. 1, pp. 81-94

Santos, M.A. *et al.*, 2006: Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, 34, 481–488.

Santos, M.A. *et al.*, 2008: Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. *Oecol. Bras.*, 12(1), 116-129.

Sena, E. T. *et al.*, 2013: Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1261–1275.

Schiffer, R.A. e W.B. Rossow, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (IS-CCP): the first project of the World Climate Research Programme. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 64(7), 1-6.

Shine, K.P. *et al.*, 2005: Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases. *Clim. Change*, 68(3), 281-302, doi:10.1007/s10584-005-1146-9.

Silva Júnior, R.S., 2009: Sensibilidade na estimativa da concentração de poluentes fotoquímicos com a aplicação de diferentes parametrizações de camada limite planetária utilizando o modelo de qualidade do ar WRF/CHEM. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 pp.

Soto-García, L.L. *et al.*, 2011: Evaluation of the carbon content of aerosols from the burning of biomass in the Brazilian Amazon using thermal, optical and thermal-optical analysis methods. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(9), 4425-4444, doi:10.5194/acp-11-4425-2011.

Souza Echer, M.P. *et al.*, 2008: Wavelet analysis of a centennial (1895–1994) Southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20' 33"W). *Clim. Change*, 87(3-4), 489-497, doi:10.1007/s10584-007-9296-6.

St. Louis, V.L. *et al.*, 2000: Reservoirs surfaces as sources of greenhouse gases to atmosphere: A global estimate. *BioScience*, 50(9), 766-755.

Swap, R. *et al.*, 1992: Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B*, 44(2), 133-149, doi:10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00005.x.

Ten Hoeve, J.E. *et al.* 2011: Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(7), 3021-3036, doi:10.5194/acp-11-3021-2011.

- Teodoru, C. R. *et al.* (2012). The net carbon footprint of a newly created boreal hydroelectric reservoir, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB2016, doi:10.1029/2011GB004187.
- Tinsley, B.A., 2008: The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics. *Rep. Prog. Phys.*, 71(6), 066801, doi:10.1088/0034-4885/71/6/066801.
- Trenberth, K.E. e A. Dai, 2007: Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15702, doi:10.1029/2007GL030524.
- Turner, D.D., *et al.*, 2004: The QME AERI LBLRTM: a closure experiment for downwelling high spectral resolution infrared radiance. *J. Atmos. Sci.*, 61(22), 2657-2675, doi:10.1175/JAS3300.1.
- Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256.
- Von Randow, C. *et al.*, 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1-3), doi:10.1007/s00704-004-0041-z.
- Wielicki, B.A. e R.N. Green, 1989: Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. *J. Appl. Meteor.*, 28, 1133-1146.
- Wielicki, B.A. *et al.*, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): an earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77(5), 853-868, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2.
- WRI, 2009: Annual Report 2009. World Resources Institute (WRI). Disponível em <http://www.wri.org/documents/wri-annual-report-2009>.
- Zhang, Y. *et al.*, 2008: A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon. *J. Geophys. Res.*, 113(D14), 1-13, doi:10.1029/2007JD009449.

A quantitative evaluation of the role of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue East of the Andes for frontogenesis in the South American subtropics

H. M. J. Barbosa¹ and J. M. Arraut²

¹Instituto de Física, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 187, São Paulo SP 05508-090, Brazil

²Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais, Av. dos Astronautas, 10758, São José dos Campos SP 12227-000, Brazil

Received: 26 April 2009 – Revised: 12 June 2009 – Accepted: 17 June 2009 – Published: 13 October 2009

Abstract. Previous studies have found the South American subtropics to exhibit high climatological frontogenesis in equivalent potential temperature during the austral summer. An important contribution to this pattern is given by frontogenesis over the Argentinean Col (AC), which separates the Northwestern Argentinean Low (NAL) from transient troughs to the south of it. The NAL and the Low Pressure Tongue east of the Andes (LPT) promote efficient transport of Amazonian humidity to the subtropics during the incursion of transient disturbances over the continent. The convergence of this strong warm and humid flow with mid-latitude air brought into the subtropics by the disturbance occurs preferentially in the neighborhood of the AC. The main difficulty in quantifying the contribution of the NAL, AC and LPT structure to frontogenesis in the South American subtropics is the automatic detection of the AC and LPT. In this paper an algorithm developed to this end is briefly presented and applied to obtain statistics on the role of these structures in frontogenesis. Six-hourly data from ECMWF ERA-40 Re-analysis over 21 austral summer periods (December–March) is used. Occurrences of the AC are highly concentrated between 34–39° S and 66–69° W, being present in this region in 42% of the time instants analyzed. The spatial average of the positive values of the frontogenesis over this region was calculated for each time step as a measure of intensity and histograms were built for the cases when the AC was and was not found inside this region. Mean, median and mode are larger for the distribution of cases with the presence of the AC. In addition, we present the frequency of occurrence of the AC as a function of the frontogenesis, showing that

it grows with the intensity of the frontogenesis, rising above the 0.955 quantile. We have not found any correlation between the AC frequency and the frontolysis intensity.

1 Introduction

South American subtropics exhibit high climatological frontogenesis in equivalent potential temperature during summer and deformation of the wind field is the main contributing mechanism. An analysis of the synoptic conditions present in high frontogenesis situations revealed the presence of the Northwestern Argentinean Low (NAL) and a transient trough to its south, both surrounded by an elongated trough, which has been named the Low Pressure Tongue east of the Andes (LPT). The neighborhood of the col separating the NAL from the transient trough to its south, named the Argentinean Col (AC), is a preferred spot for frontogenesis. The NAL and the LPT promote efficient transport of Amazonian humidity to the subtropics and mid-latitudes. The convergence of this strong warm and humid flow with mid-latitude air occurs preferentially in the neighborhood of the AC, which separates the NAL from the transient trough, making it very prone to frontogenesis (Arraut, 2007; Arraut and Barbosa, 2009).

An interesting question is to quantify the contribution of the NAL, AC and LPT structures to frontogenesis by deformation in the South American subtropics. However the main obstacle in doing so is the need for automatic detection of the AC and LPT. The goal of this paper is to present such a quantitative study, as well as the algorithm developed for automatic detection of these features of the geopotential field. It will be shown from a statistical view point that: (a) the presence of the AC and LPT favors frontogenesis, (b) the higher



Correspondence to: H. M. J. Barbosa
(hbarbosa@if.usp.br)

the frontogenesis the higher the statistical presence of these features, and (c) the AC and LPT are present in the majority of cases of high frontogenesis.

2 Data and Methods

Temperature, humidity and geopotential fields are taken from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) 40 years Reanalysis (ERA-40). Twenty one December to March seasons, from December 1981 to March 2002, are studied as in Arraut (2007). Equivalent potential temperature, θ_e , is calculated according to Bolton (1980). Frontogenesis in θ_e is calculated as a sum of four terms, following Ninomiya (1984):

$$FG = \frac{d|\nabla\theta_e|}{dt} = FG_1 + FG_2 + FG_3 + FG_4 \quad (1)$$

The four terms are:

$$FG_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \left[(\nabla\theta_e \cdot \nabla) \frac{d\theta_e}{dt} \right] \quad (2)$$

$$FG_2 = -\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} (\nabla\theta_e)^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3)$$

$$FG_3 = -\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} \left[\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right] A + 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} B \quad (4)$$

$$FG_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (5)$$

where u , v , w are the wind components and $A = \partial u / \partial x - \partial v / \partial y$ and $B = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y$ are deformation terms. FG_1 is the frontogenesis due to diabatic changes of θ_e . FG_2 and FG_3 are associated with the large scale horizontal flow. The first represents the effect of divergence and the latter that of deformation. FG_4 accounts for vertical advection of θ_e . FG_3 was found to be the most important term in subtropical South America (Arraut and Barbosa, 2009). This is in accordance with Ninomiya (1984) and Kodama (1992) who found it to be the main contributor to frontogenesis in the troposphere.

Based on these data an algorithm was developed to automatically detect the NAL, AC and LPT and applied to 10 184 six hour intervals to obtain statistics on the role of these structures in frontogenesis in θ_e over the South Americas subtropics. This algorithm can be divided into three main blocks: (1) locate NAL by searching for minima of the 850 hPa geopotential field, ϕ_{850} , (2) locate AC by searching for minima of $\nabla\phi_{850}$ and (3) locate LPT by searching for a self connection of ϕ_{850} that passes through AC and contains the NAL.

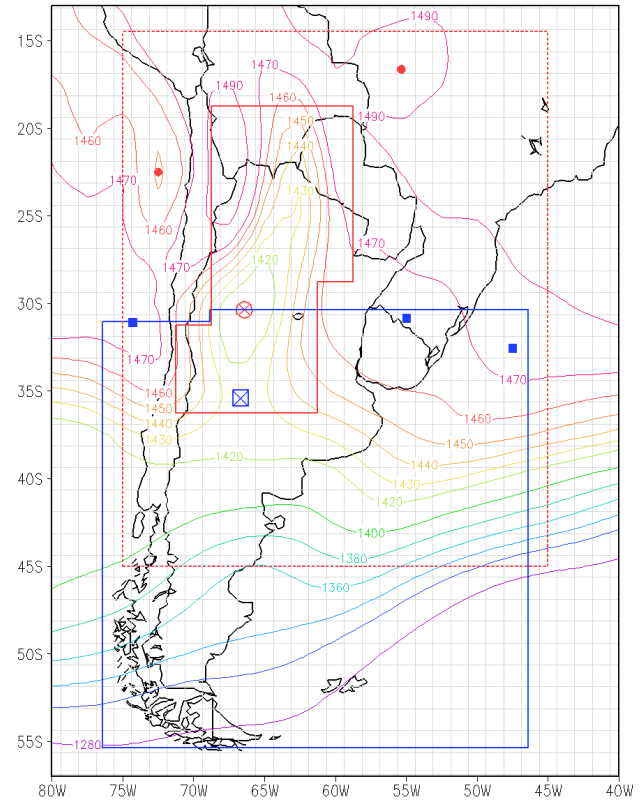


Fig. 1. Contours show ϕ_{850} (m) at 12 Z 24 December 1991. Polygons delimit search regions for: minimums of ϕ_{850} (dotted red); NAL position (red); AC position (blue). Markers indicate: lows (red), NAL (big red), cols (blue), AC (blue square)

2.1 Locate NAL

The first part of the algorithm detects the presence of the NAL, defined to be southernmost minimum of the 850 hPa geopotential field inside the region where the NAL is climatologically expected to be found, (full red line in Fig. 1).

Firstly a continuous geopotential function ϕ_{850} is defined, through the interpolation of the original $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ gridded dataset. Then a search for local minima of $\phi_{850}(\text{lat}, \text{lon})$ is performed using Powells minimization method in multi dimensions (Acton, 1990) as implemented by Press et al. (1992). Because numerical algorithms such as this will only search and find local minima close to the first guess, we take as candidate positions to the minimization algorithm the centers of all grid-points with values smaller than their neighbors. Figure 1 shows as a dotted red line the region used to select the initial positions from. To avoid convergence problems from the minimization algorithm, for all minima found it is verified if the laplacian of the geopotential field is greater than zero, $\nabla^2 \phi_{850} = \partial^2 \phi_{850} / \partial x^2 + \partial^2 \phi_{850} / \partial y^2 > 0$, a necessary condition for a point to be a minimum. For the

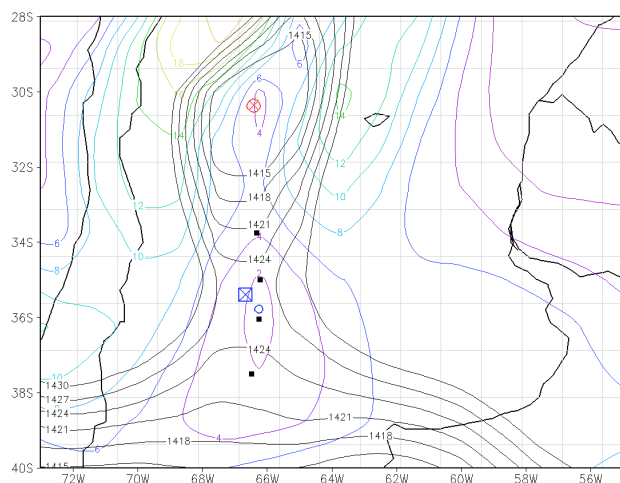


Fig. 2. Contours show the magnitude of $\nabla\phi_{850}$ (colors) and ϕ_{850} (black). Markers indicate: position of NAL (red circle), AC as candidate positions (black), position of AC as detected by the gradient (blue circle) and position of AC corrected using ϕ_{850} (blue square).

example situation presented in Fig. 1, the red markers show the minima found. From all of these, the southern most inside the climatological NAL region is taken to be the NAL.

2.2 Locate AC

If the Northwestern Argentinean Low is found at a given time, the algorithm searches for the col which separates the NAL from transient troughs to the south of it. Because AC is a mathematical saddle point of the geopotential field, it is also a minimum of the geopotential gradient. The algorithm takes advantage of this property for locating AC and basically repeats the procedure described above using the gradient instead of the field itself.

Firstly $|\nabla\phi_{850}|$ is calculated by finite differencing the original gridded dataset and then a continuous function is defined through its interpolation. Secondly, the minimization algorithm is used with initial positions taken to be the centers of the grid-points with values smaller than at least seven of their neighbors and the search is done only up to 25° to the south of the NAL (blue line in Fig. 1). This relaxed condition was found to be necessary because the finite differencing process can sometimes mask out true initial conditions. With this relaxation there are substantially more first guesses but all local minima of $|\nabla\phi_{850}|$ are guaranteed to be found. Figure 2 shows the gradient field in colored contours, the initial trial positions (black) and the found minimum (blue circle) for the same example situation as in Fig. 1. In this case all initial positions converged to the same minimum.

Finally, the positions found might correspond to maximums or minimums of ϕ_{850} which are excluded by looking at ϕ_{850} in the point's neighborhood. The top panel Fig. 3

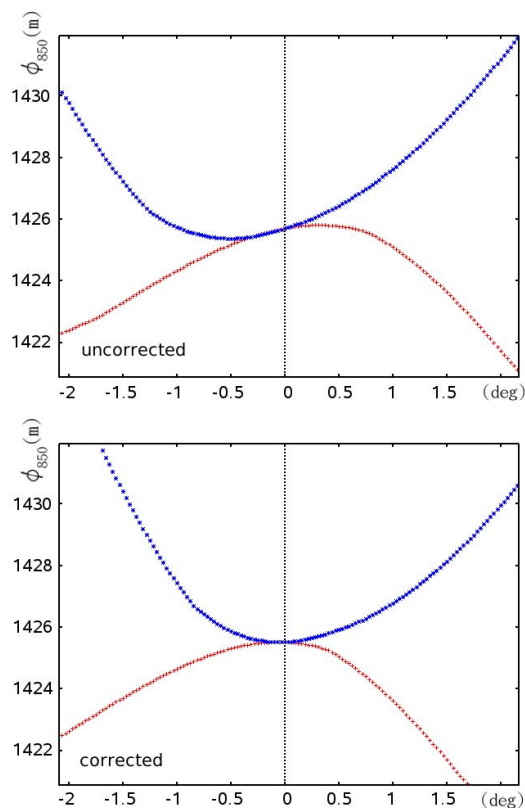


Fig. 3. The two panels show ϕ_{850} as a function of the distance (degrees) away from AC and along the directions of maximum growth (blue) and diminish (red) before (top) and after (bottom) the correction using ϕ_{850} is applied.

shows the geopotential as a function of the angular distance away from the tested point and along the perpendicular directions of its maximum (blue) and minimum (red) growth. In this particular case it is clear that the determinant of the Hessian matrix (i.e. the product of the curvatures) is negative and hence the point is indeed a saddle.

This graph also shows that the saddle position determined by minimizing $|\nabla\phi_{850}|$ is not exactly at the right place because the curves are not tangent at their inflection points. The algorithm then uses this information to move the point around until it finds the correct position, as shown in the lower panel of Fig. 3. The uncorrected and corrected positions are shown in Fig. 2 as a blue circle and a blue square respectively. A comparison with the geopotential shown in black contour shows the correction to be indeed necessary.

2.3 Locate the Tongue

If any cols were found, the algorithm follows on to verify which one is associated with the NAL. Because the Argentinean Col separates the NAL from transient troughs to the south of it and the AC is a mathematical saddle point of

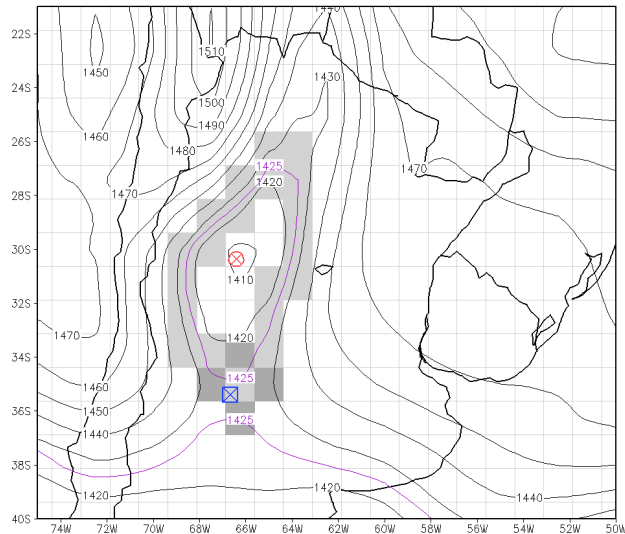


Fig. 4. Testing if NAL is inside the contour level that goes through AC. The contours show ϕ_{850} (m) with the tested contour in purple. The grid-boxes crossed by this contour are highlighted and ACs position is given by the blue box.

the geopotential field, there must be a equigeopotential line which goes through the AC and around the NAL.

Firstly the algorithm follows the equigeopotential leaving each of the saddle points. For each of these lines that formed a closed loop, the algorithm then verifies if it embraces the NAL. This is shown in Fig. 4. If it does, i.e., if AC and LPT were found, all information gathered for the NAL, AC and LPT structures are recorded and the algorithm advances in time and processes the next 6 h field.

3 Results

We applied our algorithm to data described in Sect. 2 and the AC was detected in 42% of the 10 184 time instants analyzed. Its occurrence is highly spatially concentrated in the region of maximum climatological frontogenesis by deformation in equivalent potential temperature (Arraut, 2007), as shown by a comparison of the top and lower panels in Fig. 5. For this reason, it was interesting to investigate the role of the Argentinean Col for frontogenesis in a statistical point of view. The region R, 30°–42.5° S and 62.5°–70° W, was defined for this statistical study (black rectangle in Fig. 5). It contains the region of maximum occurrence of the AC and allows some room so that frontogenesis occurring near the col can be taken into account. The average of the positive values of frontogenesis over R (DFG3+) was defined and calculated as in Arraut and Barbosa (2009) for all 10 184 time instants. Similarly, DFG3– was defined as the average of the negative values of frontogenesis.

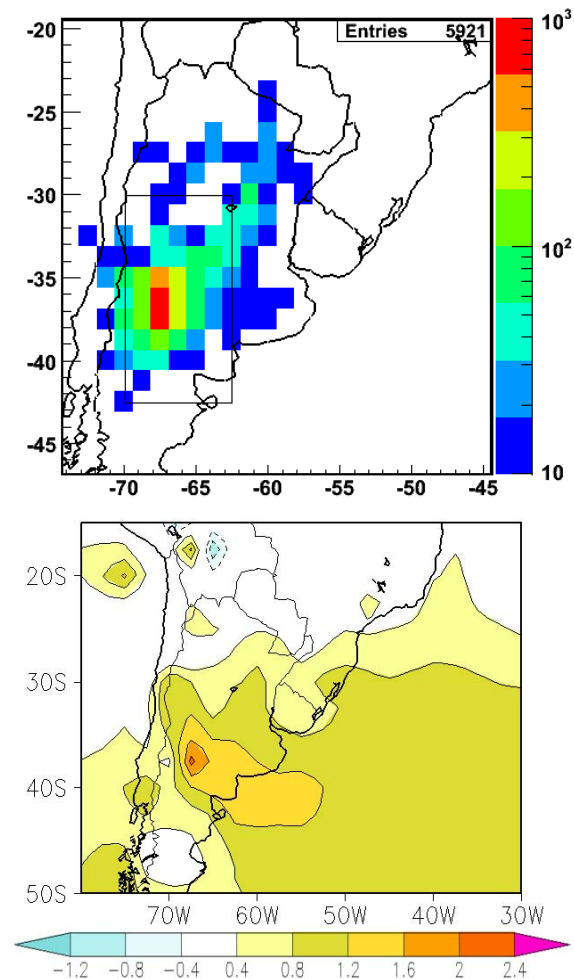


Fig. 5. Top: 2-D-Histogram of the occurrences of the AC with the LPT detected by our algorithm in the studied period. The number of events in each grid box is shown in a color-log scale. Lower: climatology of frontogenesis by deformation in equivalent potential temperature at 850 hPa. Color scale is in K/100 km/day.

Figure 6 shows the distribution of DFG3+ for all time instants analyzed (black), and also separately for the cases when the AC was detected (red) and when the AC was not detected (blue). The AC curve is shifted towards higher values of frontogenesis when compared to the no-AC curve. The first one is centered approximately around $\text{DFG3+}=1.5$ K/100 km/day whereas the second one is centered around 0.8 K/100 km/day. Mean, median and mode are larger for the situations when the AC and LPT are present, showing statement (a): the AC and LPT favor frontogenesis.

Although the total number of no-AC cases is larger than the total number of AC ones, the histograms intersect and AC cases become more numerous above a threshold of $\text{DFG3+}=1.8$ K/100 km/day. The AC histogram exhibits a heavier tale. This can be more clearly seen in the lower panel

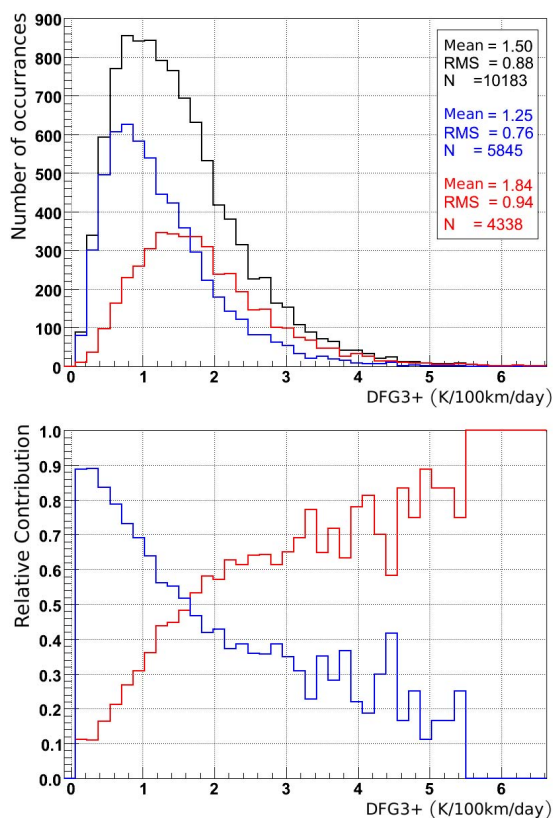


Fig. 6. Top: Histograms showing the distribution of DFG3+ for: all the time instants (black), only those when the AC was detected (red), and only those when the AC was not detected (blue). Lower: the relative contribution of the cases with (red) and without AC (blue).

of Fig. 6 which shows the relative distributions of DFG3+ for AC and no-AC cases. In other words, for each value of DFG3+ the curves show the fractions of AC and no-AC events relative to the total number of events. The fraction of AC cases grows steadily with increasing DFG3+ until about 2.7 K/100 km/day which, as Table 3 shows is the 0.9 quantile. Above this value growth goes on but with more noise since the number of events is small. This shows statement (b): the higher the frontogenesis the higher the statistical presence of the AC and LPT.

Table 3 shows values of DFG3+ corresponding to important quantiles as well as the AC fraction for events above and below these quantiles. Above the 0.5 quantile the AC fraction is around 57%. This grows to almost 70% for events above the 0.9 quantile and over 86% for events above the 0.995 quantile, which are slightly over 50 in number. The AC fraction is well above 50% for all quantiles above 0.5, which shows statement (c): the AC and LPT are present in the majority of events of high frontogenesis.

Table 1. DFG3+ quantiles and the fraction of events in which the AC is present in R for the events with DFG3+ above or lower than the quantile value.

Quantile q	Value of DFG3+	Fraction with Argentinean Col DFG3+ > q	DFG3+ < q
0.25	0.85	50.1%	20.0%
0.50	1.34	57.1%	28.0%
0.75	1.95	64.0%	35.3%
0.90	2.70	68.2%	39.7%
0.95	3.18	73.4%	41.0%
0.99	4.35	78.4%	42.2%
0.995	4.85	86.3%	42.4%

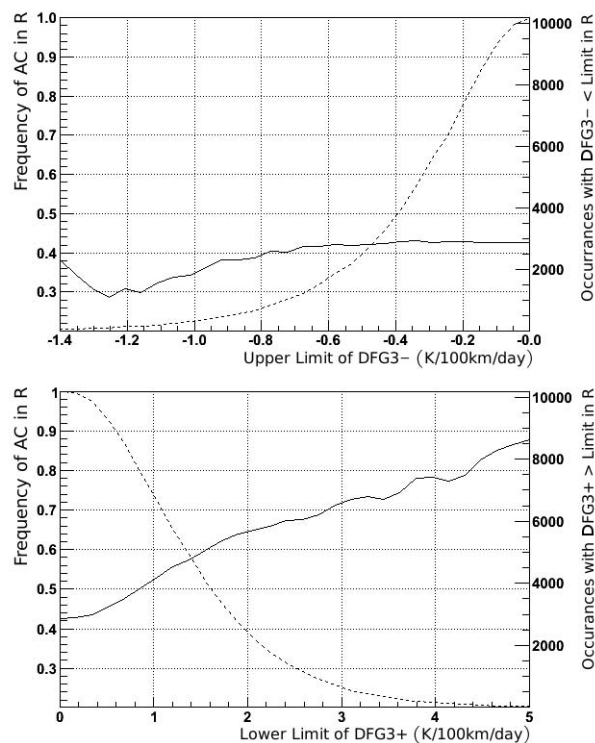


Fig. 7. Right: horizontal axis represents limiting values of DFG3+. The dashed line curve shows the number of events with DFG3+ greater than limit, while the continuous line curve shows the fraction of these events in which AC was found in R. Left: same as the right panel but for DFG3- lower than limit.

In the lower panel of Fig. 7 the dotted curve takes values in the right vertical axis and shows the total number of events above the DFG3+ thresholds shown on the x-axis. The full line curve take values in the left vertical axis and shows the AC fraction for events above the threshold. It is an expanded version of the information in the three columns on the left of Table 3. It shows how the AC fraction steadily grows as DFG3+ thresholds increases.

The plots shown in the upper panel of Fig. 7 are analogous to those in the lower panel, but they refer to negative frontogenesis, or frontolysis. The dotted curve shows the total number of events below the DFG3– threshold. Frontolysis is weaker when compared to frontogenesis. The first reaches values of $-1.5 \text{ K}/100 \text{ km/day}$ while the latter reaches values up to $+5 \text{ K}/100 \text{ km/day}$. It can also be seen that the intensity of frontolysis shows no appreciable correlation with the presence of the AC and LPT.

4 Conclusions

A quantitative evaluation of the importance of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue east of the Andes for frontogenesis by deformation in the South American subtropics was presented in this paper. It was shown that:

- (a) the presence of the AC and LPT favors frontogenesis,
- (b) the higher the frontogenesis the higher the statistical presence of these features,
- (c) the AC and LPT are present in the majority of cases of high frontogenesis.

Based on these results it can be concluded that the AC and LPT represent the single most important synoptic situation associated with high frontogenesis in the South American subtropics. Even though these are local features of the pressure field, this statement does not diminish the role of transient disturbances, which are an important cause of the strengthening of the NAL (Lichtenstein, 1980; Seluchi et al., 2003; Ferreira, 2008). In fact, in Arraut and Barbosa (2009) it is shown that *strong* frontogenesis is linked to *strong* NAL and LPT events with a baroclinic trough south of the AC and a maximum of wind speed in high levels. It is also shown that these events tend to be associated with strong convective rainfall. It is therefore the *interaction* between transient disturbances and local pressure field features of the South American subtropics that make it so prone to frontogenesis in equivalent potential temperature and strong convection.

Since we cannot distinguish cause and effect with the statistical approach used to quantify the importance of AC and LPT for frontogenesis, one could ask whether the inverse relation holds, i.e., could frontogenesis promote the formation of AC and LPT? To clarify this issue it is important to note that the AC is a geometrical necessity whenever the NAL is formed. This can be easily seen by considering the geostrophic wind. A col is necessary to separate the easterlies south of the NAL from the extra-tropical westerlies.

While the idea of frontogenesis by deformation being favored in the neighborhood of a col, first put forward by Petterssen (1956), is quite simple, a *direct* manner in which frontogenesis may locally promote col formation is hard to imagine. However, an *indirect* mechanism for this, in South

America, has been proposed (Arraut, 2007): frontogenesis intensifies and/or maintains a high level jet, perpetuating the Zonda wind adiabatic forcing and hence the NAL and AC.

An interesting issue for future studies is whether the NAL and LPT formation are more predictable than frontogenesis itself, in which case topic forecasting or nowcasting the LPT could be useful for weather prediction.

Acknowledgements. This research was partially financed by “Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES)”. ECMWF ERA40 data used in this study have been obtained from the ECMWF data server.

Edited by: R. Garraud

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Acton, F. S.: Numerical methods that work, Mathematical Association of America, Washington, corrected edition edn., 1990.
- Arraut, J. M.: Fronts and frontogenesis during summer: geometrical and dynamical aspects and the influence over rainfall on the South American subtropics, Ph.D. thesis, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – INPE, Rodovia Presidente Dutra Km 40 Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil, online available at: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>, 2007 (in Portuguese).
- Arraut, J. M. and Barbosa, H. J. M.: Large Scale Features Associated with Strong Frontogenesis in Equivalent Potential Temperature in the South American Subtropics East of the Andes, Adv. Geo., this special volume, 2009.
- Bolton, D.: The Computation of Equivalent Potential Temperature, Mon. Weather Rev., 108, 1046–1053, 1980.
- Ferreira, L.: Causes and Variability of the Northwestern Argentinean Low and Impacts Over Local Circulation Patterns, Ph.D. thesis, Universidade de Buenos Aires, 2008 (in Spanish).
- Kodama, Y.-M.: Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones, J. Meteorol. Soc. Jpn, 70, 813–835, 1992.
- Lichtenstein, E. R.: La depresion del noroeste argentino (The northwestern Argentinian low), Ph.D. thesis, Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina, 1980.
- Ninomiya, K.: Characteristics of Baiu Front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere, J. Meteorol. Soc. Jpn, 62, 880–894, 1984.
- Petterssen, S.: Weather analysis and forecasting, McGraw-Hill, New York, 2nd edn., 1956.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., and Vetterling, W. T.: Numerical recipes in Fortran 77: the art of scientific computing, Cambridge University Press, Cambridge, 2 edn., 1992.
- Seluchi, M. E., Saulo, C., Nicolini, M., and Satyamurty, P.: The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events, Mon. Weather Rev., 132, 2361–2378, 2003.

Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes

J. M. Arraut¹ and H. M. J. Barbosa²

¹Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais, Av. dos Astronautas, 1758, São José dos Campos SP 12227-010, Brazil

²Instituto de Física, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 187, São Paulo SP 05508-090, Brazil

Received: 26 April 2009 – Revised: 1 July 2009 – Accepted: 8 July 2008 – Published: 13 October 2009

Abstract. South American subtropics east of the Andes exhibit a region of intense climatological frontogenesis in equivalent potential temperature (EPT) in the December to March season, mostly produced by deformation of the wind field. The goal of this paper is to investigate the large scale features associated with intense and weak frontogenesis by deformation (FGD) in EPT in the region where it attains its climatological maximum. This can be approximately delimited by 32–42° S and 66–69° W, which is small enough as to contain only one synoptic perturbation at a time. The spatial average of the positive values of frontogenesis at 850 hPa over the whole region (DFG+) is used to represent the strength of the perturbation. ECMWF ERA-40 reanalysis data set is used to calculate DFG+ at six hour intervals for 21 seasons (1981–2002). Compositing analysis is carried out for strong (above the 0.75 quantile) and weak (below the 0.25 quantile) events. For strong events the geopotential field at 850 hPa exhibits the North Argentinean Low (NAL), a transient trough and the Low Pressure Tongue East of the Andes (LPT). Upon comparison with the composite field of FGD it can be observed that FGD exhibits a strong maximum over the Argentinean Col (AC) which separates the NAL and the trough. These features are absent in the weak frontogenesis composite, which exhibits a stronger South Pacific Subtropical High close to the continent. At 250 hPa the strong FGD composite exhibits a trough over the Andes with a wind speed maximum to its east. Both of these features are associated with the deepening of the NAL in the literature.

These are not present in the weak FGD composites. Strong events show an intense quasi meridional corridor of water vapor transport from the Amazon to the subtropics that encounters westerly flow in the neighborhood of the AC. This is absent in weak events. A preliminary analysis of precipitation is carried out using the GPCP daily data set. An intense precipitation nucleus appears slightly northeast of the AC, with maximum intensity in the day that follows the strong events. Weak events exhibit a drying of the subtropics instead, between one and three days after the events. Higher precipitation over the oceanic South Atlantic Convergence Zone can be also observed. Analogous composites were constructed for the presence and absence of both the AC and the LPT, showing similar characteristics to the strong and weak FGD event composites respectively, but with lower intensities. This shows that by selecting strong FGD events, intense NAL and LPT events are also singled out.

1 Introduction

South America east of the Andes is a place of frequent interchange of air masses between the tropics and the midlatitudes, deeply affecting its weather and climate. The Andes Cordillera plays a central role in promoting this interchange in more than one way. In the first place, it efficiently blocks the low level zonal flow. During summer, when the easterly trade winds entering the continent from both hemispheres have a northerly component, this blocking effect channels them southwards, promoting transport of tropical air into higher latitudes (Virji, 1981; Kleeman, 1989; Marengo et al., 2002, 2004). During winter the North



Correspondence to: J. M. Arraut
(josefina.arraut@cptec.inpe.br)

Atlantic High penetrates the continent and a similar channelling can be observed with easterly winds from its northern branch. Incursions of midlatitude air into the subtropics and tropics, termed cold air incursions, happen all year round (Parmenter, 1976; Kousky, 1979; Marengo et al., 1997). Garreaud and Wallace (1998) and Garreaud (2000) explained the mechanism: the Andes dam the easterly flow north of transient highs penetrating the continent from the Pacific. This leads to the formation of a high pressure dome east of the mountains which forces the air northwards with the Cordillera acting as a western border that compensates the Coriolis force.

A second and indirect way in which the Andes affect wind flow over the continent is through the Northwestern Argentinean Low (NAL). This low, which forms close to the mountains, increases the westward component of the pressure gradient force over the continent and promotes geostrophic southward flow to its east. During summer it forms mostly due to strong surface heating but is particularly intense when a westerly jet is present in high levels over the Cordillera. Many authors have attributed this to heating through the Föhn effect, locally called the Zonda winds. During winter, when surface heating is less intense, this seems to be the main formation mechanism (Lichtenstein, 1980; Seluchi et al., 2003; Ferreira, 2008).

During summer, tropical air masses that migrate southwards over South America are very moist because they form over the warm tropical Atlantic and flow over Amazonia, whereas midlatitude air is both colder and drier. In this context strong frontogenesis in equivalent potential temperature would mark particularly intense encounters of air masses. Such an environment could promote the development of strong convection.

It will be shown that subtropical South America east of the Andes exhibits strong climatological frontogenesis in equivalent potential temperature, which is mainly due to deformation of the wind field. Compositing analysis will be used to investigate the large scale conditions under which this frontogenesis occurs and evaluate its effect over rainfall.

As will be seen, in situations of high frontogenesis the geopotential field exhibits the NAL, a transient trough to its south and an elongated trough reaching from 40° S to the deep tropics that envelops both. This elongated trough is termed the Low Pressure Tongue east of the Andes (Arraut, 2007), it allows for the formation of an intense moisture corridor from the deep tropics of the continent into its subtropics and midlatitudes. Frontogenesis by deformation is maximum over the col separating the NAL from the transient trough, which is here called the Argentinean Col. The idea of frontogenesis being favoured by the deformation of the wind field around a col was first put forward by Petterssen (1956). It will be seen that, while the NAL and Low Pressure Tongue structure promote the transport of tropical air to the subtropics and into the midlatitudes, the wind field in the neighborhood of the Argentinean Col favours the encounter of

the tropical air mass with the colder and drier extra-tropical westerlies. Intense rainfall is shown to ensue with a 1-day delay.

Another compositing analysis is carried out to investigate the large scale conditions associated with the presence and absence of the Argentinean Col (AC) inside the studied region and the Low Pressure Tongue east of the Andes (LPT). To achieve this it was necessary to use an algorithm for automatic detection of these features, which is described in Barbosa and Arraut (2009).

2 Data and methods

Temperature, humidity and wind fields are taken from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) 40 years Reanalysis (ERA-40). These data are available at six hour intervals and twenty one December to March seasons are studied, from December 1981 to March 2002. In total 10 184 time instants were analyzed, each being seen as an event. Frontal incursions generally happen over a few days so that many of our events are not independent. However this is not a problem since this assumption is not necessary for our conclusions.

Rainfall is taken from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) One-Degree Daily Precipitation Data Set (Huffman et al., 2001). This dataset is available on a daily basis from October 1996 onwards and for this reason the compositing analysis of the precipitation field is based only on seven seasons. Moreover, the rainfall rate of a day is repeated in the four ERA40 time instants. Equivalent potential temperature, θ_e , is calculated according to Bolton (1980). Frontogenesis in θ_e , FG , is calculated using the decomposition suggested by Ninomiya (1984):

$$FG = \frac{d|\nabla\theta_e|}{dt} = FG_1 + FG_2 + FG_3 + FG_4 \quad (1)$$

where

$$FG_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \left[(\nabla\theta_e \cdot \nabla) \frac{d\theta_e}{dt} \right] \quad (2)$$

$$FG_2 = -\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot (\nabla\theta_e)^2 D \quad (3)$$

$$FG_3 = -\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} \left[\left\{ \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right\} A + 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} B \right] \quad (4)$$

$$FG_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (5)$$

D is the divergence while $A = \partial u / \partial x - \partial v / \partial y$ and $B = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y$ are deformations. FG_1 is the frontogenesis due to diabatic changes of θ_e . FG_2 and FG_3 are associated with the large scale horizontal flow. The first

represents the effect of divergence and the latter that of deformation. FG_4 accounts for vertical advection of θ_e .

As the next section will show, frontogenesis exhibits an intense maximum over the continent and the deformation term is by far the most important one. This is in accordance with Ninomiya (1984); Kodama (1992), who found FG_3 to be the main contributor to frontogenesis in the troposphere. The region of strong frontogenesis over the continent is mostly from -42.5° S to -30° S and -70° W to -62.5° W, which is small enough to contain only one synoptic disturbance at any given time. For this reason the spatial average of frontogenesis over the region affords a simple measure of the intensity of the disturbance. Fronts are quite smaller in width than the latitudinal length of our region, so the spatial average on its own does not adequately narrow down their position. This could lead to “fuzzy” composites. However the frontogenesis composite produced is sharp, which evidences a very small variation of latitudinal position for fronts crossing this region. This we attribute to their path being constrained by the geometry of the local pressure field (Arraut, 2007). This issue will be further dealt with in the Sect. 4.

There is one other matter to be considered in the averaging procedure. Frontogenetic disturbances can be followed by frontolysis which would mask the intensity of the event. To avoid this all negative values are substituted by zero when the mean is taken and the result is called DFG+. This is better than averaging over the area of positive frontogenesis because strong disturbances only partially contained in the studied region are less likely to become part of the high frontogenesis composites. This avoids the inclusion of different stages of the displacement of a front in the composite, which could cause undesired smoothing of important features.

The time series of spatially averaged frontogenesis is analysed and compositing analysis is performed for values above the 0.75 quantile and below the 0.25 quantile. That is to say, of all times analysed the upper quarter according to frontogenesis intensity is considered as well as the lower quarter.

3 Climatological frontogenesis

Figure 1 shows the climatology of total frontogenesis as well as that of each separate term. For total frontogenesis a strong maximum is present close to the Andes between 30° S and 40° S and a diagonal band stretching southeastwardly into the ocean can be seen. The deformation term gives the most important contribution. It is the most intense, with a maximum east of the Andes around 37° S, and also accounts for the diagonal structure reaching the coastal Atlantic. For this reason only the deformation term is considered from now on and it will simply be called frontogenesis.

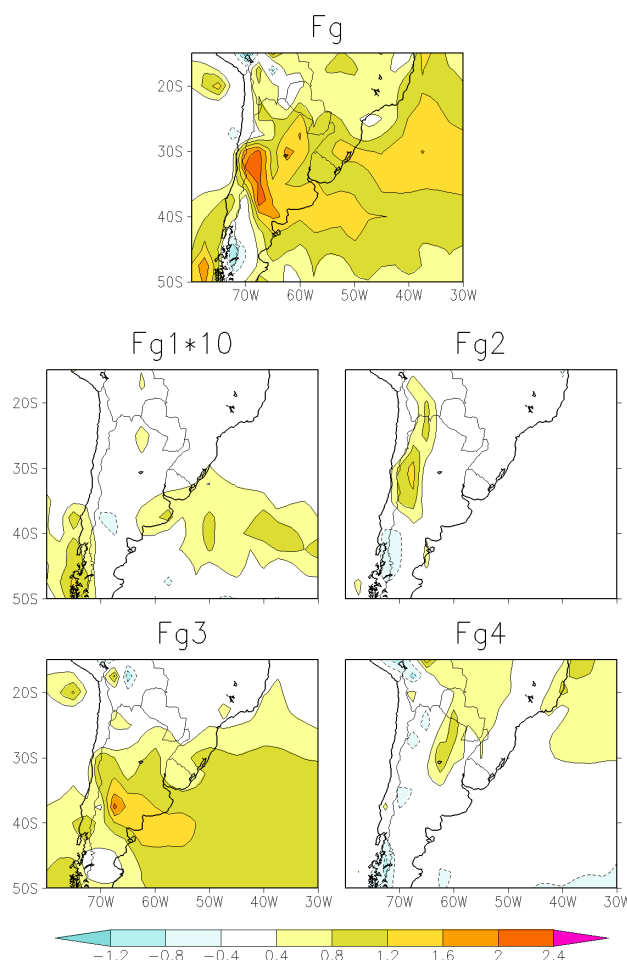


Fig. 1. Climatology of frontogenesis in θ_e (K/100 km/day) at 850 hPa. Total frontogenesis Fg is the sum of the four terms FG_1 , FG_2 , FG_3 and FG_4 , calculated following Ninomiya (1984).

4 Compositing analysis

4.1 Frontogenesis composites

The top panels of Fig. 2 show geopotential and frontogenesis, both at 850 hPa for high (left) and low (right) frontogenesis situations.

4.1.1 High frontogenesis

A sharp maximum can be seen over the continent, slightly north of 40° S. A much weaker diagonal band stretches southeastwardly into the Atlantic. This shows that fronts passing inside the studied region have positions which, for this data resolution, are almost coincident.

The geopotential field shows the Low Pressure Tongue east of the Andes, the NAL as well as a transient trough to its south. All of these features are sharp and similar to what can be seen in individual events (not shown). The location

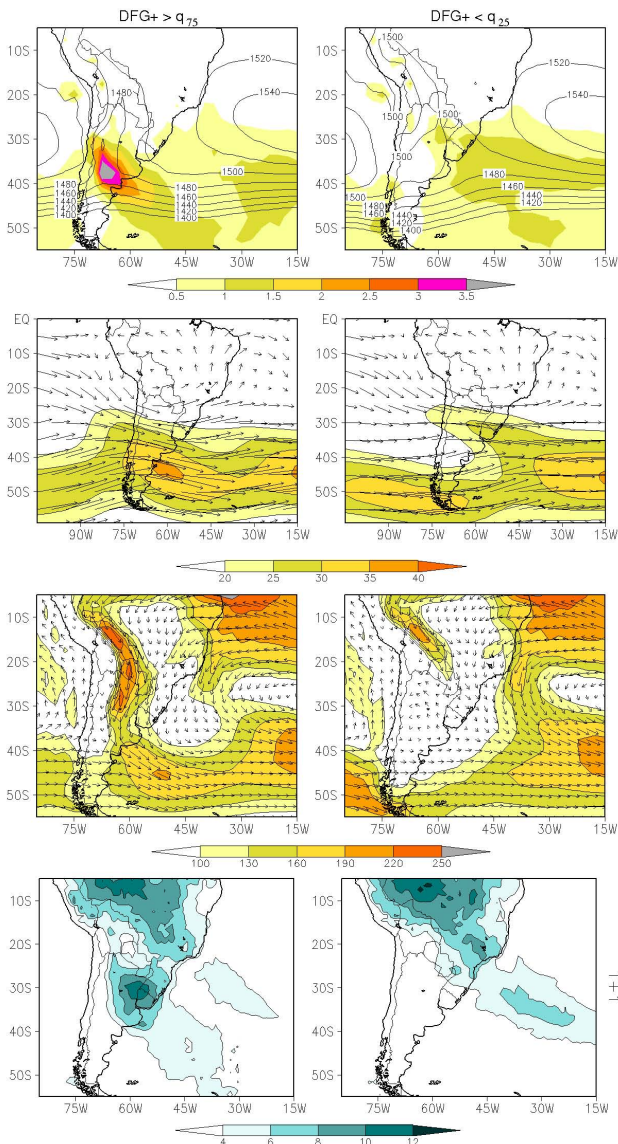


Fig. 2. Composites for cases with $DFG+ > q_{0.75}$ (left) and $DFG+ < q_{0.25}$ (right) are shown. From top to bottom, the panels show geopotential height (m) and FG_3 (K/100 km/day) at 850 hPa, wind vectors and its magnitude (m/s) at 250 hPa, vertically integrated humidity transport and its magnitude (kg/m/s), and precipitation (mm/day) with 1-day lag.

of the Argentinean Col is coincident with that of strongest frontogenesis.

Composites of wind vectors and wind speed, both at 250 hPa are shown on the second row of panels of Fig. 2. For high frontogenesis there is a trough straddling the Andes with a maximum of wind speed to its east. These features are compatible with the initial phase of a frontal incursion. They are similar to those reported during NAL events and the presence and position of the wind speed maximum is such as would cause the Zonda wind (Lichtenstein, 1980; Seluchi et al., 2003; Ferreira, 2008).

The third row of panels of Fig. 2 show vectors of vertically integrated moisture transport as well as its intensity. High frontogenesis situations exhibit an intense moisture transport corridor close to the eastern Andes from the deep tropics all the way to the midlatitudes. Comparing with the geopotential field it can be seen that this transport takes place on the eastern side of the Low Pressure Tongue and close to the Argentinean Col it diminishes, increasing again to its south. In the neighborhood of the Col this flow encounters the extra-tropical westerlies accounting for the, previously discussed, intense frontogenesis. While the NAL and Low Pressure Tongue promote the southward transport of the tropical air mass, the geometry of the wind field in the neighborhood of the Col favors a violent encounter with the colder and drier extra-tropical air.

Composites of rainfall with one day lag are shown in the bottom panels of Fig. 2. For high frontogenesis a strong, vaguely circular, rainfall pattern with intensity reaching above 12 mm/day can be seen over the triple frontier of Brazil, Uruguay and Argentina. This is immersed in a much weaker diagonal band extending into the South Atlantic. It is located slightly to the northeast of the AC, where moisture transport slows down, likely due to convergence.

4.1.2 Low frontogenesis

None of the features observed in the high frontogenesis composites are present in those for low frontogenesis. In fact, high level winds show a weak ridge straddling the Andes. The direction of vertically integrated moisture flow reflects that of low level winds and is from the south in the subtropics. Low level geopotential also shows a weak ridge. The 1-day lagged rainfall shows a drying of the continental subtropics and an enhancement of rainfall in a diagonal band over the ocean, to the northeast. These are compatible with the situation following a frontal incursion.

4.2 Argentinean Col composites

Figure 3 presents composites analogous to the one described above, but built for the presence and absence of the Argentinean Col inside the study region and the Low Pressure Tongue east of the Andes. For simplicity these shall be called AC and no-AC composites. AC composites contain 42% of all events while no-AC composites contain the remaining 58%.

It is important to note that the Argentinean Col is a geometrical necessity whenever the NAL is formed. This can be easily seen by considering the geostrophic wind field; a col is necessary to separate the easterlies south of the NAL from the extra-tropical westerlies. In fact the algorithm for detection of the Col begins by searching for the NAL. In these composites it is verified if the Argentinean Col lies within the studied region, as well as if its separatrices form a self connection containing the NAL. Occurrences of the Argentinean

Col are in fact highly concentrated in the studied region (see Arraut, 2007 and Arraut and Barbosa, 2009).

It is interesting to note that AC composites are all qualitatively similar to high frontogenesis composites, although showing lower intensity. In particular we point out that the geopotential and frontogenesis composites show a maximum of frontogenesis over the Argentinean Col with a diagonal band protruding southeastwardly into the Atlantic. Frontogenesis is weaker than in the high frontogenesis composite which contains the strongest 25%, while 42% of events are included in this case. Interestingly however, the NAL and Low Pressure Tongue are also weaker, as is the meridional moisture transport on their eastern flanks. This shows that by selecting high frontogenesis events, strong cases of the Low Pressure Tongue were also selected.

5 Conclusions

It was shown that the South American subtropics exhibit high frontogenesis in equivalent potential temperature during summer. Deformation of the wind field is the most important contributor.

The synoptic situation associated with high frontogenesis includes a high level trough straddling the Andes with a maximum of wind speed to its east. The NAL and Low pressure Tongue are formed over the continent, on their eastern flanks intense moisture flow from the tropics into the subtropics and midlatitudes takes place. Frontogenesis exhibits an intense and sharp maximum over the continent, its position coinciding with that of the Argentinean Col.

It is relevant to observe that the simultaneous presence of the high level wind maximum over the continent and the NAL in the low levels is in agreement with the findings of previous authors regarding the contribution of the Zonda wind to the formation of the NAL.

It is concluded that:

1. High frontogenesis over subtropical South America occurs when frontal incursions foster the NAL and Low Pressure Tongue formation.
2. These structures promote the transport of tropical air into the subtropics and midlatitudes, thus enhancing frontogenesis.
3. The geometry of the wind field in the neighborhood of the Argentinean Col is such that it promotes the “violent” encounter of the tropical air with the extra-tropical westerlies, accounting for the maximum of frontogenesis.
4. From this encounter of air masses strong precipitation ensues, with maximum intensity delayed one day.

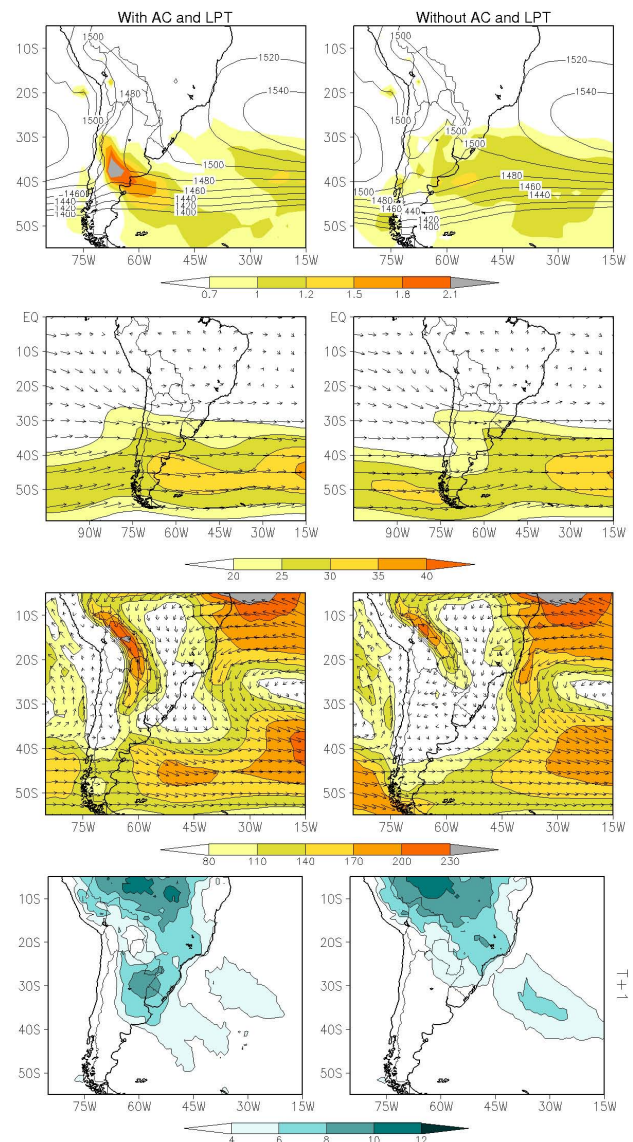


Fig. 3. Composites for cases with (left) and without (right) AC and LPT inside the selected region. From top to bottom, the panels show geopotential height (m) and FG_3 (K/100 km/day) at 850 hPa, wind vectors and its magnitude (m/s) at 250 hPa, vertically integrated humidity transport and its magnitude (kg/m/s), and precipitation (mm/day) with 1-day lag.

The rainfall pattern is compatible with that of Meso-scale Convective Complexes and the question of whether the Argentinean Col promotes the formation of MCCs merits investigation.

All of the above described features are more intense in the high frontogenesis composites than in the AC composites, even the AC and LPT themselves. While the high frontogenesis composites include 25% of all events the AC composites include 42%. This shows that by selecting higher frontogenesis strong NAL and LPT cases are indirectly selected.

Acknowledgements. The first author thanks J. L. Arraut for helpful discussions. This research was partially financed by “Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES)”. ECMWF ERA40 data used in this study have been obtained from the ECMWF data server.

Edited by: R. Garraud

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Arraut, J. M.: Fronts and frontogenesis during summer: geometrical and dynamical aspects and the influence over rainfall on the South American subtropics, Ph.D. thesis, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – INPE, Rodovia Presidente Dutra Km 40 Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil, online available at: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>, 2007 (In Portuguese).
- Arraut, J. M. and Barbosa, H. M. J.: Large Scale Features Associated with Strong Frontogenesis in Equivalent Potential Temperature in the South American Subtropics East of the Andes, *Adv. Geosci.*, this special volume, 2009.
- Barbosa, H. M. J. and Arraut, J. M.: A quantitative evaluation of the role of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue East of the Andes for frontogenesis in the South American subtropics, *Adv. Geosci.*, this special volume, 2009.
- Bolton, D.: The Computation of Equivalent Potential Temperature, *Mon. Weather Rev.*, 108, 1046–1053, 1980.
- Ferreira, L.: Causes and Variability of the Northwestern Argentinean Low and Impacts Over Local Circulation Patterns (in Spanish), Ph.D. thesis, Universidade de Buenos Aires, 2008.
- Garraud, R. D.: Cold Air Incursions Over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics, *Mon. Weather Rev.*, 128, 2544–2559, 2000.
- Garraud, R. D. and Wallace, J. M.: Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical South America, *Mon. Weather Rev.*, 126, 2713–2733, 1998.
- Huffman, G. J., Adler, R., Morrissey, M., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., and Susskind, J.: Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations, *J. Hydrometeorol.*, 2, 36–50, 2001.
- Kleeman, R.: A Modeling Study of the Effect of the Andes on the Summertime Circulation of Tropical South America, *J. Atmos. Sci.*, 44, 3344–3362, 1989.
- Kodama, Y.-M.: Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 70, 813–835, 1992.
- Kousky, V. E.: Frontal influences on northeast Brazil, *Mon. Weather Rev.*, 107, 1142–1153, 1979.
- Lichtenstein, E. R.: La depresión del noroeste argentino (The northwestern Argentinian low), Ph.D. thesis, Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina, 1980.
- Marengo, J., Douglas, M., and Silva Dias, P. L.: The South American Low Level Jet East Of the Andes During the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC Campaign, *J. Geophys. Res.*, 107, 47-1–47-11, 2002.
- Marengo, J., Soares, W., Saulo, C., and Nicolini, M.: Climatology of the Low Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: characteristics and temporal variability, *J. Climate*, 17, 2261–2280, 2004.
- Marengo, J., Cornejo, A., and Satyamurty, P. et al.: Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: the Strong Event in June 1994, *Mon. Weather Rev.*, 125, 2759–2786, 1997.
- Ninomiya, K.: Characteristics of Baiu Front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 62, 880–894, 1984.
- Parmenter, F. C.: A southern hemisphere cold front passage at the equator, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 57, 1435–1440, 1976.
- Petterssen, S.: Weather analysis and forecasting, McGraw-Hill, New York, 2nd edn., 1956.
- Seluchi, M. E., Saulo, C., Nicolini, M., and Satyamurty, P.: The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events, *Mon. Weather Rev.*, 132, 2361–2378, 2003.
- Virji, H.: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, *Mon. Weather Rev.*, 109, 599–610, 1981.

Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America

JOSEFINA MORAES ARRAUT AND CARLOS NOBRE

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, Brazil

HENRIQUE M. J. BARBOSA

Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

GUILLERMO OBREGON AND JOSÉ MARENGO

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, Brazil

(Manuscript received 4 November 2010, in final form 17 June 2011)

ABSTRACT

This is an observational study of the large-scale moisture transport over South America, with some analyses on its relation to subtropical rainfall. The concept of aerial rivers is proposed as a framework: it is an analogy between the main pathways of moisture flow in the atmosphere and surface rivers. Opposite to surface rivers, aerial rivers gain (lose) water through evaporation (precipitation). The magnitude of the vertically integrated moisture transport is discharge, and precipitable water is like the mass of the liquid column—multiplied by an equivalent speed it gives discharge. Trade wind flow into Amazonia, and the north/northwesterly flow to the subtropics, east of the Andes, are aerial rivers. Aerial lakes are the sections of a moisture pathway where the flow slows down and broadens, because of diffluence, and becomes deeper, with higher precipitable water. This is the case over Amazonia, downstream of the trade wind confluence. In the dry season, moisture from the aerial lake is transported northeastward, but weaker flow over southern Amazonia heads southward toward the subtropics. Southern Amazonia appears as a source of moisture to this flow. Aerial river discharge to the subtropics is comparable to that of the Amazon River. The variations of the amount of moisture coming from Amazonia have an important effect over the variability of discharge. Correlations between the flow from Amazonia and subtropical rainfall are not strong. However, some months within the set of dry seasons observed showed a strong increase (decrease) occurring together with an important increase (decrease) in subtropical rainfall.

1. Introduction

In this paper, the large-scale moisture transport over South America is studied throughout the year, using a novel approach. Some exploratory analyses are presented regarding the relation between this transport and subtropical rainfall. Emphasis is given to the dry season, when the potential effects of deforestation owing to the exchange of moisture between the surface and the atmosphere would be more intensely felt.

The South American subtropics are quite humid in comparison to the usually drier subtropical belts of the

planet, which are generally under the subsidence branch of the Hadley cell. Although there is clearly a wet season, there are areas with high rainfall throughout the year. These areas are fed by large-scale moisture transport. This work specifically considers the large-scale moisture flow over Amazonia, which veers southward to flow toward the subtropics, and the rainfall areas that it feeds. The South Atlantic convergence zone (SACZ) region receives most of its moisture from the northerly branch of the South Atlantic subtropical high and is not dealt with here.

The following questions are considered.

- Is Amazonia a source of moisture for the atmosphere—when and where? There has been much speculation on this issue because of measurements (such as in Nobre et al. 1991) showing a moister atmosphere over forests than over the adjacent ocean.

Corresponding author address: Josefina Moraes Arraut, Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Av. dos Astronautas, 1758, São José dos Campos, São Paulo 12227-010, Brazil.
E-mail: josefina.arraut@cptec.inpe.br

- How much moisture is delivered by the large-scale flow to the high-rainfall regions in the subtropics?
- What is the importance of moisture coming from Amazonia to this flow?
- What is the role of exchanges with the surface along the way?
- How is the variation of the amount of moisture leaving Amazonia related to the variation of subtropical rainfall?

a. Aerial rivers

The term *atmospheric river* was proposed in Newell et al. (1992), Newell and Zhu (1994), and Zhu and Newell (1998) in reference to filamentary structures in the vertically integrated moisture flow field, which are responsible for very intense transport. These are typical of the extratropical latitudes, where the flow shows turbulence in the large scale. At any given time a small number of these structures, generally around four or five, can account for more than 90% of the poleward moisture transport in the midlatitudes. The moisture flow east of the Andes was identified as a filamentary structure and therefore an atmospheric river in Newell et al. (1992); however, little is mentioned in subsequent literature on the subject, probably because it holds little dynamical resemblance to the more poleward-lying rivers.

Preferential pathways of moisture flow can also be identified in the tropics, although they could not be described as filamentary. Oftentimes, moisture will flow over large distances from the deep tropics to the subtropics and beyond. Observations show that long-term mean high rainfall in the southern subtropics during southern summer occurs where the trade winds flow poleward after undergoing sharp turns: the South Pacific convergence zone (SPCZ); the SACZ (Kodama 1992); and across South America east of the Andes (Arraut and Satyamurty 2009). This last pathway was called an aerial river in Arraut and Satyamurty. The section of this flow lying adjacent to the Andes will, on some occasions, develop a core of particularly high speed called the South American low-level jet.

Intense moisture fluxes are often called moisture conveyor belts in the literature. However, this analogy draws attention away from the fact that exchanges between the surface and the atmosphere take place along the way. In some cases these may be quite intense, as with moisture coming from the tropical Atlantic and going over Amazonia on its way to the South American subtropics. The term *aerial river* is proposed here for all preferential pathways of moisture flow, filamentary or broad, because a near-complete symmetry/analogy can be established with the surface rivers. Aerial rivers lose water through

precipitation and gain it through evaporation, while with surface rivers just the opposite takes place. The magnitude of the vertically integrated moisture transport is the discharge at each point, and precipitable water is like the mass of the liquid column, which is directly proportional to its height—multiplied by an equivalent speed it gives discharge. Use of the aerial river image also allows for the slower, broader, and moister sections of a moisture pathway, such as over Amazonia, to be suitably described as aerial lakes, as will be done later in this paper.

SEASONAL AERIAL RIVERS

When studies aiming to relate moisture transport and rainfall are carried out on the weather time scale, the path of moisture feeding the rainfall can be directly identified. However, in this work we intend to identify the preferential pathways, or aerial rivers, on the longer climatic time scales.

Locations of strong rainfall over the continent must be characterized by large-scale convergence of moisture transport in the atmosphere. In this way mean rainfall can be used to identify the main regions of mean convergence. If the long-term mean moisture transport exhibits a predominant pathway leading to an important rainfall region, that flow shows the mean convergence. It can be inferred to often be the pathway of moisture during individual rainfall events. This way of linking the weather and the climate time scales was used in Arraut and Satyamurty (2009). In the present work, it is used to identify predominant pathways of moisture flow to the subtropics throughout the year, or seasonal aerial rivers.

b. East of the Andes moisture transport, and subtropical weather and climate

Weather and climate in the South American subtropics, particularly during summer and adjacent months, result in large part from the interplay between the inflow of moisture from the tropics and the incursion of synoptic disturbances originated in the midlatitudes. Garreaud and Wallace (1998) showed this flow to intensify preceding cool-air incursions, in response to the deepening of the northwestern Argentinean low (NAL), moistening the subtropical plains. Consequently, intense rainfall occurs ahead of the incursion. Salio et al. (2002) undertook a systematic study of summertime Chaco jet events, a special case of South American low-level jet with a large southward extension, finding their flow into the subtropics to be 10 times stronger than climatology, fostering intense rainfall, which accounts for an important part of the seasonal total. A baroclinic wave train extending from the Pacific into the continent was found in the extratropics. Seluchi et al. (2003) and Saulo et al. (2004) showed that, south of 25°S, intense moisture flow

to the east of the Andes is mostly synoptically driven and due to the intensification of the NAL. Siqueira and Machado (2004) studied convective systems associated with frontal incursions, finding enhancement of moisture transport from Amazonia toward them to occur in the majority of cases. Salio et al. (2007) showed that subtropical mesoscale convective complexes (MCCs) are $3\frac{1}{2}$ times more common on days when a Chaco jet is present than on other days. The northeastward advancement of a baroclinic zone causes their displacement. Mendes et al. (2007) studied cyclogenesis over the southern region of South America and observed a moist entropy reservoir northwest of the cyclone formation due to an intensification of the northerly flow along the eastern flanks of the Andes. Arraut (2007) presented a systematic study of summertime fronts, showing intense moisture transport from the tropics to take place prior to and during the frontal events, geostrophically accelerated by an intense NAL. Saulo et al. (2007) found the intense convergence of low-level winds associated with deep convection to introduce ageostrophic components in the northerly moisture flow into the subtropics.

c. *Is Amazonia a source of moisture for the atmosphere?*

The possible role of Amazonia as a source of moisture for the atmosphere and the variability in time and space of this source is presently under debate, largely motivated by observations of moister air over the forest than over the adjacent Atlantic during southern summer (see, for instance, Nobre et al. 1991). Insight into this issue can be gained by considering the water balance for the whole basin. In this case precipitation is the only external source, while water is lost to evaporation and to river discharge into the ocean. The basin cannot be a year-round systematic moisture source to the atmosphere because it would dry out.

The moisture balance equation for the surface (Peixoto and Oort 1992) is

$$P - E = R_t + S, \quad (1)$$

where P is precipitation, E is evaporation, R_t is the total runoff [surface plus underground ($R_s + R_u$)], and S is the variation in soil and surface water storage.

For the whole basin, $R_t > 0$ always. If $P - E < 0$, then $S < -R_t < 0$. If $S > 0$, then $P - E > R_t$. In other words, net evaporation occurs at the expense of soil moisture, which must be decreasing by a value larger than runoff. If the soil is moistening, then precipitation is exceeding evaporation by more than the value of runoff.

The hydrological response to rainfall in such a large basin as Amazonia is a complicated matter. However,

during the wet season, there is overall moistening of the soil, leading one to expect that the basin is acting as a sink of moisture, even though atmospheric humidity is at its highest, as will be seen. Nothing can be inferred from soil drying alone. Particularly in the dry season, when intense rainfall is restricted to a smaller area over Amazonia, there can be important spatial variability in the source/sink behavior. It is worth investigating if the forest acts as a source of moisture to the subtropics in its driest season.

2. Data and calculations

Most of the data used in this study consist of temperature, specific humidity, wind fields, and surface pressure taken from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis (ERA-Interim) (Dee et al. 2011). ERA-Interim is a gridpoint dataset with a 1.5° horizontal resolution and 37 vertical pressure levels, between 1000 and 1 hPa, provided at 6-h intervals. As noticed by Dee and Uppala (2008), ERA-Interim performs much better than its predecessors, such as the 40-yr ECMWF Re-Analysis (ERA-40) (Uppala et al. 2005) and the Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25) (Onogi et al. 2007), particularly when it comes to humidity analysis. Known problems with ERA-40, such as the excessive tropical precipitation (Uppala et al. 2005) and the method used for humidity analysis (Andersson et al. 2005), were corrected in ERA-Interim, significantly reducing the bias in both total column water vapor and tropical precipitation (Dee and Uppala 2008). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) version 2.1 combined precipitation dataset (Huffman et al. 2009) is also used. It is composed of monthly fields with 1° horizontal resolution. The studied period is from January 1989 to December 2008, common to both datasets.

Moisture transport, in meters per second, was calculated at 6-h intervals and integrated from surface pressure to 1 hPa to give QV ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$):

$$\text{QV} = \int_{P_s}^{1\text{hPa}} q \mathbf{v} \frac{dP}{g}, \quad (2)$$

where $\mathbf{v}$ is the wind vector (m s^{-1}), q the specific humidity (kg kg^{-1}), P is pressure (N m^{-2}), and g the acceleration due to gravity (m s^{-2}). Divergence of QV was calculated using finite differences.

The monthly and longer-term means of moisture transport and divergence were obtained by averaging the 6-h values. The amount of water vapor transported across a longitudinal or latitudinal segment is simply the line integral of the vertically integrated moisture transport

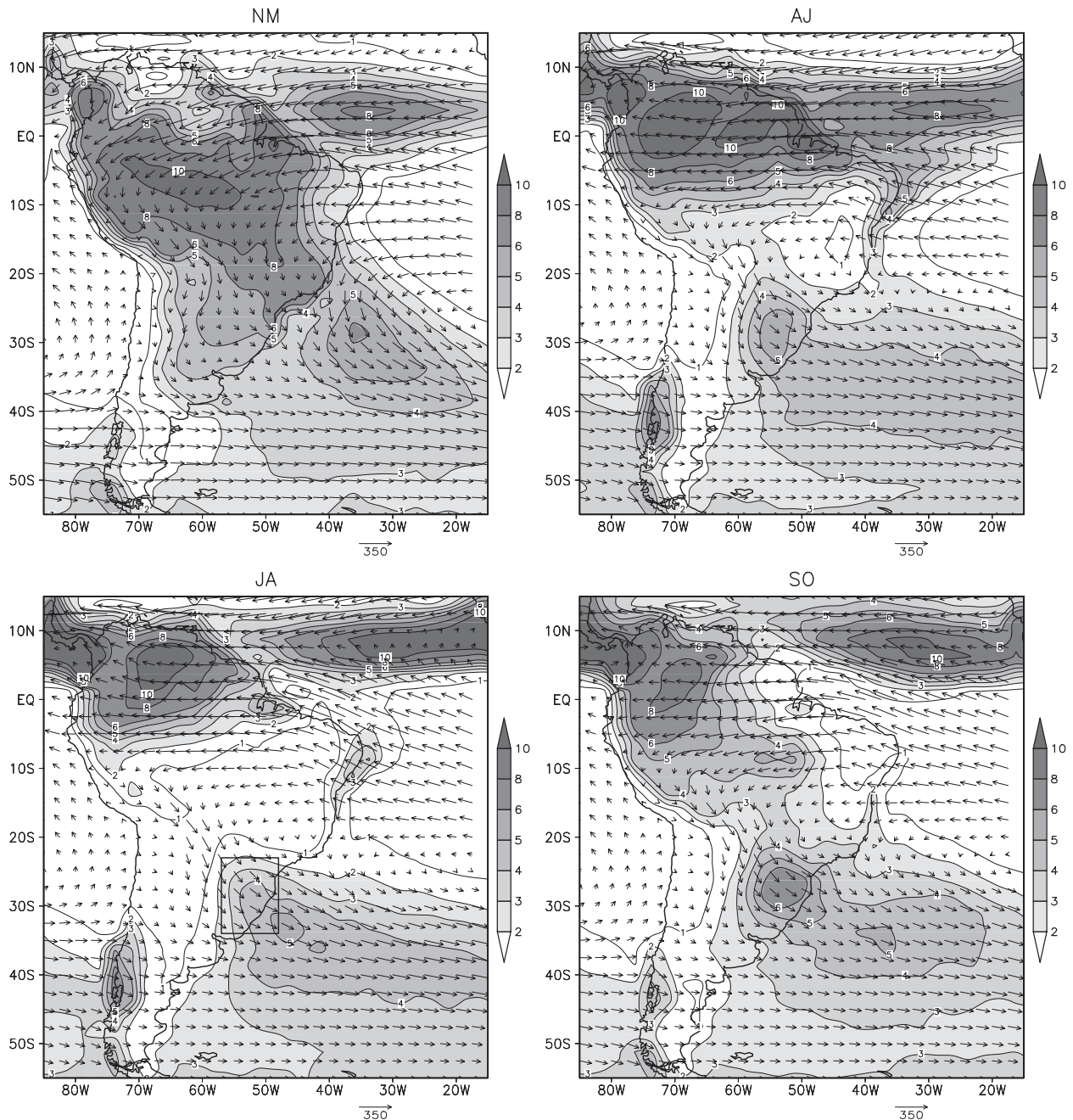


FIG. 1. Mean seasonal precipitation (shaded, mm day⁻¹) and vertically integrated moisture transport (vectors) are shown for NM (Nov–Mar), AJ (Apr–Jun), JA (Jul–Aug), and SO (Sep–Oct).

component perpendicular to that segment. For convenience, the values obtained in kilograms per second are converted to gigan ton per day multiplying by 864×10^{-10} .

For some comparisons, temperature and humidity from the National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) 40-Year Reanalysis (Kalnay et al. 1996), full-resolution ERA-40 (Uppala et al. 2005), and level-3

data from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) (Le Marshall et al. 2006) on board the *Aqua* satellite were used. The resolutions of these monthly datasets are 2°, 1.125°, and 1°, respectively.

An exploratory analysis was undertaken on the relation between moisture outflow from Amazonia and rainfall in subtropical South America, for each season. This outflow was represented by the meridional moisture

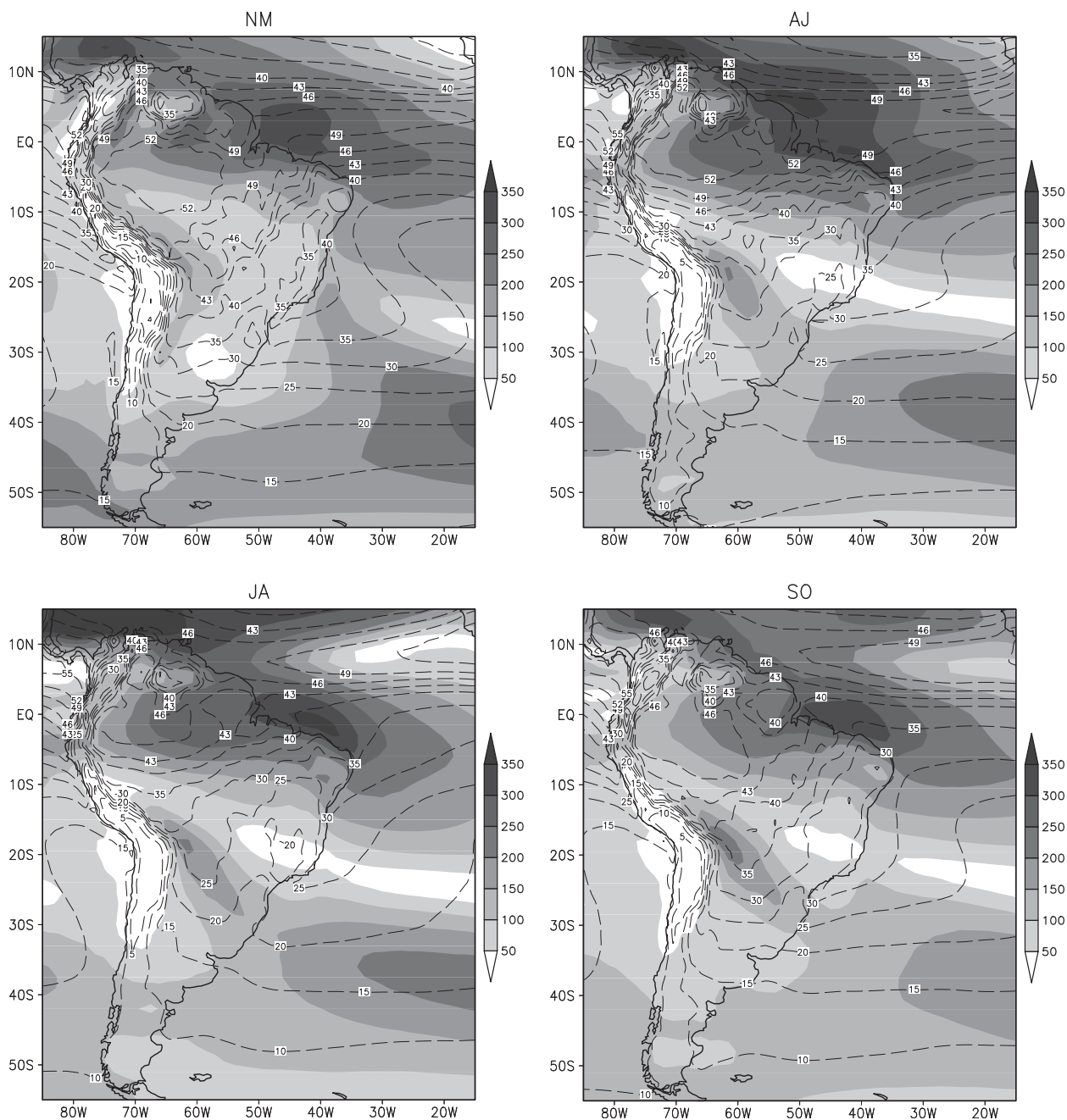


FIG. 2. Magnitude of mean seasonal vertically integrated moisture transport (shaded, $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and precipitable water (contours, kg m^{-2}) are shown for NM (Nov–Mar), AJ (Apr–Jun), JA (Jul–Aug), and SO (Sep–Oct).

transport across 12°S , zonally averaged from 75° to 55°W . Deseasonalized time series were prepared for each season by taking each monthly mean within the season, for every year of the studied period, and subtracting the corresponding long-term monthly mean. The same was done for rainfall, and the two time series were correlated at each grid point. A Student's t test was used to evaluate the statistical significance of these correlations.

For the dry season, the large-scale situation for months with strong (weak) moisture transport from Amazonia, aerial river discharge, and subtropical rainfall was analyzed through compositing analysis. In search of global oceanic and atmospheric characteristics related to these situations, the sea surface temperature (SST) difference between them was calculated as well, and composites of the meridional geopotential height anomalies at 850 and

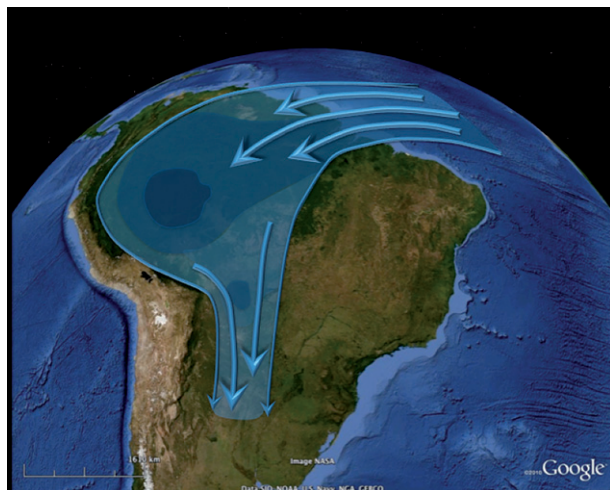


FIG. 3. Schematic representation of the aerial rivers and lake system over South America in the wet season.

300 hPa were built. These anomalies were used to highlight atmospheric waves in high latitudes.

3. Results

a. Climatological features of precipitation and moisture transport

1) ANNUAL MARCH OF PRECIPITATION

Long-term monthly mean fields were used to identify qualitative spatial patterns in subtropical rainfall. These were then used to divide the year into seasons. Long-term mean rainfall and moisture transport are shown for these seasons in Fig. 1. November–March (NDJFM) was termed “wet.” The South Atlantic convergence zone (SACZ) pattern is configured and rainfall is high over all of Southern Hemisphere Amazonia, with a diagonal band extending from its west into the subtropics and Atlantic. It is also when the subtropical plains east of the Andes receive the most rainfall. July–August (JA) was termed “dry.” In the subtropics fairly high rainfall is only present over southern Brazil, where the end of a diagonal band of precipitation, with its maximum over the southwestern Atlantic, touches the continent. There were two transition seasons, April–June (AMJ) and September–October (SO), quite similar in their subtropical patterns: both have high rainfall restricted to southern Brazil, with a local maximum contained in the diagonal band that extends into the ocean.

2) MOISTURE TRANSPORT

Amazonia lies fully in the path of the moisture-laden trade winds, and throughout the year it receives most or part of the flow coming from the trade wind confluence.

During the wet season interhemispheric flow is strong, and most of the moisture entering western Amazonia comes from the northern tropical ocean. During the other seasons both hemispheres provide important contributions.

Year-round, part of this moisture veers over western Amazonia and is transported southward, toward high rainfall areas in the subtropics. The amount of moisture leaving Amazonia toward the south varies greatly within the year. East of the Andes there is confluence with flow coming zonally over the continent from the Atlantic.

b. Aerial rivers and lakes

Applying the aerial river concept to the situation over South America, it can be said that the trade winds flowing into Amazonia form an aerial river, as does the moisture that flows east of the Andes, toward the subtropics.

Figure 2 shows the magnitude of the vertically integrated moisture transport in shades of gray. Precipitable water is shown in contours. It can be seen that the moisture transport decreases inland, downstream of the trade wind confluence. This decrease is, at least in part, due to diffidence. The pattern is very similar to that of a liquid flowing into a wider channel. It can also be seen in Fig. 1 that there is generally broadening of the moisture pathway when advecting from the ocean into Amazonia. Precipitable water increases inland from 50° to 65°W and the equator to 10°S, so the decrease in transport must be due to diminishing wind speed in low levels. These are the reasons for referring to the atmosphere over Amazonia as an aerial lake of moisture. The aerial lake over Amazonia is deeper in the west, but flow speed diminishes in such a way that discharge is lower. In the dry season most of the moisture leaving the aerial lake system is transported toward Central America. In the wet season most of the outflow is toward the South American subtropics.

Figure 3 shows a schematic representation of the aerial rivers and lake system over South America during the wet season.

A comparison between moisture profiles over Amazonia (10°–0°S, 70°–50°W) and the adjacent Atlantic (equator–10°N, 50°–30°W) is shown in Fig. 4 for the seasons defined here. Data from four different sources are used: *Aqua* AIRS (2003–09), ERA-40 (1980–2001), ERA-Interim (1989–2008), and NCEP (1980–2001). From September to June the atmosphere over Amazonia is more moist up to 700 hPa. From November to March it is more moist over the whole column, up to 300 hPa. In July to August there is a discrepancy between the datasets: NCEP and ERA-Interim showing more moisture over the forest between 900 and 650 hPa, *Aqua* AIRS showing the opposite, and almost no difference to be seen in ERA-40.

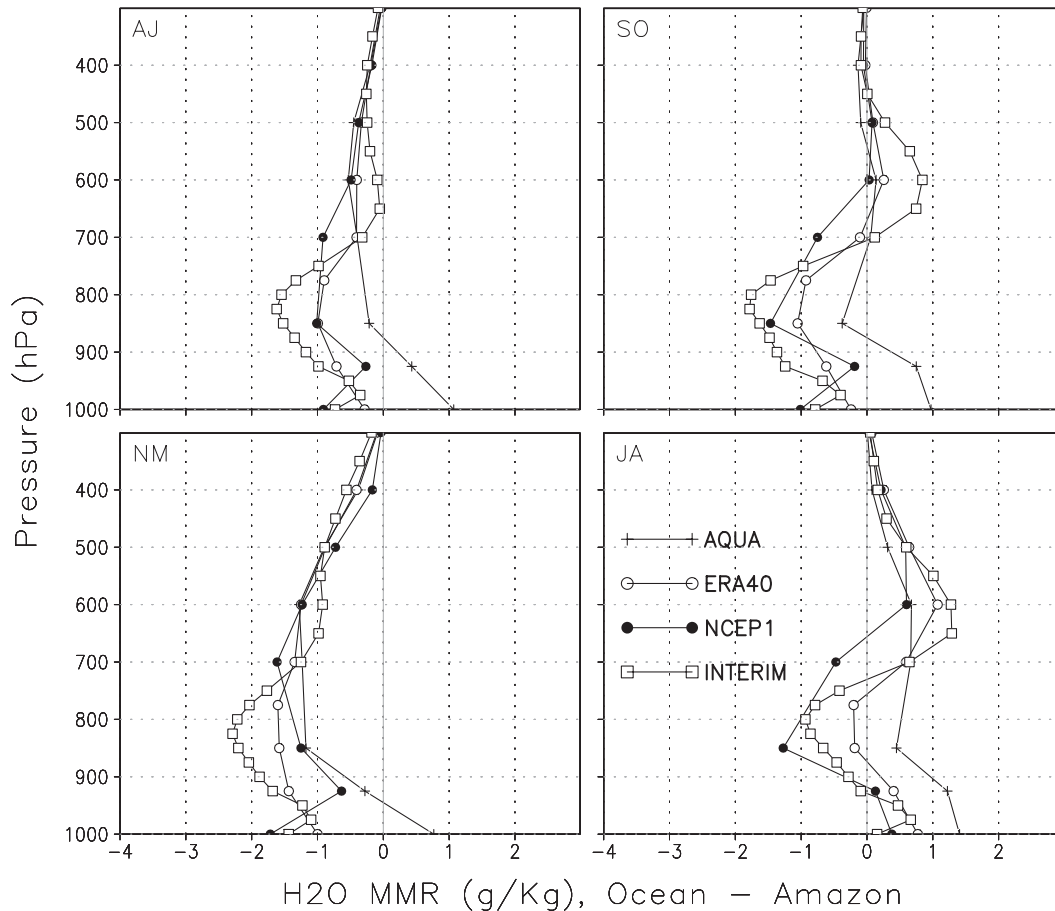


FIG. 4. Mean seasonal differences between the vertical profile of water vapor over the Atlantic (equator–10°N, 50°–30°W) and Amazonia (10°S–equator, 70°–50°W) are shown for AJ, SO, NM, and JA. Data from NCEP (solid circles) and ERA-40 (open circles) are averaged between 1980 and 2001, while ERA-Interim (squares) is averaged between 1989 and 2008, and satellite data from AIRS (crosses) are averaged between 2003 and 2009.

Figure 5 is like Fig. 4 but for temperature. Year-round the lower layer of the atmosphere, from just above 1000 to 800 hPa in AMJ and to 750 hPa in the remaining seasons, is warmer over Amazonia. Only in AMJ is there a discrepancy because *Aqua* AIRS shows no difference in this layer.

The higher temperature in the low levels over Amazonia raises the saturation vapor pressure, allowing for higher specific humidity, since evapotranspiration is abundant. This temperature difference can be at least partially explained by higher convective heating over the forest.

1) DIVERGENCE OF MOISTURE TRANSPORT

Panels in Fig. 6 show the climatological seasonal divergence of the vertically integrated moisture flow. The mass conservation equation for water in the atmosphere is

$$P - E = -\nabla \cdot \mathbf{QV}, \quad (3)$$

where P is precipitation, E is evaporation, and $\nabla \cdot \mathbf{QV}$ is the divergence of the vertically integrated moisture transport. The local time variation of precipitable water is dismissed as small in monthly and seasonal means over high rainfall areas. Positive values of divergence indicate net evaporation, whereas negative values indicate net precipitation. The divergence field is obtained through finite differencing at the price of increased error. Furthermore, the divergence is the sum of two partial derivatives and, in the large scale being dealt with here, these show large cancellation, increasing the relative magnitude of the error. For these reasons the reliability of the field is considered to be low. Having said this, a simple validation can be carried out by comparison with rainfall. Convergence is expected where rainfall is high—particularly for local maxima, which are important to supply water to river basins. The cool seasons, AMJ and JA, bear the comparison better over the continent. NDJFM and SO show excessive dryness in

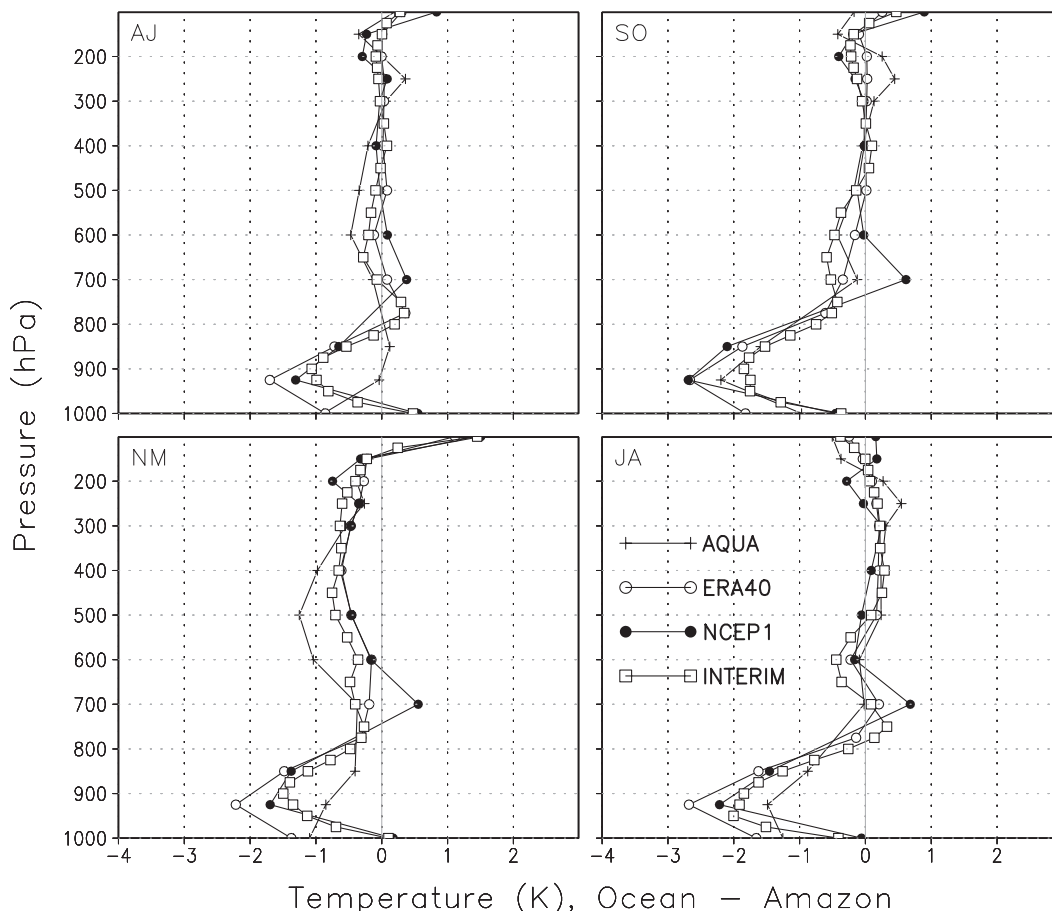


FIG. 5. As in Fig. 4 but for air temperature.

southwestern Amazonia and excessive convergence of moisture east of the Andes from 20°S to beyond 35°S. In AMJ moisture converges on a roughly zonal band straddling the equator and also over southern Brazil. In JA it converges on the extreme north of the continent and southern Brazil, coinciding, in both cases, with high rainfall. The maximum intensity of convergence in the tropics exceeds 5 mm day^{-1} , while rainfall exceeds 12 mm day^{-1} . In the subtropics the highest values lie between 2 and 3 mm day^{-1} and rainfall is between 5 and 6 mm day^{-1} in AMJ and between 4 and 5 mm day^{-1} in JA. Convergence is lower than precipitation, as it should be, because $E > 0$ always.

In JA, the dry season, there is divergence over most of the latitudinal strip from 10° to 25°S east of the Andes, with values between 1 and 3 mm day^{-1} , indicating that the surface is acting as a source of moisture to the atmosphere. This includes southern Amazonia and the area under the aerial river path. Around 10°S tropical flow acquires a northerly component. According to these data, southern Amazonia acts as a source of moisture to the subtropics.

Moisture is also contributed by evaporation from the soil along the aerial river. In this way, subtropical precipitation is fed by the rain falling farther north earlier in the year.

2) MOISTURE BALANCE OF THE DRY-SEASON AERIAL RIVER

How much moisture does the aerial river feed into the subtropical rainfall region? How much does it receive from net soil evaporation along its course? What is the moisture contribution coming from Amazonia and what is its importance relative to the total flow?

In this section these questions are addressed for the dry season by calculating the moisture balance of the aerial river, using an adequately defined box with limits 23°–10°S, 70°–50°W (shown in Fig. 6JA) superimposed on the season's long-term mean moisture flow. It can be seen that all flow coming from Amazonia enters through the northern and western boundaries, shown in Fig. 1. Through the eastern boundary, moisture is transported from the adjacent Atlantic, and the aerial river leaves the box through the southern (mainly) and also the

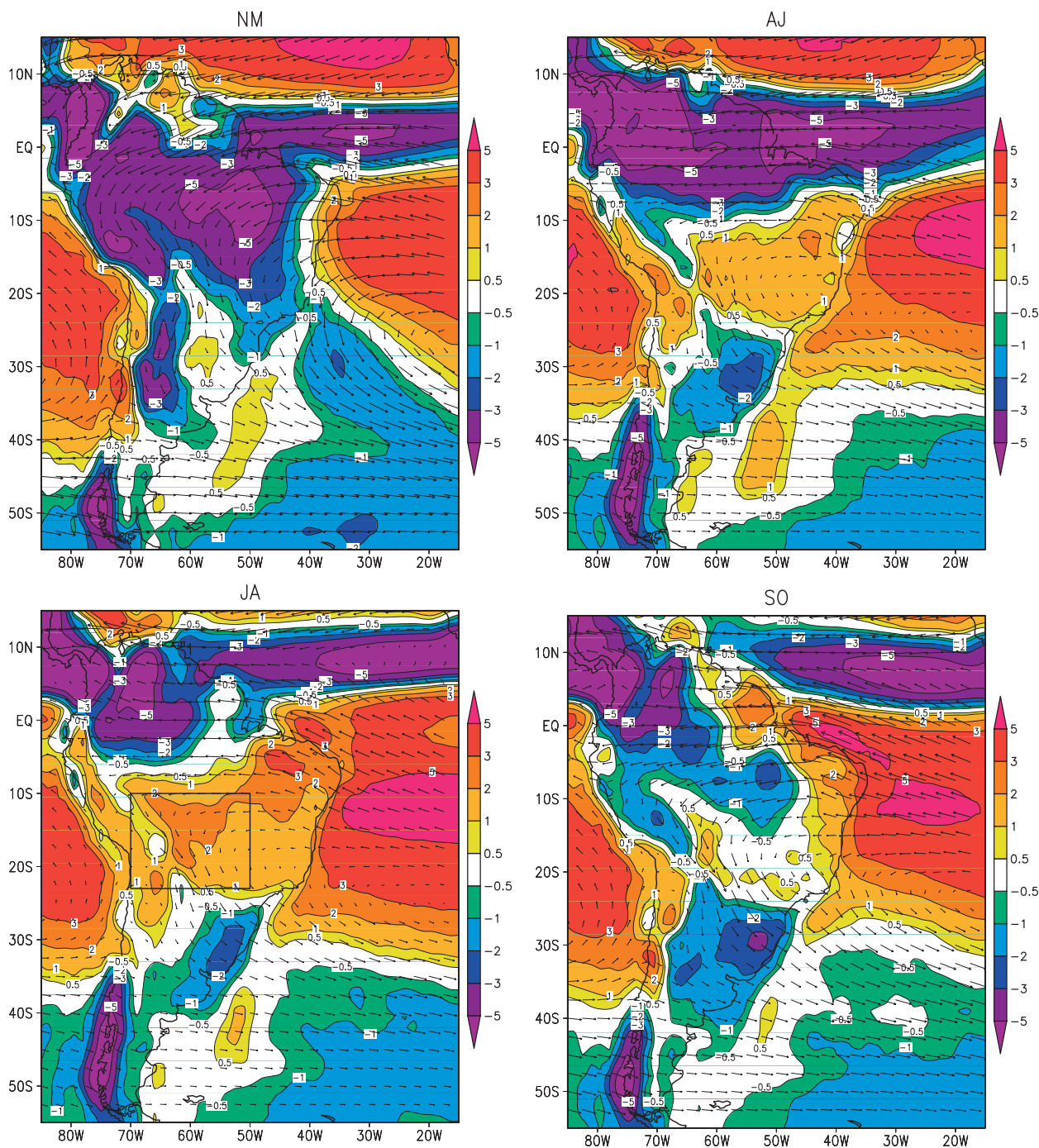


FIG. 6. Mean seasonal vertically integrated moisture transport (arrows) and its divergence (colors, mm day⁻¹) are shown for NM, AJ, JA, and SO.

eastern boundaries. The flow across the eastern boundary was plotted versus latitude for each of the months in the 20 dry seasons, a total of 40 months (not shown). The aim was to determine if the incoming and outgoing flow could be easily separated. In all months but one, it showed only one sign change. That is to say, for all months but

one, there is a characteristic latitude separating the incoming transport and the outflowing aerial river, making it simple to distinguish between them. The box is built so as to exclude completely the region of long-term mean moisture convergence. In this way the contribution of net soil evaporation to the aerial river can be calculated

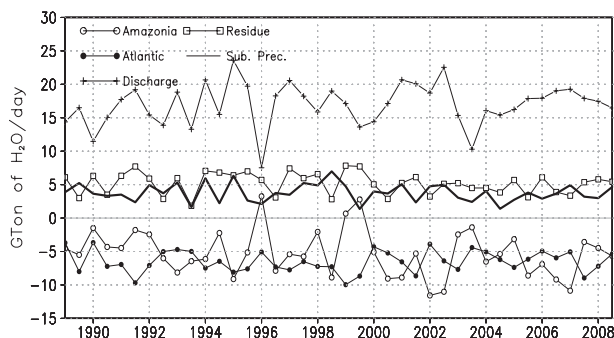


FIG. 7. Water balance (Gt day^{-1}) for the area depicted in Fig. 6 (23° – 10°S , 70° – 50°W) for the dry months between 1989 and 2008. Inflow is divided into two contributions: Amazonia (open circle) and Atlantic Ocean (filled circle). Discharge (+) is the outflow from this region into the subtropics, and the residue (squares) is the difference between inflows and outflows. The line without symbols is the precipitation averaged over 34° – 23°S , 57° – 48°W .

as residual. Also, the discharge represents the total amount of moisture delivered to the continental rainfall region.

Discharge of the aerial river is plotted in Fig. 7. It mostly varies between 10 and 23 Gt day^{-1} . This is comparable to the discharge of the Amazon River. The amount of moisture from Amazonia and from the Atlantic are similar in their mean values. However, the Amazonia discharge shows a larger spread and thus a greater effect on discharge variability. Net evaporation from the surface follows closely the other two terms in quantitative importance. It is relevant to note that it increases the moisture flow by raising specific humidity, so that more *moist* air, and not more air, is transported to the subtropics.

Moisture transport and rainfall

It is now asked, how does the amount of moisture leaving Amazonia correlate to subtropical rainfall in each season? The moisture leaving Amazonia was represented by the meridional component of moisture transport across 12°S from 75° to 55°W . It was correlated to rainfall at each point, and the results are displayed in Fig. 8. A Student's t test was applied, and only values above the 95% significance level are displayed. These correlations are only of interest where there is abundant rainfall. For reference, long-term seasonal mean rainfall is shown in contours. In all seasons, areas with moderate correlations, up to 0.5, are found within regions of intense rainfall. These areas are larger in NDJFM and JA. Our main interest, however, is in the dry season. When rainfall is infrequent, the forest's elaborate root system plays an essential role in retaining and accessing soil moisture. For this reason, dry season evapotranspiration is most likely to be affected in a scenario of deforestation.

The plain line (no markers) in Fig. 7 shows rainfall over the region 34° – 23°S , 57° – 48°W , which is depicted in the JA panel of Fig. 1. This was compared to moisture from Amazonia and also to the aerial river discharge. The aim was to look for months when all three were strong and when all three were weak. These are situations when the amount of moisture coming from Amazonia has an important effect on discharge. That this may cause the corresponding alteration in rainfall is an important possibility. To gain qualitative understanding of these situations, composites were built for the full fields and for their anomalies. These are shown in Fig. 9. The “strong” situations show anomalous transport all the way from the northern Atlantic to the area of increased rainfall in the subtropics. It also shows a strengthened South Atlantic high. This situation constitutes an intensification of climatology, so there is, in fact, more moisture traveling from the deep tropics to the subtropics and the rainfall region. The “weak” composite shows the opposite situation, with anomalous flow heading northwestward from the area with decreased rainfall to the tropics and veering northeastward toward the tropical ocean. This pattern represents a weakening of climatology, so there is, in fact, less flow from the deep tropics into the subtropics. There is also a weakening of the South Atlantic high.

The tropical and subtropical parts of the large-scale moisture flow over South America are generally under quite different dynamical influences. For this reason it is interesting to observe organized anomaly patterns with such large latitudinal extension, and it will be important to investigate their cause in the future.

The spatial distribution of the monthly-mean SST difference between periods of intense and weak moisture fluxes present three areas of positive SST located in the west tropical Atlantic (0.5°C), adjacent to the southeastern and southern regions of Brazil and to Uruguay (1.0°C), and over the eastern tropical Pacific (1.0°C), shown in Fig. 10. This last one seems to be associated with a mature positive phase of the El Niño–Southern Oscillation phenomenon.

The spatial structures of the mean meridional anomalies of geopotential height at 300 hPa for the two periods show contrasting characteristics in low latitudes, both north and south. The strong situation appears related to a positive North Atlantic Oscillation (NAO) pattern, and a weak wave-3 trend in the subtropics and midlatitudes of the Southern Hemisphere (30°S , 60°S), with an apparent blocking in the South Atlantic (60°S , 45°W). In contrast, the weak situations are characterized by a strong positive phase of the Pacific–North Atlantic pattern and a strong negative phase of the NAO. In the Southern Hemisphere, a strong wave-3 trend (30° – 60°S)

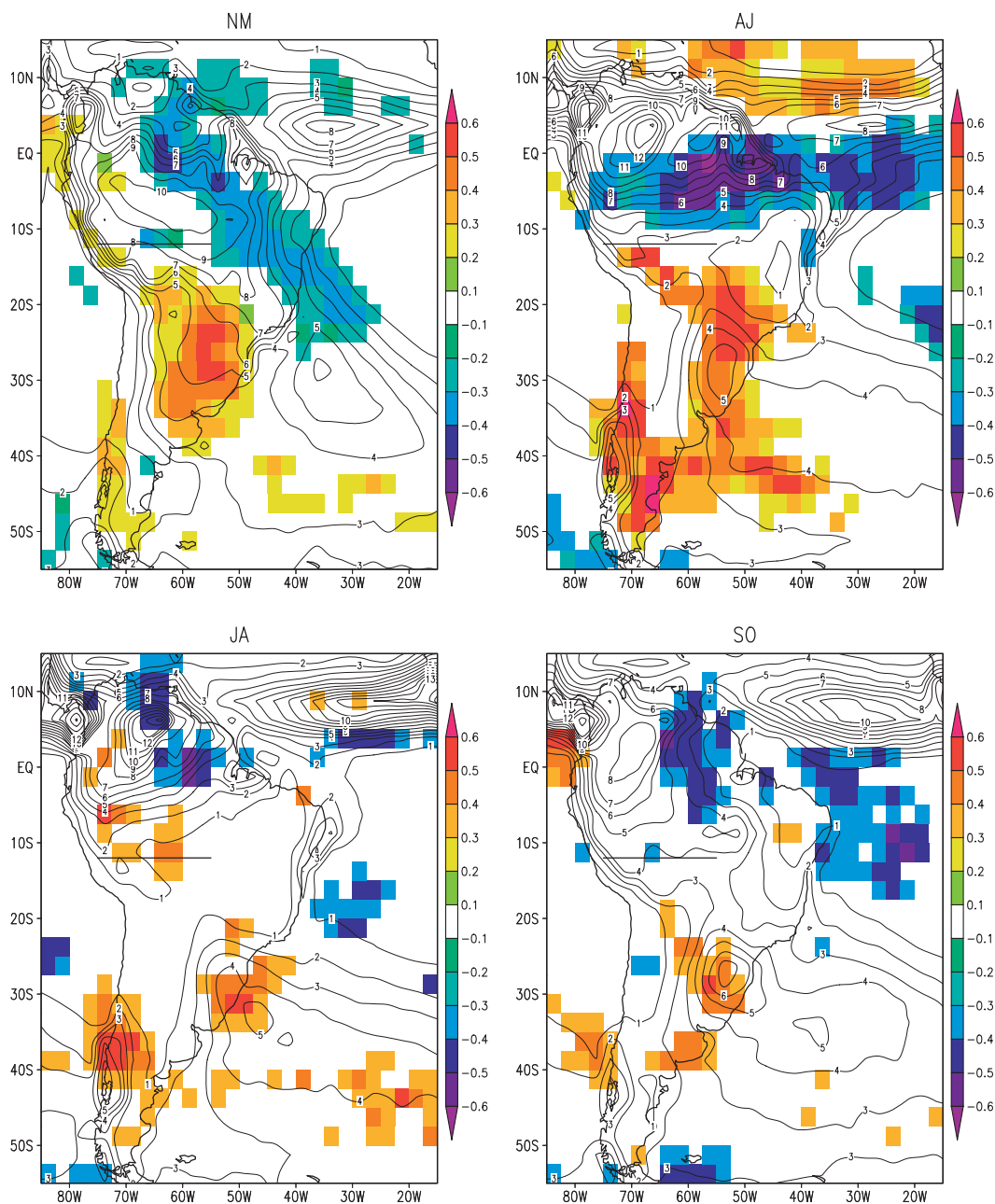


FIG. 8. Colors show correlations between the meridional moisture transport across 12°S between 75° and 55°W (indicated by the grayscale horizontal line) and rainfall at each grid point. Values below the 95% significance level are masked out. Contours show the long-term mean seasonal rainfall, for reference (kg m^{-2}).

appears—related to a strong blocking structure at low latitudes (60°S , 120°W), which are all part of the Antarctic Oscillation pattern.

4. Discussion and conclusions

This was an observational study of the large-scale moisture transport over South America, with some initial

analyses on its relation to subtropical rainfall. The concepts of an aerial river and aerial lake are proposed and used as a framework for considering large-scale moisture transport. They consist of a symmetry/analogy between the main pathways of moisture flow in the atmosphere and surface rivers and lakes. Aerial rivers and lakes lose (gain) water through precipitation (evaporation), while the opposite takes place in their surface counterparts.

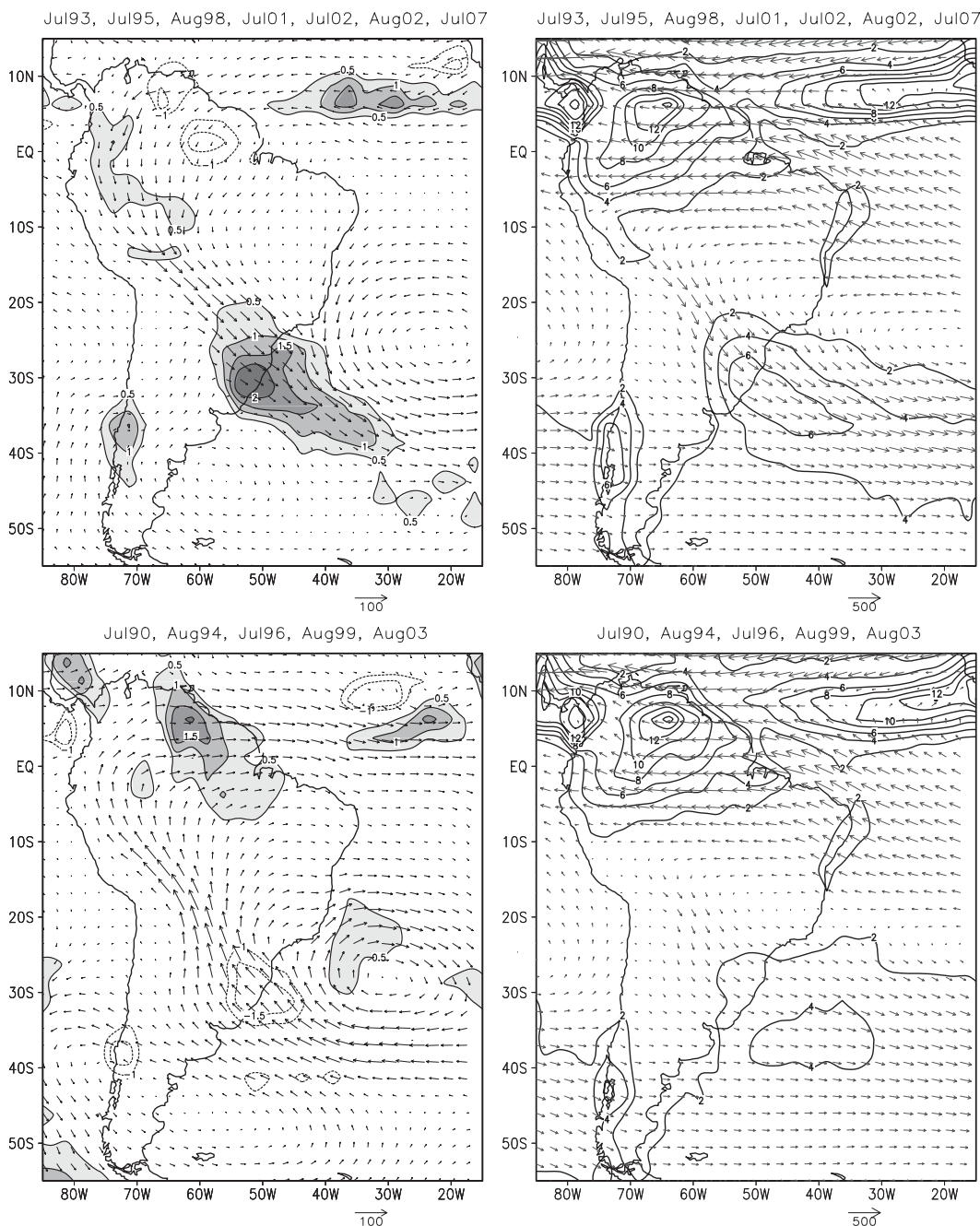


FIG. 9. (left) Anomaly and (right) full field composites for months when enhanced (diminished) rainfall was accompanied by an intensification (weakening) of the climatological moisture transport (vectors) pattern are shown in the top (bottom) panels.

The magnitude of the vertically integrated moisture transport is the discharge at each point, and precipitable water is like the mass of a liquid column (which is directly proportional to its height) multiplied by an equivalent speed, it gives the discharge.

Trade wind flow into Amazonia forms an aerial river, as does the moisture flow east of the Andes, which

heads toward the subtropics. Both are present year-round. Aerial lakes are the sections of a moisture pathway in which the flow slows down and broadens, because of diffuence, and becomes “deeper,” with high amounts of precipitable water. This is the case over Amazonia downstream of the trade wind confluence. In the wet season (NDJFM) flow from the aerial lake is transported

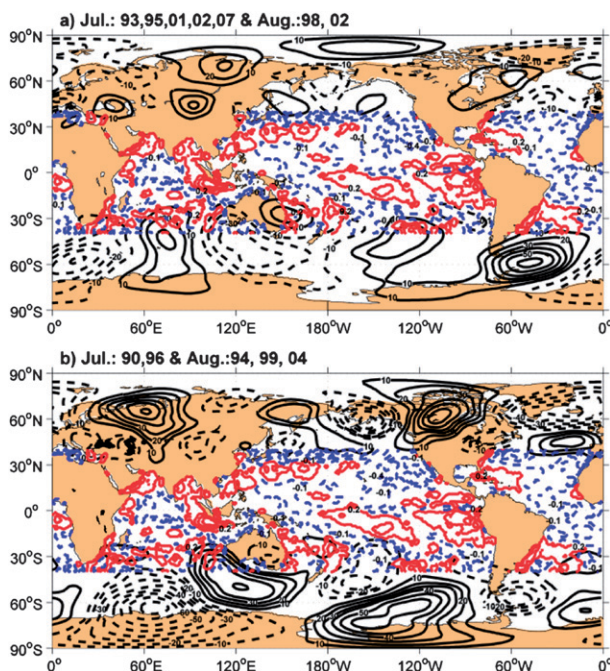


FIG. 10. Black contours show composites of monthly-mean meridional anomalies of geopotential at 300 hPa for the (a) strong and (b) weak periods. Solid (dotted) lines are positive (negative) values starting with 10 gpm (–10 gpm) with interval 10 gpm. Also, differences of the monthly mean of the SST between the strong and weak periods are shown in both graphics. Positive (negative) values are in red (blue). SST anomalies values start with 0.1°C (-0.1°C) with interval 0.1°C .

mainly toward the subtropics, while in the dry season (JA) it is mostly toward Central America.

Moisture flow from Amazonia toward the subtropics shows moderate correlations with subtropical rainfall throughout the year, but these correlations are somewhat larger for the wet (NDJFM) and the cool transition (AMJ) seasons.

The role of the land surface as a source or a sink of moisture to the atmosphere is an issue that has generated great debate, especially concerning Amazonia. According to calculations of long-term mean moisture transport divergence, southern Amazonia is a source of moisture for the atmosphere and for the continental subtropics during the dry season. The same was found for the surface under the aerial river east of the Andes. Subtropical rainfall is partly fed by rain farther north earlier in the year. Calculations of large-scale moisture transport divergence are not considered highly reliable, and these results on surface water sources must be compared with other datasets. For the moment they can only be considered a good hypothesis. The forest has an elaborate root system that stores and makes use of water deep in the soil. This is particularly useful when rainfall is less

frequent, as in southern Amazonia during the dry season. For this reason it is possible that the moisture source behavior would not persist in a deforestation scenario.

Discharge of the aerial river east of the Andes to the subtropics during the 20 dry seasons varied between 10 and 23 Gt day^{-1} , comparable to the Amazon River discharge. The two most important contributions were flow from Amazonia and zonal flow coming from the Atlantic, but they were followed closely by local net soil evaporation. Showing the largest spread, flow from Amazonia had the greatest effect on discharge variability.

Months were selected within the dry seasons when flow from Amazonia, discharge, and subtropical rainfall were all particularly strong (weak). They were found to present moisture transport patterns that were an intensification (weakening) of climatology, with increased (decreased) transport all the way from the tropical Atlantic to the subtropics. Given that tropical and subtropical flow is subject to very different dynamical influences, it would be interesting to investigate how these coherent anomaly patterns of such large scale arise.

Acknowledgments. The first author thanks Dr. J. L. Arraut for the helpful discussions. This research was partially financed by the national funding agency CNPq (Processo CNPq 482338/2007-5) and by the Brazilian Network on Climate Change Research–Rede CLIMA. The full-resolution ERA-40 data used were obtained through an agreement between the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and the Brazilian Centre for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC). The standard-resolution ERA-Interim dataset was obtained free of charge from ECMWF servers. GPCP and AIRS data were obtained from NASA servers.

REFERENCES

- Andersson, E., and Coauthors, 2005: Assimilation and modeling of the atmospheric hydrological cycle in the ECMWF forecasting system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 387–402.
- Arraut, J. M., 2007: Fronts and frontogenesis during summer: Geometrical and dynamical aspects and the influence over rainfall on the South American subtropics (in Portuguese). Ph.D. thesis, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE, INPE-15178-TDI/1294, 179 pp. [Available online at <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>.]
- , and P. Satyamurty, 2009: Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1902–1912.
- Dee, D. P., and S. Uppala, 2008: Variational bias correction in ERA-Interim. ECMWF Tech. Memo. 575, 26 pp.

- , and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2713–2733.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, 2009: Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17808, doi:10.1029/2009GL040000.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kodama, Y., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813–835.
- Le Marshall, J., and Coauthors, 2006: Improving global analysis and forecasting with AIRS. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 891–894.
- Mendes, D., E. P. Souza, I. F. Trigo, and P. M. A. Miranda, 2007: On precursors of South American cyclogenesis. *Tellus*, **59A**, 114–121.
- Newell, R. E., and Y. Zhu, 1994: Tropospheric rivers: A one-year record and a possible application to ice core data. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 113–116.
- , N. E. Newell, Y. Zhu, and C. Scott, 1992: Tropospheric rivers?—A pilot study. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2401–2404.
- Nobre, C. A., P. Sellers, and J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, **4**, 957–988.
- Onogi, K., and Coauthors, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.
- Salio, P., M. Nicolini, and A. C. Saulo, 2002: Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4816, doi:10.1029/2001JD001315.
- , —, and E. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1290–1310.
- Saulo, C., M. E. Seluchi, and M. Nicolini, 2004: A case study of a Chaco low-level jet event. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2669–2683.
- , J. Ruiz, and Y. G. Skabar, 2007: Synergism between the low-level jet and organized convection in its exit region. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1310–1326.
- Seluchi, M. E., A. C. Saulo, M. Nicolini, and P. Satyamurty, 2003: The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361–2378.
- Siqueira, J. R., and L. A. T. Machado, 2004: Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. *J. Climate*, **17**, 1754–1766.
- Uppala, S., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Zhu, Y., and R. E. Newell, 1998: A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 725–735.



AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY

Journal of Climate

EARLY ONLINE RELEASE

This is a preliminary PDF of the author-produced manuscript that has been peer-reviewed and accepted for publication. Since it is being posted so soon after acceptance, it has not yet been copyedited, formatted, or processed by AMS Publications. This preliminary version of the manuscript may be downloaded, distributed, and cited, but please be aware that there will be visual differences and possibly some content differences between this version and the final published version.

The DOI for this manuscript is doi: 10.1175/JCLI-D-15-0137.1

The final published version of this manuscript will replace the preliminary version at the above DOI once it is available.

If you would like to cite this EOR in a separate work, please use the following full citation:

Boers, N., H. Barbosa, B. Bookhagen, J. Marengo, N. Marwan, and J. Kurths, 2015: Propagation of Strong Rainfall Events from Southeastern South America to the Central Andes. *J. Climate*. doi:10.1175/JCLI-D-15-0137.1, in press.



Propagation of strong rainfall events from southeastern South America to the Central Andes

NIKLAS BOERS *

Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Brandenburg, Germany

Department of Physics, Humboldt University Berlin, Berlin, Germany

HENRIQUE M. J. BARBOSA

Institute of Physics, University of São Paulo, São Paulo, Brazil

BODO BOOKHAGEN

Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Potsdam, Germany

JOSÉ A. MARENGO

Center for Monitoring and Early Warning of Natural Disasters (CEMADEN), Cachoeira Paulista, São Paulo, Brazil

NORBERT MARWAN

Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Brandenburg, Germany

JÜRGEN KURTHS

Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Brandenburg, Germany

Department of Physics, Humboldt University Berlin, Berlin, Germany

Department of Control Theory, Nizhny Novgorod State University, Nizhny Novgorod, Russia

ABSTRACT

10 Based on high-spatiotemporal resolution data, we perform a climatological study of strong
 11 rainfall events propagating from southeastern South America to the eastern slopes of the
 12 Central Andes during the monsoon season. These events account for up to 70% of total
 13 seasonal rainfall in these areas. They are of societal relevance because of associated natural
 14 hazards in form of floods and landslides, and they form an intriguing climatic phenomenon,
 15 because they propagate against the direction of the low-level moisture flow from the tropics.
 16 We analyze the responsible synoptic mechanism using suitable composites of the relevant
 17 atmospheric variables on high temporal resolution. Our results suggest that the low-level
 18 inflow from the tropics, while important for maintaining sufficient moisture in the area of
 19 rainfall, does not initiate the formation of rainfall clusters. Instead, alternating low- and high
 20 pressure anomalies in midlatitudes, which are associated with an eastward moving Rossby
 21 wave train, in combination with the northwestern Argentinean Low create favorable pressure
 22 and wind conditions for frontogenesis and subsequent precipitation events propagating from
 23 southeastern South America towards the Bolivian Andes.

**Corresponding author address:* Niklas Boers, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Tele-
 graphenberg A31, 14412 Potsdam, Brandenburg, Germany.

E-mail: boers@pik-potsdam.de

1. Introduction

Southeastern South America (SESA) is frequently affected by severe thunderstorms in form of Mesoscale Convective Systems (MCS), which add substantial contributions to the total rainfall sums in this region (Durkee et al. 2009; Durkee and Mote 2009). Some particular cases of these MCS have been observed to form in series, with overall convective development initiating in SESA and subsequently propagating northwestward (Anabor et al. 2008). The general influence of cold fronts on large-scale circulation and associated precipitation anomalies has been thoroughly studied (e.g. Kousky 1979; Kiladis and Weickmann 1992; Liebmann et al. 1999; Siqueira and Machado 2004; Siqueira and Rossow 2005). In particular, northward migrating convective disturbances over SESA have been associated with southerly incursions of cold air from midlatitudes (Garreaud and Wallace 1998; Garreaud 2000). These authors showed that the convective bands add an important contribution to overall rainfall amounts and occur with a frequency of roughly 7 to 12 days. Related precipitation events at the eastern Central Andes (ECA) have been addressed in (Montes de Oca 1995). However, these studies are based on data with coarse temporal and spatial resolution (daily, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$), which might not be good enough to adequately resolve the responsible physical mechanism including possible feedback contributions (Garreaud and Wallace 1998). Using high spatiotemporal resolution data, we intend to further deepen the understanding of these propagation events with special focus on the temporal order of the atmospheric features leading to their occurrence.

In a recent study (Boers et al. 2014a), techniques from complex network theory were developed and applied to identify dominant synchronization patterns of extreme rainfall (above the 99th percentile of 3h time steps). The authors found that during the monsoon season in South America (December through February, DJF), extreme rainfall in SESA propagates northwestwards toward the slopes of the ECA under certain atmospheric conditions. They showed that these propagation events were associated with frontal systems originating from the south and causing the initial precipitation in SESA. Furthermore, it was shown how this

information can be used for a statistical forecast of more than 60% of extreme rainfall events and associated floods and landslides at the ECA.

In order to better understand the temporal order and relations between the occurrence of strong rainfall, pressure anomalies and variability of the low level flow, we will here analyze the atmospheric conditions favoring the propagation of strong precipitation along the typical propagation path from SESA to ECA using 3-hourly rainfall data. This path is delineated by the spatial boxes 1 to 7 in Figure 1. First, we show that this propagation pattern is a rather typical feature of the South American Monsoon System (SAMS). Then, we analyze 3-hourly composites of rainfall data obtained from the TRMM 3B42 V7 satellite product (Huffman et al. 2007), as well as 3-hourly geopotential height and wind fields at 850hPa obtained from the MERRA dataset (Rienecker et al. 2011). These composites will be constructed for the following temporal subsets, where we call rainfall *strong* if the spatial average over the respective spatial boxes is above the 90th percentile of all DJF time steps with rainfall rates larger than 0mm/h: 1. times of strong rainfall in SESA which subsequently propagates to the ECA, 2. times of strong rainfall in SESA not propagating to the ECA, 3. times for which strong rainfall at the ECA is preceded by strong rainfall at SESA, and 4. times for which strong rainfall at the ECA is not preceded by strong rainfall in SESA. We will show that our results are in principle consistent with the results of Garreaud and Wallace (1998); Garreaud (2000); Siqueira and Rossow (2005). However, several additional details concerning the interplay of frontal systems, orography, and climatological low-pressure cells in the area can be deduced from our study, because of higher spatiotemporal resolution data and different composite selections at process-relevant times.

2. Climatic Setting

The core monsoon season in South America from December through February (Marengo et al. 2012) is characterized by a southward displacement of the Intertropical Convergence

Zone (ITCZ, see Figure 1). Trade winds, further strengthened by the differential heating between ocean and land (Zhou and Lau 1998), are responsible for enhanced moisture flow from the tropical Atlantic ocean to the continent (Rodwell and Hoskins 2001; Liebmann and Mechoso 2011). After crossing the Amazon Basin and recharging its moisture content from evapotranspiration (Eltahir and Bras 1993), this low-level flow is blocked by the Andes mountain range to the west, resulting in a southward turn of the wind directions (Byerle and Paegle 2002). The direction of the subsequent low-level flow towards the subtropics depends on thermodynamic (Berbery and Collini 2000) as well as synoptic conditions in subtropical South America and can range from SESA (Nicolini et al. 2002; Salio et al. 2007a) to the South Atlantic Convergence Zone (SACZ, (Carvalho et al. 2004, 2010)). Strong southward anomalies of the flow are associated with the establishment of the South American Low-Level Jet (SALLJ, (Marengo et al. 2004)), which is partly controlled by the Chaco Low over Bolivia and the northwestern Argentinean Low (NAL) (Seluchi and Saulo 2003; Ferreira et al. 2003; Saulo et al. 2004). Southward anomalies of the low-level flow have been found to be responsible for enhanced rainfall at the ECA: strengthened winds from the Amazon towards the Andes carry moist air masses to higher elevations and rainfall occurs at the Andean slopes as a consequence of orographic lifting (Bookhagen and Strecker 2008; Giovannettone and Barros 2009; Romatschke and Houze 2013).

A pronounced southward component of the flow east of the Andes (as during SALLJ events) is also related to enhanced rainfall in SESA (Nicolini et al. 2002; Díaz and Aceituno 2003) while, on the other hand, a stronger eastward component goes alongside with enhanced rainfall in the SACZ (Liebmann et al. 2004). The oscillation in rainfall amounts between the SESA and the SACZ area is usually referred to as the South American rainfall dipole (Nogués-Paegle and Mo 1997; Boers et al. 2014b). The variability in subtropical moisture flow is associated with cold fronts approaching from the South (Siqueira and Rossow 2005), caused by eastward propagating Rossby waves originating from the western Pacific ocean (Lenters and Cook 1999; Renwick and Revell 1999; Carvalho et al. 2004). A large fraction of

rainfall in SESA is contributed by MCS (Durkee et al. 2009; Durkee and Mote 2009). The occurrence of these MCS in the La Plata Basin has been associated with southward anomalies of the low-level flow from the tropics (Salio et al. 2007a), but the *causal* relationship between anomalies of the low-level flow from the Amazon to SESA and MCS development in SESA has not been determined.

3. Data

For all climatic variables, we focussed on the area from 85°W to 30°W and 40°S to 5°S and the DJF seasons in the time period from 1998 to 2012. For rainfall data, we employ the 3-hourly Tropical Rainfall Measurement Mission satellite product in its newest version (TRMM 3B42 V7) (Huffman et al. 2007) with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. For pressure and wind data, we use 3-hourly instantaneous fields of NASA’s Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA, (Rienecker et al. 2011)) with a spatial resolution of $1.25^\circ \times 1.25^\circ$.

4. Methods

In (Boers et al. 2014a), a sequence of 7 geographic boxes was identified along which extreme rainfall events (above the 99th percentile) propagate from SESA to ECA (Figure 1). In contrast to the nomenclature used in the previous publication, we will refer to the first 3 boxes of this sequence as SESA and to the last 3 boxes as ECA in this manuscript.

We compute the spatial average of rainfall in each of the 7 boxes for each 3-hourly time step. Time steps during DJF for which the sum of rainfall in the 3 boxes constituting SESA (ECA) is above the 90th percentile of wet times (rainfall $> 0\text{mm/h}$) we will call SESA times (ECA times). In the remainder of this study, we will call rainfall rates *strong* if these conditions are fulfilled.

As mentioned above, we are interested in the following 4 different regimes:

1. **SESA-ECA times:** times at which there is strong rainfall in SESA followed (within the next 6 to 36 hours) by strong rainfall in ECA
2. **SESA-NO-ECA times:** times at which there is strong rainfall in SESA not followed by strong rainfall in ECA
3. **ECA-SESA times:** times at which there is strong rainfall in ECA preceded (within the previous 6 to 36 hours) by strong rainfall in SESA
4. **ECA-NO-SESA times:** times at which there is strong rainfall in ECA not preceded by strong rainfall in SESA.

We will construct composites of rainfall and geopotential height and wind fields separately for all 4 regimes in order to explain the northwestward propagation of rainfall from SESA to ECA. Note that SESA-ECA times and ECA-SESA times are defined in a similar manner, but the first are centered at the times of peak rainfall in SESA, while the latter are centered at the times of peak rainfall in ECA. Since the delays between these two temporal subsets are not constant, ECA-SESA times are not simply shifted SESA-ECA times.

Events of an active low-level jet were identified on a 3-hourly basis following Marengo et al. (2004), who suggested the following conditions based on the Bonner criterion-1 (Bonner 1968): 1. wind speeds at 850hPa equal or larger than 12 m/s with southward meridional component larger than the zonal component, 2. wind speeds at 700mb at least $6m/s$ slower than at 850hPa. Here, also following (Salio et al. 2007a), we applied these conditions to Santa Cruz at (17°S, 62°W) for the SALLJ. In order to investigate possible influence of the actual wind speeds, we separately identified events for which wind speeds at 850hPa are equal or larger than 9, 12, 15, and 18 m/s.

5. Results

a. Composite fields for the 4 regimes

For each DJF season, there are 736 time steps of 3 hours. Out of these, there are on average 56 SESA-ECA times, 5 SESA-NO-ECA times, 81 ECA-SESA times, and 74 ECA-NO-SESA times. Thus, 91% of SESA times are also SESA-ECA times (and the remaining 9% are SESA-NO-ECA times), and 52% of ECA times are ECA-SESA times, i.e., slightly more than half of all strong rainfall events at ECA occur with preceding strong events at SESA. During SESA-ECA respectively ECA-SESA times, rainfall indeed propagates along the sequence of 7 spatial boxes, while this is not the case for SESA-NO-ECA respectively ECA-NO-SESA times (Figure 2A). More than 50% of SESA-ECA times occur between 6h and 12h local time, while more than 70% of ECA-SESA times occur between 21h and 9h local time (Figure 2B).

In order to understand the importance of the above regimes for the climatological rainfall budget, we computed the following rainfall fractions: SESA-ECA times account for more than 70% of total DJF rainfall in SESA (Figure 3A) and ECA-SESA times account for up to 60% of total DJF rainfall at the ECA (Figure 3B). We note that the values shown slightly differ from the ones we found in (Boers et al. 2014a) due to the different selection criteria based on averaging rainfall over the different SESA and ECA boxes employed here. For comparison, less than 10% of total DJF rainfall in SESA occur during SESA-NO-ECA times and less than 40% of total DJF rainfall in ECA occur during ECA-NO-SESA times.

Composites of rainfall and geopotential height and wind fields at 850hPa centered at the time of strong rainfall in SESA which will be followed (within 6 to 36 hours) by strong rainfall at the ECA (SESA-ECA times, Figure 4) show that already 2 days prior to peak rainfall in SESA, there exists a frontal system between 35°S and 40°S. The associated low-pressure anomaly reaches northwards along the eastern slopes of the southern Andes in form of a *tongue*, which develops when the frontal systems' low pressure anomaly merges with the

175 NAL (Arraut and Barbosa 2009). This tongue deepens and propagates farther north during
 176 the subsequent 24 hours (-48h to -24h), with strong winds from the tropics approximately
 177 following its isobars. Around -12h , a part of the South Pacific High begins to cross the
 178 southern Andes, leading to relatively high pressure immediately east of the Andean slopes
 179 around 35°S . This results in the formation of a saddle point of the isobars at 65°W , 35°S , at
 180 which cold and dry winds from the south meet with moist and warm winds from the tropics.
 181 This leads to strong frontogenesis in equivalent potential temperature, which is mainly due
 182 to deformation of the wind field (Arraut and Barbosa 2009). Rainfall in SESA starts exactly
 183 at the position of this saddle point (i.e., the deformation axis) and will propagate farther
 184 according to its position during the next 24 hours (lags -12h to $+12\text{h}$). After rainfall in SESA
 185 reached its maximum at 0h , high rainfall can be observed northeastward toward Paraguay
 186 and southern Brazil, but we also observe strong rainfall propagating northwestward toward
 187 the central Andes, reaching up to 16°S at the ECA.

188 For SESA-NO-ECA times (Figure 5), composites also show such a low pressure tongue
 189 and the frontal system moving northeastwards, but the isobar saddle point never goes farther
 190 north than 65°W , 35°S . At 0h , there is abundant rainfall in SESA, which will subsequently
 191 move northeastward in the subsequent time steps, but no rainfall occurs to the west at the
 192 slopes of the Andes. Despite the low pressure tongue, wind speeds east of the Bolivian Andes
 193 are lower at 0h as compared to SESA-ECA times.

194 Composites centered at times of strong rainfall at the ECA which was preceded (within 6
 195 to 36 hours) by strong rainfall in SESA (ECA-SESA times, Figure 6) reveal that the isobar
 196 saddle point already developed around 65°W , 35°S at -48h relative to the time of rainfall at
 197 the ECA. During the following time steps, the isobaric saddle point will move northeastwards
 198 together with the frontal system. Strong rainfall in SESA starts (-24h) where the saddle
 199 point promotes deformation and thus frontogenesis. At 0h , the saddle point moved farther
 200 north and the position where southerly and northerly winds meet is shifted towards the
 201 ECA, where strong rainfall can be observed during the subsequent 12 hours.

For ECA-NO-SESA (Figure 7) times, there is no frontal system and no low pressure anomaly approaching SESA from the south. Instead, a high pressure cell persists over SESA for the entire composite period. Rainfall at the ECA at 0h is more pronounced in the northern part of ECA than in the southern part as compared to ECA-SESA times.

b. Variability of the northwestern Argentinean Low

In this section, we give a quantitative analysis of the variability of geopotential height and wind fields at two different locations in the vicinity of the NAL.

At the climatological position of the NAL (defined by 32°S, 68°W and 27°S, 65°W following Seluchi and Saulo (2003), see Figure 1), geopotential height at 850hPa begins to decrease already 2 days prior to SESA-ECA times and reaches its minimum value within this time span between 15 and 12 hours prior to SESA-ECA times (Figure 8A). For ECA-SESA times, the local minimum is already reached 36 hours before peak rainfall in ECA. Both exceed the one-standard deviation band during these times. For SESA-NO-ECA and ECA-NO-SESA times, no such clear variation can be observed.

For the region north of the NAL (NNAL, defined by 25°S, 66°W and 20°S, 63°W, close to box 6 in Figure 1), geopotential height at 850hPa shows a qualitatively similar behavior (Figure 8B), but the local minimum is assumed shorter before SESA-ECA respectively ECA-SESA times (i.e., later in absolute time): For SESA-ECA times, the minimum is located 12 hours before and for ECA-SESA times 24 hours before. Geopotential height does not leave the one-standard deviation band of DJF climatology for SESA-NO-ECA and ECA-NO-SESA times.

The meridional components of 850hPa winds averaged over the regions NAL and NNAL show significant patterns corresponding to the propagation of strong rainfall events (Figure 9): For NAL and SESA-ECA times, the meridional component decreases in absolute terms in the 36 hours before rainfall in SESA, crosses the DJF mean of -4.1m/s at 21 hours prior, and reaches its lowest absolute value (0m/s) at the time of rainfall in SESA, and decreases

thereafter. For ECA-SESA times the behavior is similar, but the maximum is reached 12 hours before rainfall at the ECA. At NNAL, for SESA-ECA and for ECA-SESA times, the northerly component is more pronounced than at NAL before rainfall at SESA respectively ECA. In addition, the maximum values are reached later: almost 24 hours after rainfall in SESA for SESA-ECA times and 9 hours later than rainfall at ECA for ECA-SESA times.

c. Connection to the low-level jet east of the Andes

The composite wind fields (Figures 4, 5, 6, and 7) suggest a possible role of the SALLJ in the propagation of strong rainfall cells from SESA to ECA.

Meridional wind speeds at Santa Cruz de la Sierra in Bolivia (Figure 9) for SESA-ECA times begin to increase already 2 days prior and reach their maximum exactly at the time of strong rainfall at SESA. At this time, meridional wind speeds differ by more than one standard deviation from the DJF mean, and – even on average – meet the criterion for SALLJ events of absolute wind speeds larger than 12 m/s (not shown). Meridional wind speeds also increase prior to ECA-SESA times, but already reach their maximum about one day before strong rainfall occurs at the ECA.

The fraction of SALLJ times which are also SESA times increases when more restrictive SALLJ conditions are chosen (wind speeds at Santa Cruz from 9 m/s to 18 m/s). The same holds true for SALLJ times which are also SESA-ECA times, but not for SALLJ times which are also SESA-NO-ECA times, for which no trend can be observed (Figure 10A). Furthermore, rainfall at SESA has a positive trend with stronger SALLJ conditions for SALLJ times which are also SESA or SESA-ECA times (Figure 10B). By implication, wind speeds at Santa Cruz increase with more restrictive SALLJ conditions (Figure 10C). Similarly, the fraction of SALLJ times which are also ECA times increases when choosing a more restrictive SALLJ condition. While the same qualitative behavior is shown for SALLJ times which are also ECA-SESA times, for ECA-NO-SESA times, the fraction of SALLJ times decreases for stronger LLJ conditions (Figure 10D). Rainfall at the ECA seems to be

independent of the SALLJ condition (Figure 10E). Again, by implication, wind speeds at Santa Cruz increase with more restrictive SALLJ conditions (Figure 10F). For all SALLJ conditions (9 to 18 m/s), the fraction of SESA-ECA (ECA-SESA) times which are SALLJ times as well is higher than the fraction of SESA-NO-ECA (ECA-NO-SESA) times (Figures 10G, 10J) which are SALLJ times.

6. Discussion

a. Composites for the 4 regimes

The propagation of strong and spatially extensive rainfall events from SESA to ECA is a recurring feature of the monsoon season, with more than 90% of strong rainfall events in SESA propagating upstream (of the low-level moisture flow) towards the ECA, leading to strong rainfall there within the subsequent 6 to 36 hours. This climatic regime is responsible for more than 70% (50%) of total DJF rainfall at SESA (ECA), and thus provides a large contribution to the total water supply in the area, but also imposes a great risk to the resident population in form of floods and landslides (Bookhagen and Strecker 2012; Boers et al. 2014a).

Comparing the composites for SESA-ECA times (Figure 4) and SESA-NO-ECA times (Figure 5), we infer that initial rainfall in SESA will propagate to the ECA if a saddle point of the isobars develops at 65°W, 35°S, connecting the NAL with a mid-latitudinal low pressure cell approaching from the south. This saddle point causes deformation and hence frontogenesis, which in turn provides favorable conditions for organized convection. The mid-latitudinal low pressure cell is itself embedded on a eastward moving Rossby wave train that originates from the western Pacific ocean. The impacts of this wave train on South American convection has for instance been studied in (Renwick and Revell 1999; Díaz and Aceituno 2003). It can be detected from the geopotential height and wind anomalies at 850hPa and 250hPa composited for SESA-ECA times (Figures 11, 12).

Without the topological feature of a saddle point of the isobars (SESA-NO-ECA times), there still occurs abundant rainfall in SESA due to the cold front, but rain will only propagate northeastwards. On the other hand, if the saddle point is present (SESA-ECA times), it will cause a clash of cold and dry winds from the south with warm and moist winds from the tropics: A high pressure cell crossing the southern Andes (the southwestern part of the saddle point) in the aftermath of the preceding low pressure will drive cold air masses from the south towards the slopes of the Andes, where they meet warm and moist air masses originating from the Amazon to cause abundant rainfall in the southern parts of the ECA. Due to the eastward movement of the Rossby wave train, the high pressure cell pushes the saddle point and thus the deformation axis of frontogenesis northwestward in the subsequent time steps, explaining the northwestward propagation of the convective development and hence precipitation. It should be noted, however, that this does not imply that single MCS propagate northeastward, but rather that the conditions favoring convective development propagate in this direction and cause the formation of serial MCS along the way, as it has also been described in the case study by Anabor et al. (2008).

At the same time, the preceding deepening of the low pressure tongue leads to an increase of northerly wind speeds east of the Andes, in particular in northern Bolivia, enhancing the moisture flow from the tropics. These strengthened winds lead to strong rainfall peaks in the northern parts of the ECA due to orographic lifting (Bookhagen and Strecker 2008). The presence of the NAL is thus a necessary condition for the propagation of convective activity from SESA to ECA. During the summer season, the NAL is mainly thermally driven, although a strengthening effect due to the Zonda winds cannot be ruled out, which are however more relevant during the winter season (Seluchi and Saulo 2003). In (Garreaud 2009), the author describes the Zonda winds as a consequence of the interplay of the surface low and strong upper level westerlies crossing the Andes, although a previous intensification of the low east of the subtropical Andes is also suggested due to lee-side subsidence of warm air, hinting at a possible feedback mechanism.

As expected, composites for ECA-SESA times yield qualitatively very similar results as composites for SESA-ECA times (shifted by about one day). On the other hand, composites for ECA-NO-SESA times show the average atmospheric conditions for strong rainfall events which were not preceded by rainfall at SESA. Although these times account for more than 30% of DJF rainfall in parts of the ECA, comparing composites of ECA-SESA times with composites of ECA-NO-SESA times reveals that for ECA-NO-SESA times, rainfall is confined toward the north, where orographic lifting should play a more important role due to the typical direction of low-level winds in relation to the orientation of the Andes. Thus, these strong rainfall events at the ECA are not due to the discussed mechanism, but rather a direct consequence of orographic effects in these parts of ECA.

b. Variability of the Northwestern Argentinean Low

The deepening of the NAL around 24 hours before rainfall peaks at SESA and 36 hours before rainfall peaks at ECA (Figure 8) implies that this low pressure system plays a crucial role for modulating the propagation of rainfall clusters from SESA to the ECA. This is consistent with the discussion above, since a deep NAL is necessary for the formation of the described saddle point of isobars. The role of the NAL in this situation is twofold: First, it enhances the speed of warm and moist low-level winds from the north, establishing conditions favoring the establishment of the Chaco Jet (Saulo et al. 2004). Second, in interplay with the high pressure cell approaching from the west and crossing the Andes south of the NAL, it causes cold westerly winds to the south to tilt counterclockwise, resulting in very small values of the typically southward directed meridional low-level flow at NAL (Figure 9).

In (Garreaud and Wallace 1998; Garreaud 2000) it has been suggested that northward-directed low-level winds are pushing the convective activity northwards. However, in our high-temporal resolution composites, absolute winds do not point northwards after crossing 28°S for SESA-ECA times (compare the meridional component at NAL and NNAL for SESA-ECA times). Instead, dictated by the saddle point, southerly and northerly winds meet at

the climatological location of the NAL, with a pronounced positive meridional anomaly, indicating that the typically northerly winds slow down significantly during these times (Figures 9 and 6 at 0h). Therefore, we propose that the propagation of strong rainfall from SESA to ECA occurs for two reasons: First, the deformation of the flow around the saddle point where cold dry air masses from the South collide with moist warm air masses from the tropics, leading to strong frontogenesis in equivalent potential temperature, and second the westward lifting of the air masses over the sloping terrain (orographic forcing).

c. Connection to the low-level jet east of the Andes

There exists an obvious connection between the propagation of strong rainfall from SESA to ECA and the SALLJ, as determined from wind speeds at Santa Cruz (Figure 9). In particular, the increase in fractions of SALLJ times which are also SESA-ECA respectively ECA-SESA times with increasing wind speeds (Figures 10A, 10B) suggests that, the faster the winds, the higher the probability of a rainfall propagating from SESA to ECA. This is consistent with the discussion above, since stronger winds from the tropics enhance the deformation at the saddle point. However, despite the increase of fractions of SALLJ times which are also SESA-ECA (respectively ECA-SESA) times when choosing stronger SALLJ conditions, during more than half of the times which are SALLJ events according to the most common definition (12 m/s, (Marengo et al. 2004; Salio et al. 2007a)), rainfall does not propagate from SESA to ECA. Similarly, only 15% (13%) of SESA-ECA (ECA-SESA) times are SALLJ times (Figures 10G, 10J, determined using the 12 m/s condition). Therefore, we emphasize that the SALLJ and the propagation of atmospheric conditions favoring convection from SESA to ECA are neither necessary nor sufficient conditions for one another.

The physical mechanism described above suggest that increased wind speeds at Santa Cruz (and associated SALLJ events) are a passive consequence of the formation of the low-pressure tongue developing when the NAL joins the low-pressure system of the northward propagating cold front. This is supported by the fact that the maximum southward wind

speed at Santa Cruz is assumed at the time when front-induced rainfall in SESA reaches its maximum (Figure 9). Furthermore, the deeper the NAL, the stronger is the pressure gradient and thus the faster the winds along the isobars. On the other hand, the deeper the NAL, the more likely is the development of the low-pressure tongue and the associated saddle point of the isobars, and therefore the more likely it is that rainfall will propagate from SESA to ECA. Therefore, we argue that the deepening of the tongue of low pressure acts as common cause for increased wind speeds at Santa Cruz and increased deformation and hence frontogenesis at the saddle point, which in turn leads to the propagation of strong rainfall from SESA to ECA. In turn, this also suggests that the moisture inflow from the tropics (e.g., by the SALLJ) is not an independent driver of rainfall in SESA or ECA. Thus, the positive relationship between the strength of the low-level flow from the Amazon along the Andes toward the subtropics and rainfall in the subtropics, which was for example observed in (Salio et al. 2007b) and in (Arraut et al. 2012) using monthly data, is not due to a direct causal relationship. Instead, it is due to the frontal system approaching from the South and its interplay with the NAL as common drivers.

Since we consider only strong rainfall events during DJF (above the 90th percentile), it seems likely that most of the considered rainfall events are caused by MCS (Durkee and Mote 2009; Durkee et al. 2009; Boers et al. 2013, 2015). Anabor et al. (2008) studied particular cases of serial MCS which develop subsequently from SESA towards the northwestern Argentinean Andes. In fact, all 3 serial MCS events analyzed in that study, which occurred during DJF on December 5th in 2005, January 12th and January 16th in 2006, fall into our SESA-ECA times. Recalling that more than 90% of strong rainfall events in SESA will be followed by strong events at the ECA, our study suggests that these serial MCS might be less exotic than previously thought, and may play a crucial role for total DJF rainfall amounts as well as natural hazards they might lead to. Therefore, it seems plausible that these MCS typically develop in association with midlatitude low-pressure systems and corresponding frontal systems approaching from the south and crossing SESA: The moisture needed for

such a northwestward propagation of subsequent organized convection is provided by the low-level flow from the Amazon. However, the mechanism actually triggering the propagation of conditions favoring convection is the interplay of the midlatitude low-pressure systems approaching from the south with the NAL and the orientation of the Andes mountain range. This interplay leads to the formation of a saddle point in pressure levels, which causes pronounced frontogenesis through deformation, providing the environment for the development of the MCS. Due to the eastward movement of the Rossby wave train on which these lows are embedded, the saddle point is pushed northwards by the next high pressure cell approaching from the west. This explains the propagation of atmospheric conditions favoring convection from SESA towards the ECA. The rather periodic occurrence of this phenomenon can be furthermore explained by the periodicity of the mid-latitudinal wave train. In addition, we speculate that the variability of NAL indirectly responds to the alternation of low- and high pressure systems in a way that enhances the overall mechanism: Suppressed convection in the aftermath of a propagating thunderstorm will favor the subsequent thermal deepening of the NAL once again, which in turn prepares the conditions for the next occurrence of the saddle point in the pressure configuration.

7. Conclusion

We have shown that the propagation of strong rainfall associated with deep convection from southeastern South America toward the eastern slopes of the Central Andes is a rather typical feature of the South American monsoon system. Based on high spatiotemporal resolution data, we have described and discussed a climatic mechanism which, in accordance with corresponding composites, explains this propagation. This mechanism consists of an interplay of low-level moisture flow from the tropics, alternating low- and high-pressure cells originating from midlatitudes, and the Andean orography. The interplay of these features leads to the formation of a saddle point of the pressure levels, where deformation leads to

strong frontogenesis.

The results of our systematic study are consistent with case studies on the propagation of conditions favoring organized deep convection from southeastern South America to the eastern Central Andes. Although it seems plausible, based on surface rainfall estimates provided by the TRMM 3B42 dataset alone, we cannot prove that the propagation events of strong rainfall which we identified are exclusively due to organized convective systems. In view of the complexity of the physics behind the formation of organized convection (see, e.g., Lima and Wilson 2008), this will be subject of future work.

Our key findings can be summarized as follow:

- i. The propagation of rainfall towards the Central Andes only occurs if a mid-latitudinal low merges with a previously established thermal low in northwestern Argentina such that a saddle point establishes in the pressure configuration. Abundant rainfall will occur at the position of this saddle point due to the deformation and associated frontogenesis around this saddle point, causing clashes of cold and dry air from the south with warm and moist air from the north.
- ii. Due to the eastward movement of the Rossby wave train that dictates the occurrence of the mid-latitudinal low, and the blocking effect of the subsequent mid-latitudinal high, this saddle point and hence the conditions favoring deep convection move northwestward toward the Central Andes, where the associated rainfall is further enhanced by orographic lifting effects.
- iii. The South American Low-Level Jet east of the Andes is neither a necessary nor a sufficient condition for their formation. Instead, it can be seen as a consequence of the described atmospheric mechanism, since the low-level wind channel along the isobars of the merged low-pressure cells may sometimes be pronounced enough to meet the criteria of a low-level jet.
- iv. The low-level wind channel conveying tropical moisture along the Andean slopes to

the South American subtropics provides the conditions necessary for the formation of convective systems, but does not itself initiate their onset. Instead, the formation of the saddle point should be viewed as a common driver for the establishment of this wind channel and the occurrence of these large rainfall clusters.

8. Figures and tables

a. Figures

Acknowledgments.

This paper was developed within the scope of the IRTG 1740/TRP 2011/50151-0, funded by the DFG/FAPESP. J.K. acknowledges financial support from the Government of the Russian Federation (Agreement No. 14.Z50.31.0033). J.M. was supported by the FAPESP Project Go Amazon, 2013/50538-7.

REFERENCES

- 449 Anabor, V., D. J. Stensrud, and O. L. L. de Moraes, 2008: Serial Upstream-Propagating
 450 Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America. *Monthly Weather*
 451 *Review*, **136** (8), 3087–3105, doi:10.1175/2007MWR2334.1, URL [http://journals.](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007MWR2334.1)
 452 [ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007MWR2334.1](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007MWR2334.1).
- 453 Arraut, J. M. and H. M. J. Barbosa, 2009: Large scale features associated with strong
 454 frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east
 455 of the Andes. *Advances in Geosciences*, **22**, 73–78, doi:10.5194/adgeo-22-73-2009, URL
 456 <http://www.adv-geosci.net/22/73/2009/>.
- 457 Arraut, J. M., C. Nobre, H. M. J. Barbosa, G. Obregon, and J. Marengo, 2012: Aerial
 458 Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Ama-
 459 zonia and to Subtropical Rainfall in South America. *Journal of Climate*, **25** (2), 543–556,
 460 doi:10.1175/2011JCLI4189.1, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JCLI4189.1)
 461 [2011JCLI4189.1](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JCLI4189.1).
- 462 Berbery, E. H. and E. A. Collini, 2000: Springtime Precipitation and Water Vapor Flux
 463 over Southeastern South America. *Monthly Weather Review*, **128**, 1328–1346, doi:10.1175/
 464 1520-0493(2000)128<1328:SPAWVF>2.0.CO;2.
- 465 Boers, N., B. Bookhagen, H. M. J. Barbosa, N. Marwan, J. Kurths, and J. Marengo, 2014a:
 466 Prediction of Extreme Floods in the Eastern Central Andes based on a Complex Network
 467 Approach. *Nature Communications*, **5**:5199, doi:doi:10.1038/ncomms6199.
- 468 Boers, N., B. Bookhagen, J. Marengo, N. Marwan, J.-S. v. Sorch, and J. Kurths, 2015:
 469 Extreme rainfall of the South American monsoon system: A dataset comparison using

complex networks. *Journal of Climate*, **28** (3), 1031–1056, doi:10.1175/JCLI-D-14-00340.
1.

Boers, N., B. Bookhagen, N. Marwan, J. Kurths, and J. Marengo, 2013: Complex networks
identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System.
Geophysical Research Letters, **40** (16), 4386–4392, doi:10.1002/grl.50681, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50681>.

Boers, N., A. Rheinwalt, B. Bookhagen, H. M. J. Barbosa, N. Marwan, J. A. Marengo,
and J. Kurths, 2014b: The South American Rainfall Dipole: A Complex Network
Analysis of Extreme Events. *Geophysical Research Letters*, **41** (20), 1944–8007, doi:
10.1002/2014GL061829.

Bonner, W. D., 1968: Climatology of the Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, **96** (12),
833–850, doi:10.1175/1520-0493(1968)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2.

Bookhagen, B. and M. R. Strecker, 2008: Orographic barriers, high-resolution TRMM rain-
fall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, **35** (6),
L06 403, doi:10.1029/2007GL032011, URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007GL032011.shtml>.

Bookhagen, B. and M. R. Strecker, 2012: Spatiotemporal trends in erosion rates across
a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth and
Planetary Science Letters*, **327–328**, 97–110, doi:10.1016/j.epsl.2012.02.005.

Byerle, L. A. and J. Paegle, 2002: Description of the seasonal cycle of low-level flows, flanking
the Andes and their interannual variability. *Meteorologica*, **27**, 71–88.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Liebmann, 2004: The South Atlantic convergence
zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual
activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17** (1), 88–108, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2).

- Carvalho, L. M. V., A. E. Silva, C. Jones, B. Liebmann, P. L. Silva Dias, and H. R. Rocha,
2010: Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon
system. *Climate Dynamics*, **36** (9-10), 1865–1880, doi:10.1007/s00382-010-0806-2, URL
<http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00382-010-0806-2>.
- Díaz, A. and P. Aceituno, 2003: Atmospheric circulation anomalies during episodes of
enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. *Journal of Climate*, **16**,
3171–3185, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2003\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2003)016<3171:ACADEO>2.0.CO;2)
016<3171:ACADEO>2.0.CO;2.
- Durkee, J. D. and T. L. Mote, 2009: A climatology of warm-season mesoscale convective
complexes in subtropical South America. *International Journal of Climatology*, **30** (3),
418–431.
- Durkee, J. D., T. L. Mote, and J. M. Shepherd, 2009: The contribution of mesoscale convec-
tive complexes to rainfall across subtropical South America. *Journal of Climate*, **22** (17),
4590–4605.
- Eltahir, E. A. B. and R. L. Bras, 1993: Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quar-
terly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120** (518), 861–880, doi:10.1002/qj.
49712051806, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712051806>.
- Ferreira, R., T. Rickenbach, D. L. Herdies, and L. Carvalho, 2003: Variability of South Amer-
ican convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998
and 1999. *Monthly Weather Review*, (March 1998), 961–973, URL [http://journals.](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2003)131<0961:VOSACC>2.0.CO;2)
[ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0961:VOSACC>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2003)131<0961:VOSACC>2.0.CO;2).
- Garreaud, R. D., 2000: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure
and dynamics. *Monthly Weather Review*, **128** (7), 2544–2559, URL [http://journals.](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2000)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2)
[ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2000)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2).

- 519 Garreaud, R. D., 2009: The Andes climate and weather. *Advances In Geosciences*, **22**, 1–9,
520 doi:10.5194/adgeo-22-3-2009, URL <http://www.adv-geosci.net/22/3/2009/>.
- 521 Garreaud, R. D. and J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air
522 into subtropical and tropical South America. *Monthly Weather Review*, **126** (10),
523 2713–2733, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1998\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1998)126<2713:SIOMAI>2.0.CO;2)
524 126<2713:SIOMAI>2.0.CO;2.
- 525 Giovannettone, J. P. and A. P. Barros, 2009: Probing Regional Orographic Controls of
526 Precipitation and Cloudiness in the Central Andes Using Satellite Data. *Journal of Hy-*
527 *drometeorology*, **10** (1), 167–182, doi:10.1175/2008JHM973.1, URL [http://journals.](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JHM973.1)
528 [ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JHM973.1](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JHM973.1).
- 529 Huffman, G., et al., 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-
530 Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrome-*
531 *teor*, **8** (1), 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.
- 532 Kiladis, G. N. and K. M. Weickmann, 1992: Extratropical Forcing of Tropical Pacific Con-
533 vection during Northern Winter. *Monthly Weather Review*, **120** (9), 1924–1939.
- 534 Kousky, V. E., 1979: Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Re-*
535 *view*, **107**, 1140–1153, doi:10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2, URL
536 [http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175/](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2)
537 1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2.
- 538 Lenters, J. D. and K. H. Cook, 1999: Summertime precipitation variability over South
539 America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, **127** (3),
540 409–431, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1999\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1999)127<0409:SPV0SA>2.0.CO;2)
541 127<0409:SPV0SA>2.0.CO;2.
- 542 Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick, 1999: Submonthly
543 convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Jour-*

nal of Climate, **12** (7), 1877–1891, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2).

Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, C. Saulo, and L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, **17** (19), 3829–3842.

Liebmann, B. and C. Mechoso, 2011: The South American Monsoon System. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, 137–157.

Lima, M. A. and J. W. Wilson, 2008: Convective Storm Initiation in a Moist Tropical Environment. *Monthly Weather Review*, **136** (6), 1847–1864, doi:10.1175/2007MWR2279.1.

Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, **17** (12), 2261–2280, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2).

Marengo, J. A., et al., 2012: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, **32** (1), 1–21, doi:10.1002/joc.2254.

Montes de Oca, I., 1995: Geografia y clima de Bolivia (Geography and climate of Bolivia). *Bull. Inst. Fr. Etud. Andines*, **24**, 357–368.

Nicolini, M., A. C. Saulo, J. C. Torres, and P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System*, **27**, 59–69.

Nogués-Paegle, J. and K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, **125** (2), 279–291.

- Renwick, J. and M. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Monthly Weather Review*, **(1997)**, 2233–2247, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2233:B0TSPA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493(1999)127<2233:B0TSPA>2.0.CO;2).
- Rienecker, M. M., et al., 2011: MERRA: NASA’s Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *Journal of Climate*, **24**, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, **14 (15)**, 3192–3211, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3192:SAASM>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442(2001)014<3192:SAASM>2.0.CO;2).
- Romatschke, U. and R. A. Houze, 2013: Characteristics of Precipitating Convective Systems Accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. *Journal of Hydrometeorology*, **14 (1)**, 25–46, doi:10.1175/JHM-D-12-060.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-12-060.1>.
- Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser, 2007a: Mesoscale Convective Systems over South-eastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, **135 (4)**, 1290–1309, doi:10.1175/MWR3305.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3305.1>.
- Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser, 2007b: Mesoscale convective systems over south-eastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, **135 (4)**, 1290–1309, doi:10.1175/MWR3305.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3305.1>.
- Saulo, A. C., M. E. Seluchi, and M. Nicolini, 2004: A case study of a Chaco low-level jet event. *Monthly Weather Review*, **132 (11)**, 2669–2683.
- Seluchi, M. E. and A. C. Saulo, 2003: The northwestern Argentinean low: A study of two

592 typical events. *Monthly Weather Review*, **131** (10), 2361–2378, URL [http://journals.](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2)
593 [ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2).

594 Siqueira, J. and W. Rossow, 2005: Structural Characteristics of Convective Systems over
595 South America Related to Cold-Frontal Incursions. *Monthly Weather Review*, **133** (5),
596 1045–1064, doi:10.1175/MWR2888.1, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR2888.1)
597 [10.1175/MWR2888.1](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR2888.1).

598 Siqueira, J. R. and L. A. T. Machado, 2004: Influence of the frontal systems on the
599 day-to-day convection variability over South America. *Journal of Climate*, **17** (9),
600 1754–1766, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2004\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2004)017<1754:IOTFS0>2.0.CO;2)
601 [017<1754:IOTFS0>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2004)017<1754:IOTFS0>2.0.CO;2).

602 Zhou, J. and K.-M. Lau, 1998: Does a monsoon climate exist over South America? *Journal*
603 *of Climate*, **11** (5), 1020–1040.

List of Figures

- 1 Topography and key features of the South American monsoon system (SAMS), including the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). The typical propagation pathway of surface rainfall is indicated by the boxes 1 to 7. The region of southeastern South America (SESA, boxes 1 to 3), and the eastern slopes of the Central Andes (ECA, boxes 5 to 7) are delineated by magenta boxes. The study regions at Santa Cruz de la Sierra (SC), at the northwestern Argentinean Low (NAL) and north of the northwestern Argentinean Low (NNAL) are delineated by black dashed lines. 29
- 2 A. Spatially averaged rainfall over each of the 7 boxes in Figure 1 for each of the four different temporal subsets defined in the text. Time 0 corresponds to the time of peak rainfall in SESA (top panel) respectively ECA (bottom panel). B. Relative frequencies of the occurrence times in the diurnal cycle of the four temporal subsets. 3-hourly rainfall rates are plotted at their midpoint: for example, values at 12h are integrated from 10:30 to 13:30. 30
- 3 Fraction of total seasonal rainfall in DJF accounted for during (A) SESA-ECA, (B) SESA-NO-ECA, (C) ECA-SESA, and (D) ECA-NO-SESA times. 31
- 4 Composites of rainfall and geopotential height and wind fields at 850hPa from 48 hours before to 24 hours after SESA-ECA times. The label 0h corresponds to the time when rainfall peaks in SESA. Rainfall values are derived from the TRMM 3B42 V7 dataset, while the remaining variables are obtained from the MERRA dataset. 32
- 5 Same as Figure 4, but for SESA-NO-ECA times. 33

627	6	Composites of rainfall and geopotential height and wind fields at 850hPa from	
628		48 hours before to 12 hours after ECA-SESA times. In contrast to figure 4,	
629		in this figure the label 0h corresponds to the time when rainfall peaks at the	
630		ECA. Since the temporal delay between events at SESA and ECA are not	
631		constant, the composites for ECA-SESA times shown in this figure are not	
632		simply shifted composites for SESA-ECA times.	34
633	7	Same as Figure 6, but for ECA-NO-SESA times.	35
634	8	A. Mean geopotential height and standard deviations at 850hPa over the cli-	
635		matological position of the northwestern Argentinean Low (NAL), represented	
636		by a box defined by 32°S, 68°W and 27°S, 65°W. Composites are shown for the	
637		4 climatic regimes SESA-ECA, SESA-NO-ECA, ECA-SESA, ECA-NO-SESA	
638		as well as for DJF climatology. Shaded areas correspond to one standard	
639		deviation. B. The same for the region north of the climatological position of	
640		the northwestern Argentinean Low (NNAL), represented by a box defined by	
641		25°S, 66°W and 20°S, 63°W.	36
642	9	Composite meridional wind speeds at 850hPa over the climatological position	
643		of the northwestern Argentinean Low (NAL), represented by a box defined by	
644		32°S, 68°W and 27°S, 65°W, for the spatial box north of the climatological	
645		position of the northwestern Argentinean Low (NNAL), defined by 25°S, 66°W	
646		and 20°S, 63°W, as well as for Santa Cruz de la Sierra, Bolivia (SC, 17°S,	
647		62°W). Composites are shown for the 4 climatic regimes SESA-ECA, SESA-	
648		NO-ECA, ECA-SESA, ECA-NO-SESA as well as for the DJF climatology.	
649		Shaded areas correspond to one standard deviation of the DJF climatology.	37

- 650 10 Connection between the South American Low-Level Jet (SALLJ) and the
651 propagation events of strong rainfall from SESA to ECA. A. Fractions of
652 SALLJ times that are also SESA (solid blue), SESA-ECA (red dashed), and
653 SESA-NO-ECA (green dot-dashed) times for LLJ speed criteria from 9m/s
654 to 18m/s. B. Spatially averaged rainfall in SESA during the respective times.
655 C. Average wind speeds at 850hPa at Santa Cruz de la Sierra, 17°S, 62°W for
656 the respective times. Subfigures D to L show the equivalent information, but
657 for different temporal subsets as indicated by the color legends in the right
658 column, which apply to all of the respective row. 38
- 659 11 Composite anomalies versus DJF climatology of 850hPa geopotential height
660 and wind fields for one day before to one day after SESA-ECA times. Note the
661 eastward moving oscillation of negative and positive pressure anomalies over
662 the southeastern Pacific, and how the low pressure cell over the southern tip of
663 South America merged with the northwestern Argentinean Low (NAL) before
664 retreating towards the subtropical Atlantic ocean. Regions of non-significant
665 anomalies based on a one-sample location t-test are shown in white. 39
- 666 12 Composite anomalies versus DJF climatology of 250hPa geopotential height
667 and wind fields for one day before to one day after SESA-ECA times. Note the
668 eastward moving Rossby wave train over the southern Pacific ocean. Regions
669 of non-significant anomalies based on a one-sample location t-test are shown
670 in white. 40

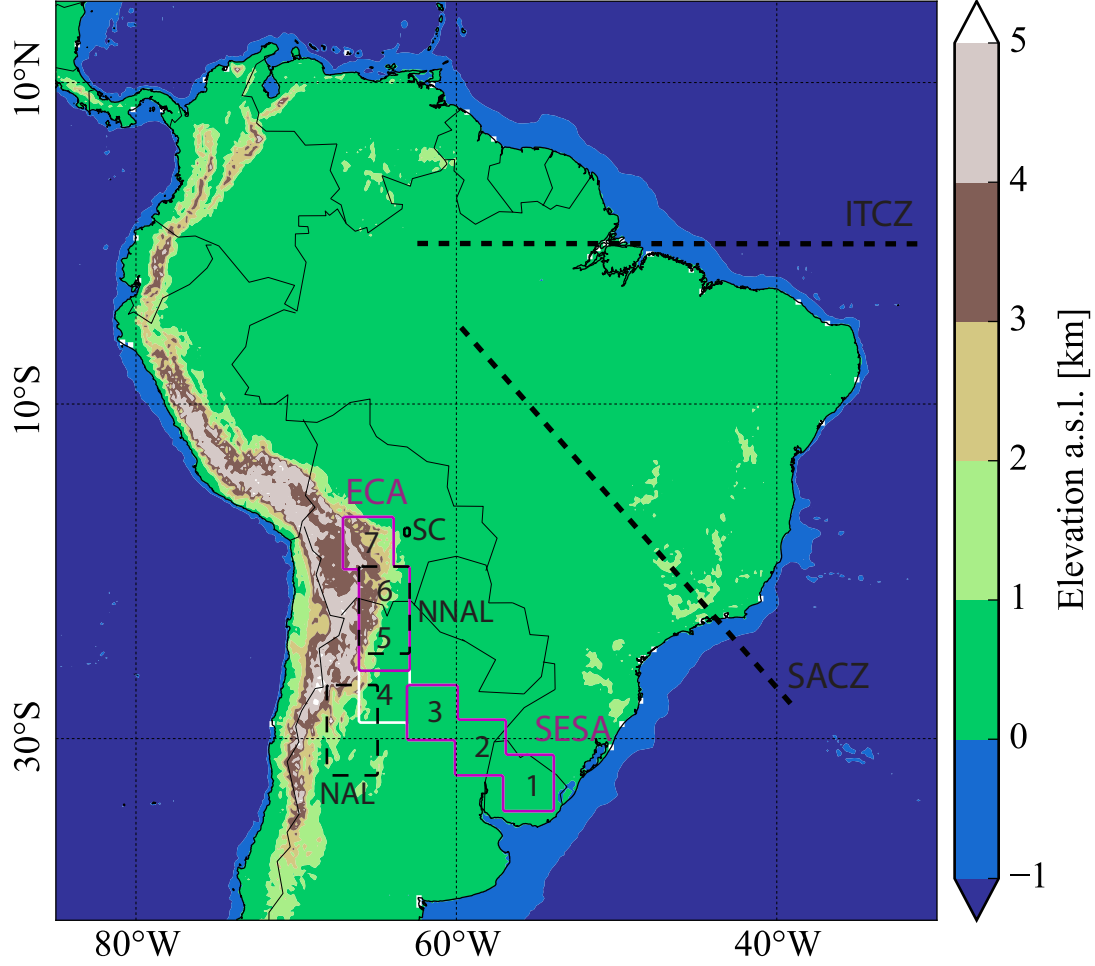


FIG. 1. Topography and key features of the South American monsoon system (SAMS), including the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). The typical propagation pathway of surface rainfall is indicated by the boxes 1 to 7. The region of southeastern South America (SESA, boxes 1 to 3), and the eastern slopes of the Central Andes (ECA, boxes 5 to 7) are delineated by magenta boxes. The study regions at Santa Cruz de la Sierra (SC), at the northwestern Argentinean Low (NAL) and north of the northwestern Argentinean Low (NNAL) are delineated by black dashed lines.

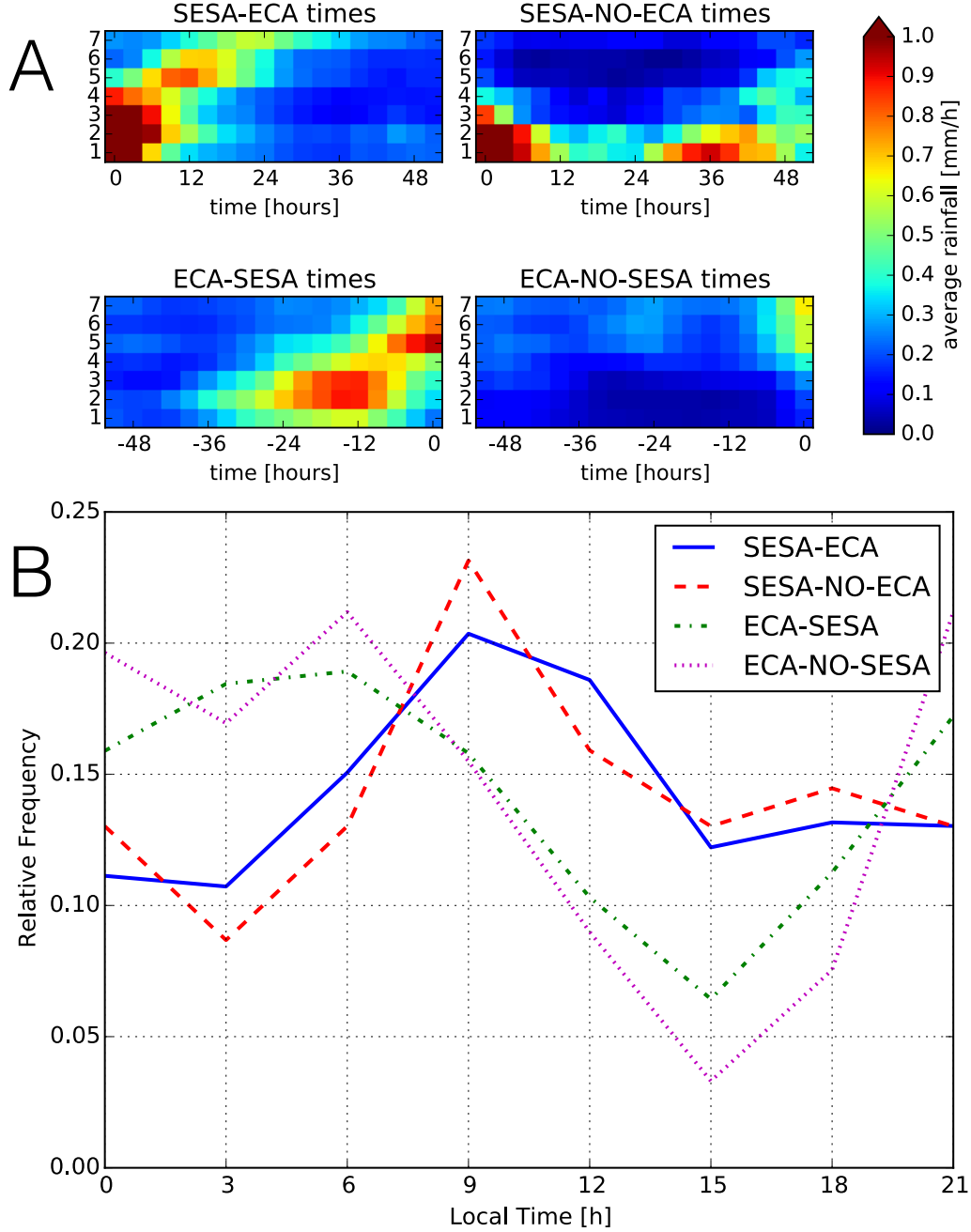


FIG. 2. A. Spatially averaged rainfall over each of the 7 boxes in Figure 1 for each of the four different temporal subsets defined in the text. Time 0 corresponds to the time of peak rainfall in SESA (top panel) respectively ECA (bottom panel). B. Relative frequencies of the occurrence times in the diurnal cycle of the four temporal subsets. 3-hourly rainfall rates are plotted at their midpoint: for example, values at 12h are integrated from 10:30 to 13:30.

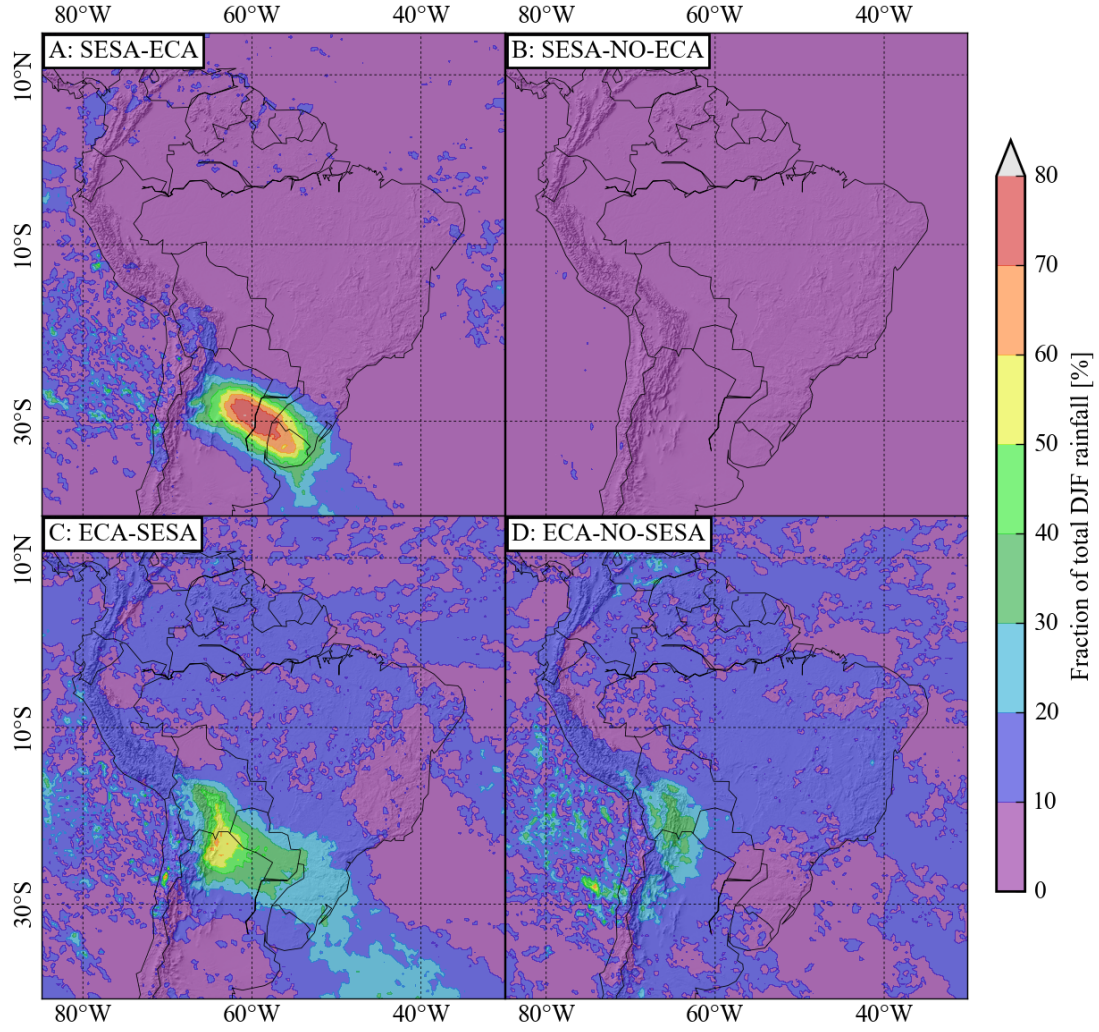


FIG. 3. Fraction of total seasonal rainfall in DJF accounted for during (A) SESA-ECA, (B) SESA-NO-ECA, (C) ECA-SESA, and (D) ECA-NO-SESA times.

SESA-ECA: Rainfall, 850mbar GPH and Winds

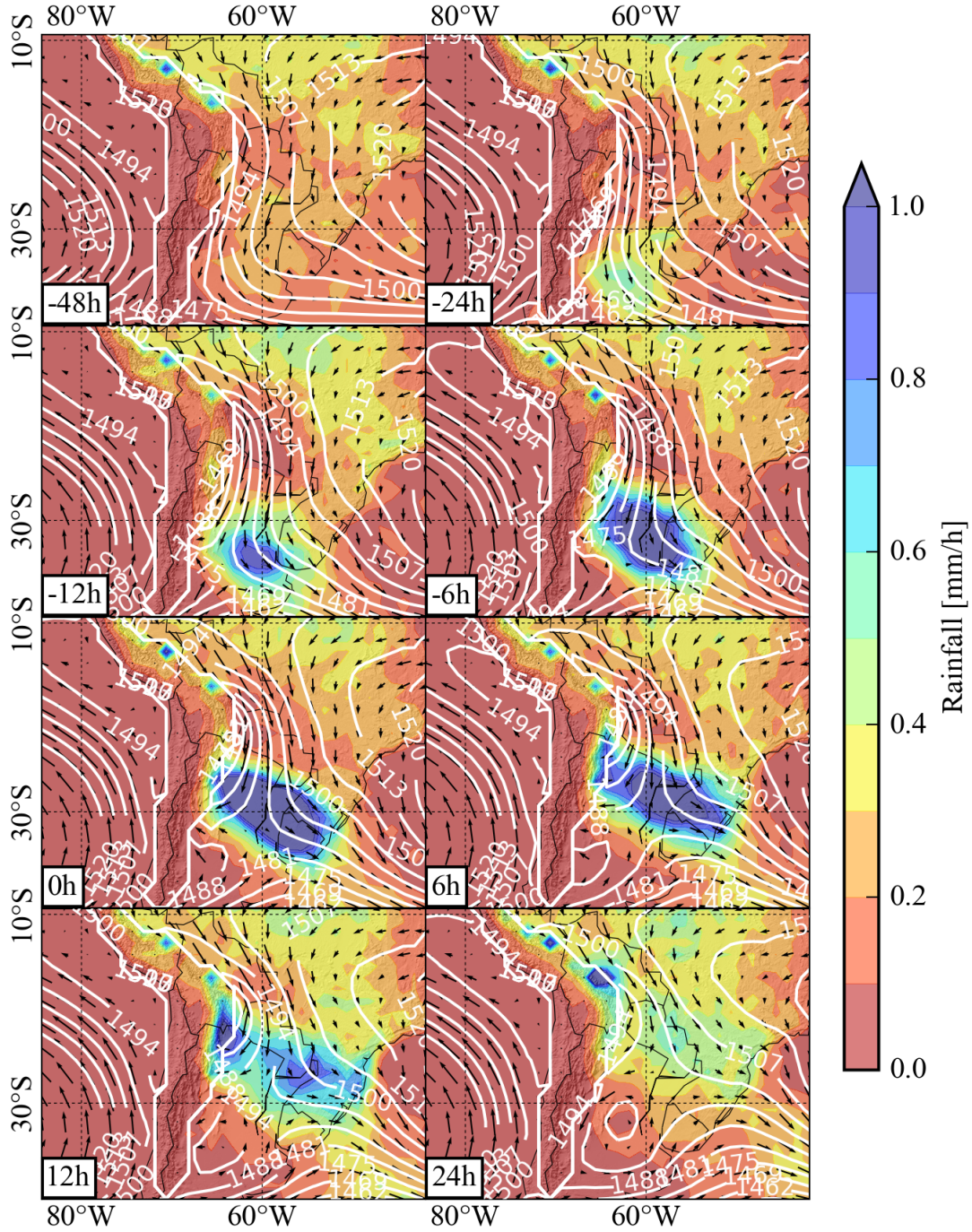


FIG. 4. Composites of rainfall and geopotential height and wind fields at 850hPa from 48 hours before to 24 hours after SESA-ECA times. The label 0h corresponds to the time when rainfall peaks in SESA. Rainfall values are derived from the TRMM 3B42 V7 dataset, while the remaining variables are obtained from the MERRA dataset.

SESA-NO-ECA: Rainfall, 850mbar GPH and Winds

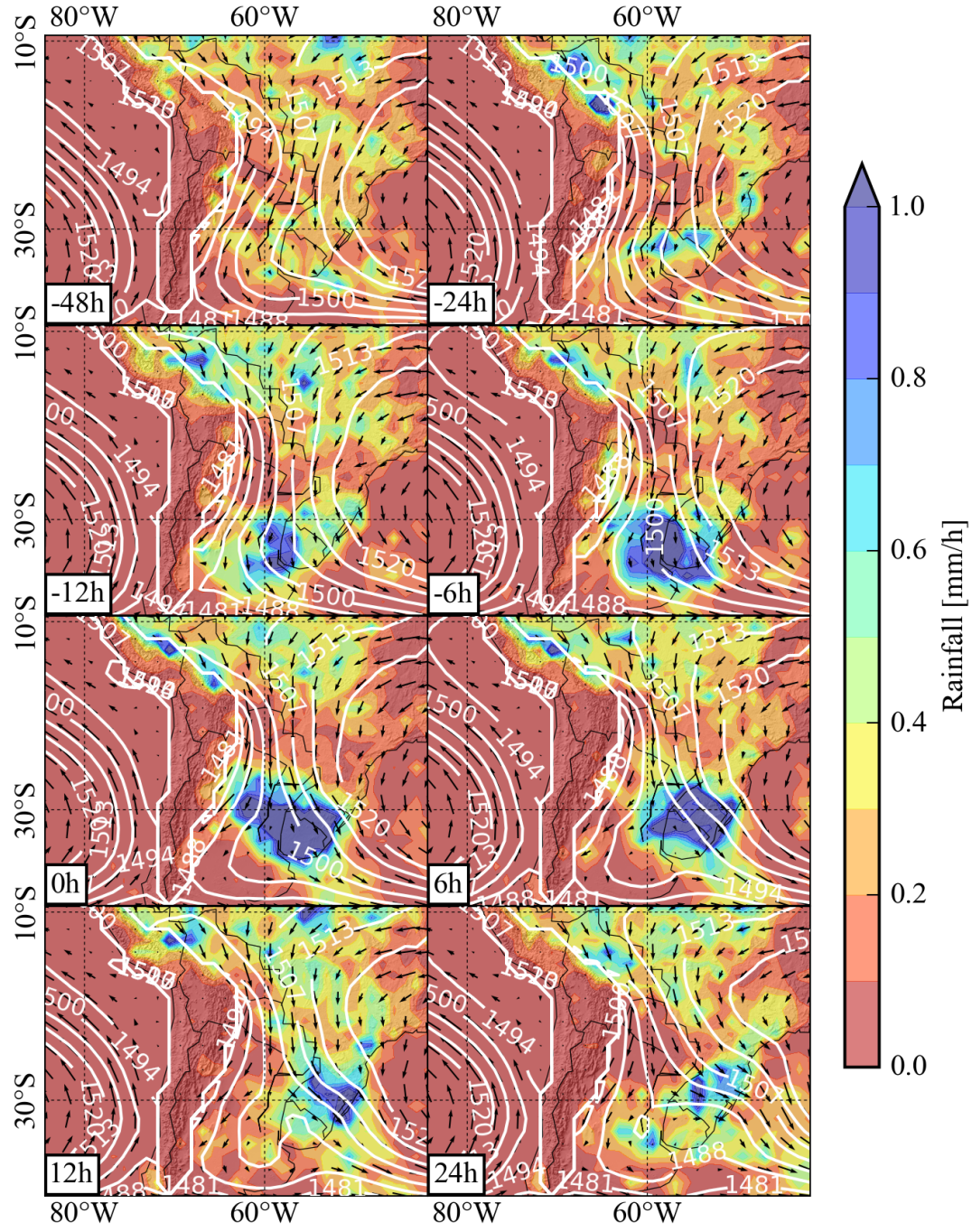


FIG. 5. Same as Figure 4, but for SESA-NO-ECA times.

ECA-SESA: Rainfall, 850mbar GPH and Winds

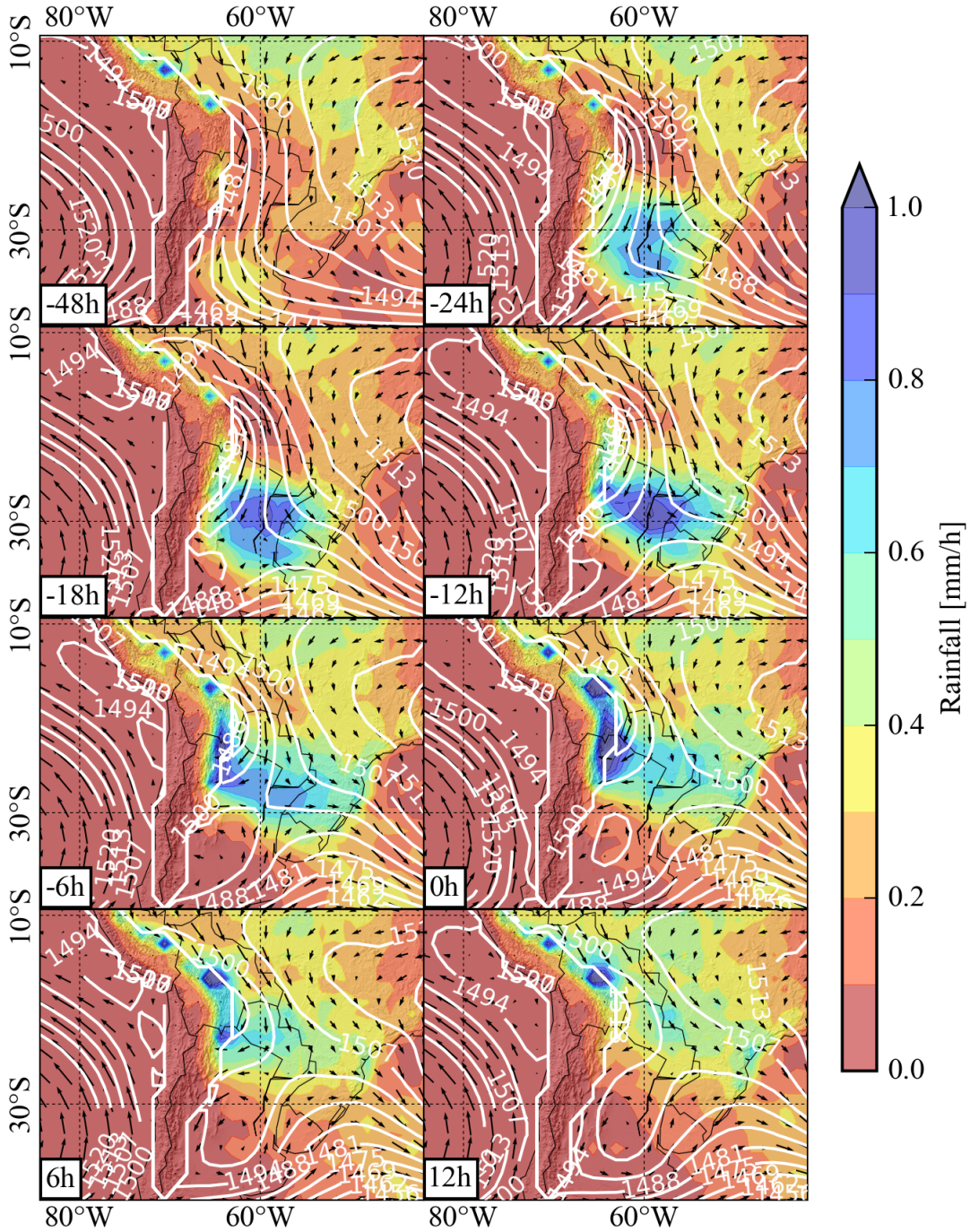


FIG. 6. Composites of rainfall and geopotential height and wind fields at 850hPa from 48 hours before to 12 hours after ECA-SESA times. In contrast to figure 4, in this figure the label 0h corresponds to the time when rainfall peaks at the ECA. Since the temporal delay between events at SESA and ECA are not constant, the composites for ECA-SESA times shown in this figure are not simply shifted composites for SESA-ECA times.

ECA-NO-SESA: Rainfall, 850mbar GPH and Winds

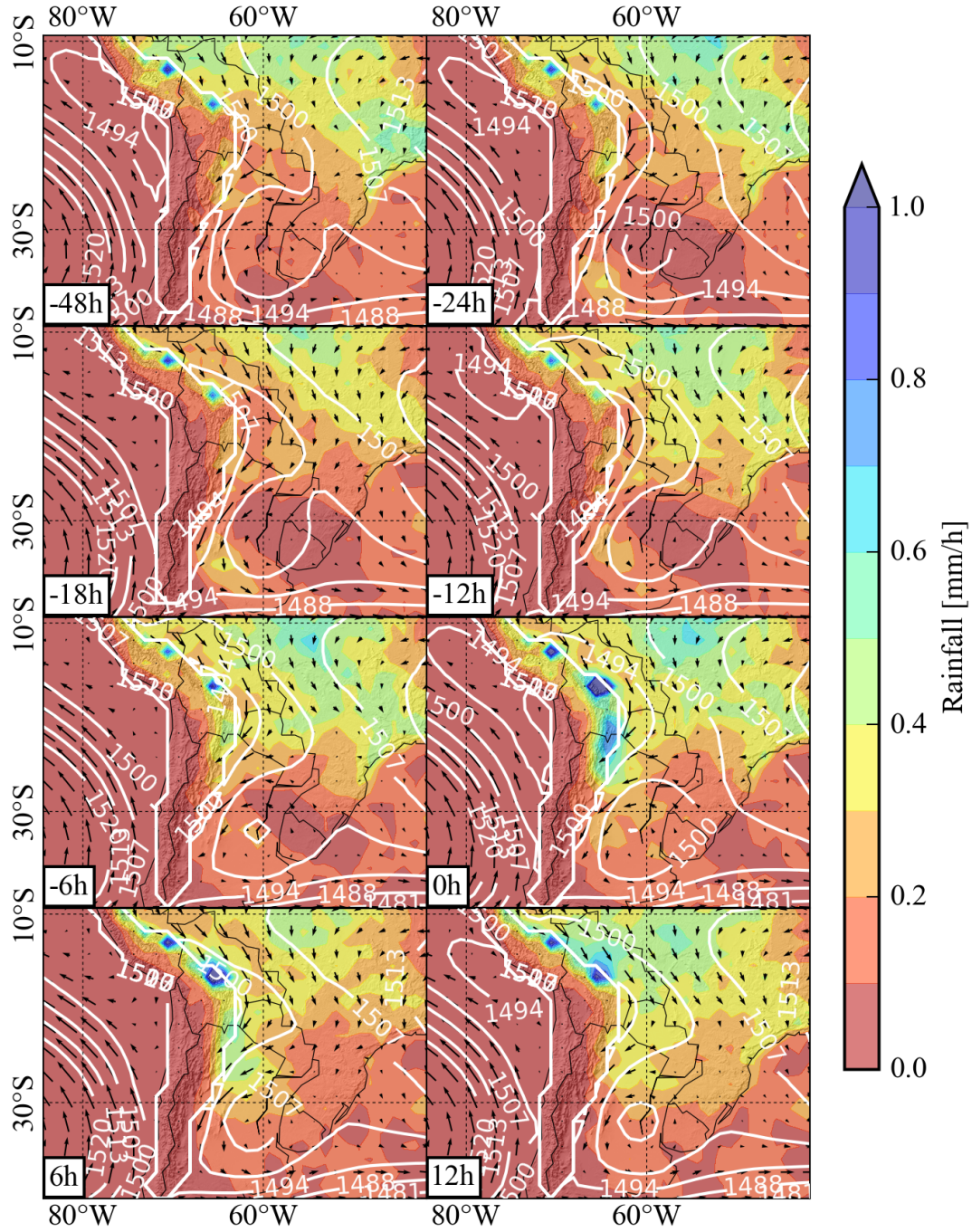


FIG. 7. Same as Figure 6, but for ECA-NO-SESA times.

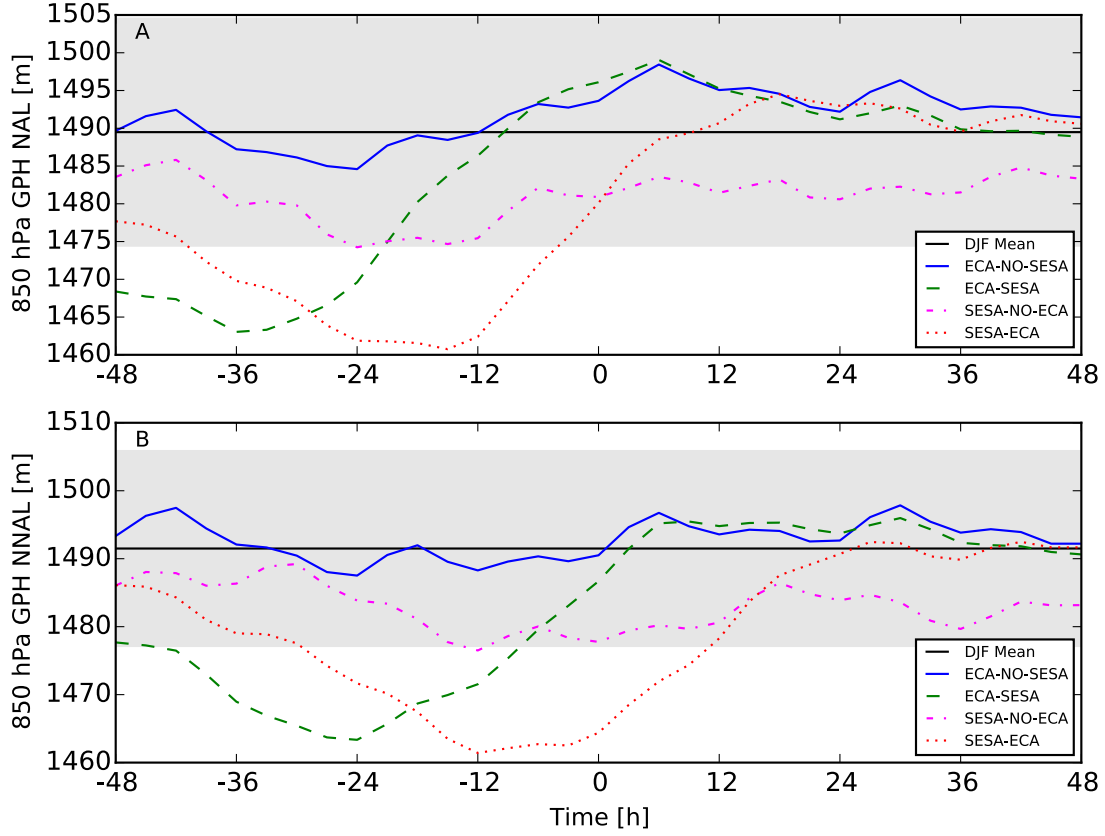


FIG. 8. A. Mean geopotential height and standard deviations at 850hPa over the climatological position of the northwestern Argentinean Low (NAL), represented by a box defined by 32°S, 68°W and 27°S, 65°W. Composites are shown for the 4 climatic regimes SESA-ECA, SESA-NO-ECA, ECA-SESA, ECA-NO-SESA as well as for DJF climatology. Shaded areas correspond to one standard deviation. B. The same for the region north of the climatological position of the northwestern Argentinean Low (NNAL), represented by a box defined by 25°S, 66°W and 20°S, 63°W.

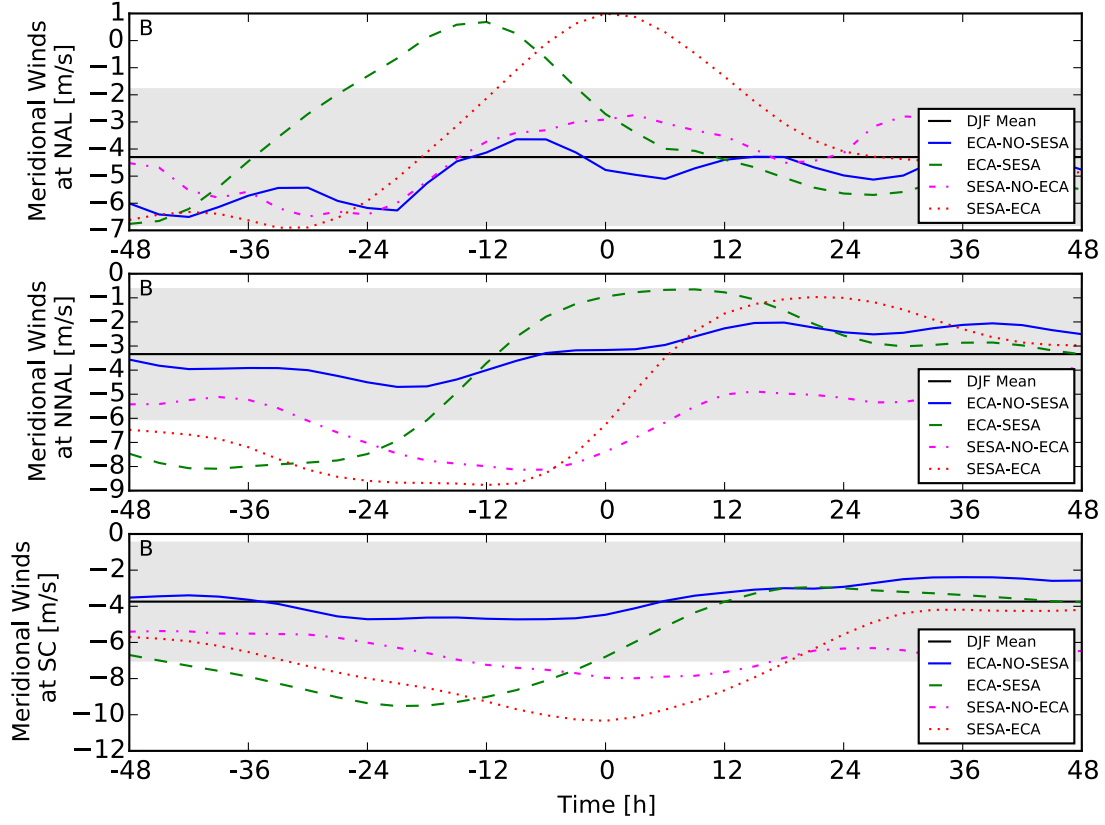


FIG. 9. Composite meridional wind speeds at 850hPa over the climatological position of the northwestern Argentinean Low (NAL), represented by a box defined by 32°S, 68°W and 27°S, 65°W, for the spatial box north of the climatological position of the northwestern Argentinean Low (NNAL), defined by 25°S, 66°W and 20°S, 63°W, as well as for Santa Cruz de la Sierra, Bolivia (SC, 17°S, 62°W). Composites are shown for the 4 climatic regimes SESA-ECA, SESA-NO-ECA, ECA-SESA, ECA-NO-SESA as well as for the DJF climatology. Shaded areas correspond to one standard deviation of the DJF climatology.

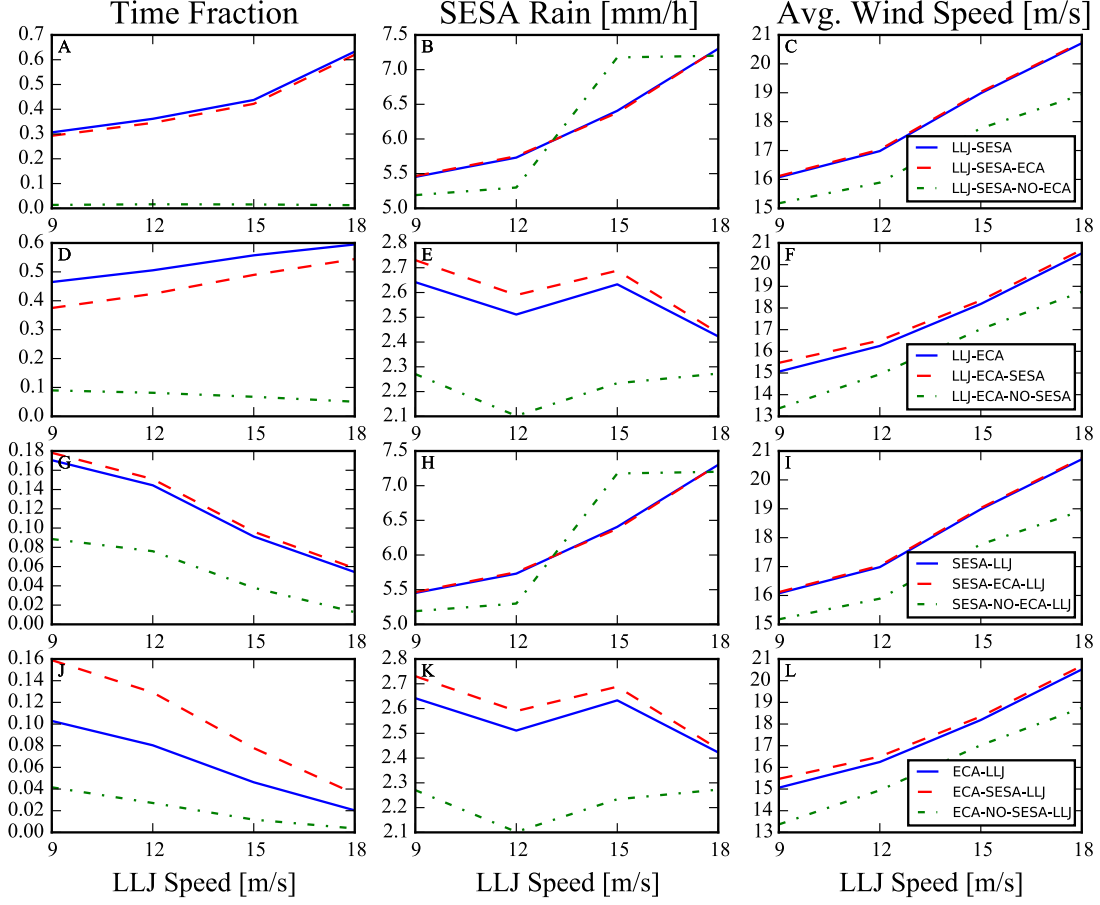


FIG. 10. Connection between the South American Low-Level Jet (SALLJ) and the propagation events of strong rainfall from SESA to ECA. A. Fractions of SALLJ times that are also SESA (solid blue), SESA-ECA (red dashed), and SESA-NO-ECA (green dot-dashed) times for LLJ speed criteria from 9m/s to 18m/s. B. Spatially averaged rainfall in SESA during the respective times. C. Average wind speeds at 850hPa at Santa Cruz de la Sierra, 17°S, 62°W for the respective times. Subfigures D to L show the equivalent information, but for different temporal subsets as indicated by the color legends in the right column, which apply to all of the respective row.

SESA-ECA: 850hPa GPH and Winds

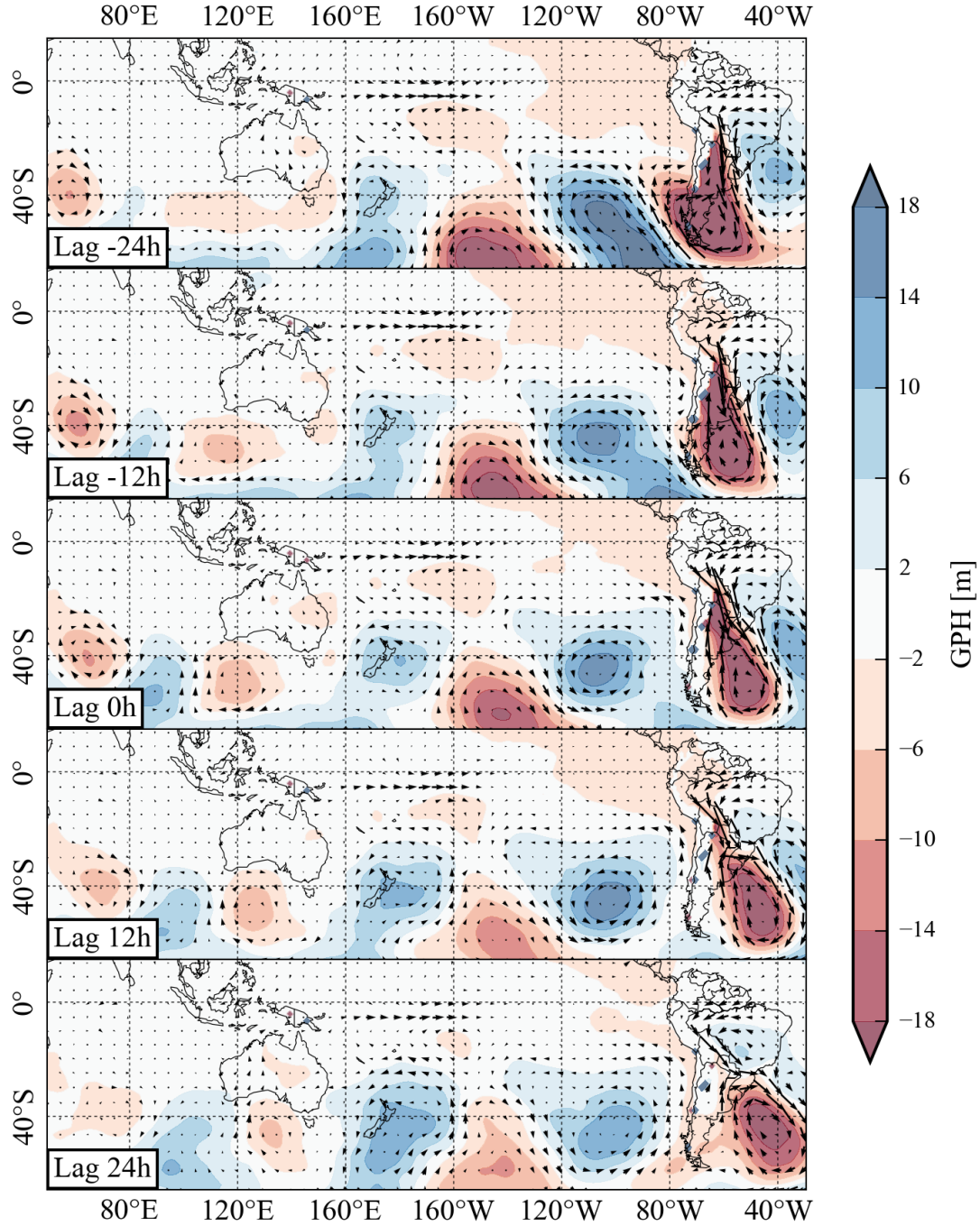


FIG. 11. Composite anomalies versus DJF climatology of 850hPa geopotential height and wind fields for one day before to one day after SESA-ECA times. Note the eastward moving oscillation of negative and positive pressure anomalies over the southeastern Pacific, and how the low pressure cell over the southern tip of South America merged with the northwestern Argentinean Low (NAL) before retreating towards the subtropical Atlantic ocean. Regions of non-significant anomalies based on a one-sample location t-test are shown in white.

SESA-ECA: 250hPa GPH and Winds

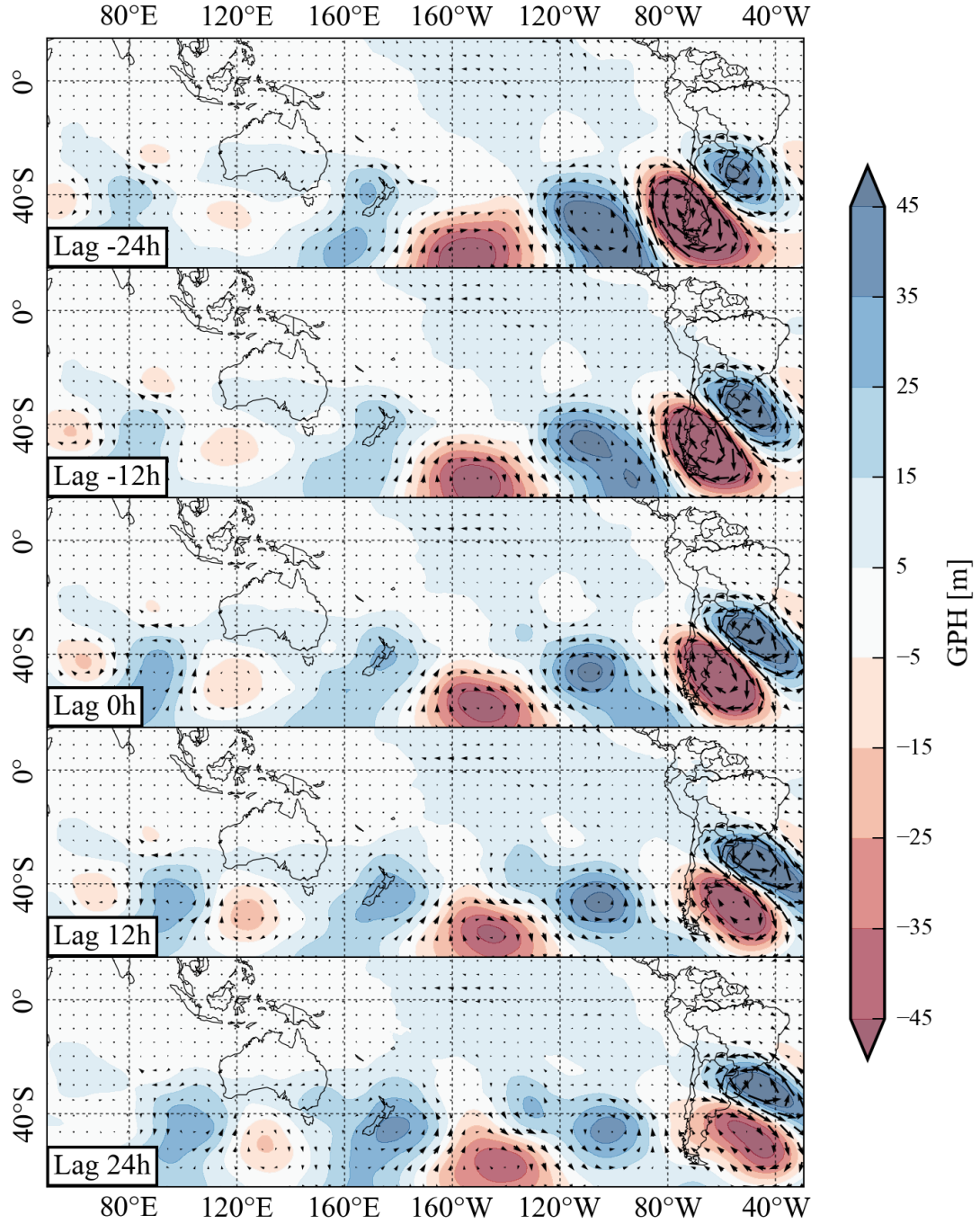


FIG. 12. Composite anomalies versus DJF climatology of 250hPa geopotential height and wind fields for one day before to one day after SESA-ECA times. Note the eastward moving Rossby wave train over the southern Pacific ocean. Regions of non-significant anomalies based on a one-sample location t-test are shown in white.

RESEARCH LETTER

10.1002/2014GL061829

Key Points:

- Complex networks substitute EOFs for spatial analysis of extreme rainfall
- Reveal drivers of extreme rainfall related to South American rainfall dipole
- Extreme events controlled by Rossby oscillation extending over the entire continent

Supporting Information:

- Readme
- Figure S1
- Figure S2

Correspondence to:

N. Boers,
boers@pik-potsdam.de

Citation:

Boers, N., A. Rheinwalt, B. Bookhagen, H. M. J. Barbosa, N. Marwan, J. Marengo, and J. Kurths (2014), The South American rainfall dipole: A complex network analysis of extreme events, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7397–7405, doi:10.1002/2014GL061829.

Received 11 SEP 2014

Accepted 30 SEP 2014

Accepted article online 2 OCT 2014

Published online 20 OCT 2014

The South American rainfall dipole: A complex network analysis of extreme events

Niklas Boers^{1,2}, Aljoscha Rheinwalt^{1,2}, Bodo Bookhagen^{3,4}, Henrique M. J. Barbosa⁵, Norbert Marwan², José Marengo⁶, and Jürgen Kurths^{1,2,7}
¹Department of Physics, Humboldt University, Berlin, Germany, ²Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Brandenburg, Germany, ³Department of Geography, University of California, Santa Barbara, California, USA, ⁴Now at Institute of Earth- and Environmental Sciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany, ⁵Department of Physics, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, ⁶CCST INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brazil, ⁷Department of Control Theory, Nizhny Novgorod State University, Nizhny Novgorod, Russia

Abstract Intraseasonal rainfall variability of the South American monsoon system is characterized by a pronounced dipole between southeastern South America and southeastern Brazil. Here we analyze the dynamical properties of extreme rainfall events associated with this dipole by combining a nonlinear synchronization measure with complex networks. We make the following main observations: (i) Our approach reveals the dominant synchronization pathways of extreme events for the two dipole phases, (ii) while extreme rainfall synchronization in the tropics is directly driven by the trade winds and their deflection by the Andes mountains, extreme rainfall propagation in the subtropics is mainly dictated by frontal systems, and (iii) the well-known rainfall dipole is, in fact, only the most prominent mode of an oscillatory pattern that extends over the entire continent. This provides further evidence that the influence of Rossby waves, which cause frontal systems over South America and impact large-scale circulation patterns, extends beyond the equator.

1. Introduction

We aim at an improved understanding of the characteristics and origins of extreme rainfall (above the 90th percentile of wet days) in the two most densely populated areas in South America, namely, southeastern South America (SESA) around Buenos Aires between 30°S and 35°S and southeastern Brazil (SEBRA) including São Paulo and Rio de Janeiro between 18°S and 23°S (see Figure 1).

Large parts of the economies in these two regions depend on agriculture. They are thus heavily reliant on continuous water supply for irrigation and energy generation but also particularly vulnerable to damages caused by extreme rainfall and associated floodings and landslides [Berbery and Barros, 2002; Carvalho et al., 2002; Barros et al., 2006; Marengo et al., 2013].

In large parts of South America, rainfall during the monsoon season (December to February, DJF) depends on atmospheric low-level moisture inflow from the tropical Atlantic Ocean to the Amazon Basin provided by the trade winds [Zhou et al., 1998]. After crossing the Amazon Basin, the low-level winds are blocked by the Andes mountains and channeled southward, causing pronounced orographic rainfall peaks at the eastern slopes of the northern central Andes [e.g., Bookhagen and Strecker, 2008]. There exist two different regimes for the direction and strength of the subsequent low-level flow:

1. If the flow has a strong southward component, it establishes the South American Low-Level Jet (SALLJ) [Marengo et al., 2004], transporting large amounts of moisture to northern Argentina and SESA. This regime is associated with enhanced rainfall [Liebmann et al., 2004] and in particular with the formation of mesoscale convective systems [Salio et al., 2007; Durkee et al., 2009; Boers et al., 2013] in SESA.
2. If the flow exhibits a pronounced eastward component, it transports moisture to the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and leads to enhanced rainfall in SEBRA [Liebmann et al., 2004; Carvalho et al., 2004].

The dipolar behavior of rainfall in SESA and SEBRA is the most important source of intraseasonal rainfall variability of the South American monsoon system [Vera et al., 2006; Marengo et al., 2004; Jorgetti et al., 2013].

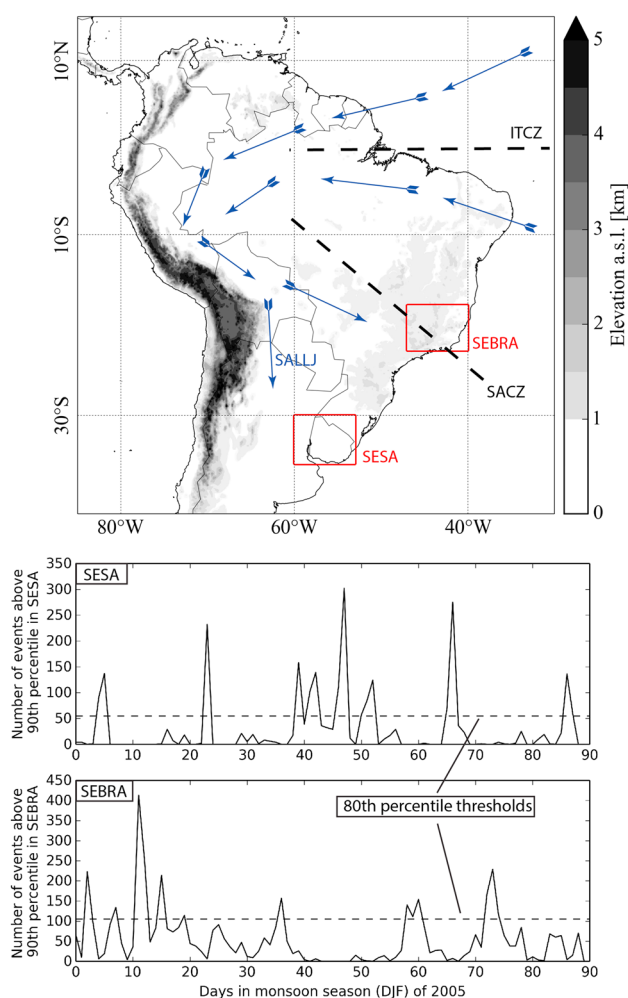


Figure 1. (top) Topography of South America and key features of the South American monsoon system (SAMS), including typical wind directions (blue arrows) and the South American Low-Level Jet (SALLJ). The climatological positions of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) are shown by dashed black lines, while the two study areas, SESA (30°S to 35°S and 60°W to 53°W) and SEBRA (18°S to 23°S and 47°W to 40°W), are indicated by red boxes. (bottom) The time series of the number of extreme events in SESA (Figure 1, top) and SEBRA (Figure 1, bottom) for the monsoon season (DJF) of 2005. The 80th percentile thresholds that are used to define SESA and SEBRA phases are indicated by horizontal dashed lines.

Several studies have investigated the dipolar rainfall pattern between SESA and SEBRA during the monsoon season in South America. They mostly rely on principal component analysis (PCA) on the basis of daily mean values of precipitation or outgoing long-wave radiation (as a proxy for convection) data [Nogués-Paegle and Mo, 1997; Liebmann et al., 2004; Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012]. However, no corresponding characteristics of spatial covariability have been analyzed for extreme values so far, since PCA is not applicable for this purpose: PCA only includes the first two moments of the data distribution and is thus by construction not capable of capturing the characteristics of extreme events, which are located at the tail of the distribution. Furthermore, it is questionable, in general, to apply PCA to strongly non-Gaussian data distributions, since the resulting empirical orthogonal functions are, while uncorrelated, not independent and interpretation of their patterns is likely to be misleading [Monahan et al., 2009].

Here we intend to fill this gap by employing a methodology which has recently been introduced to reveal and analyze the spatial characteristics of extreme rainfall covariability [Malik et al., 2012; Boers et al., 2013, 2014]. This method is based on the combination of a nonlinear synchronization measure and complex network theory.

2. Data

We employ satellite-derived rainfall data from the Tropical Rainfall Measurement

Mission (TRMM 3B42 V7 [Huffman et al., 2007]) with daily temporal and $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spatial resolutions. Geopotential height and wind fields at 850 mbar are obtained from NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) [Rienecker et al., 2011] on daily temporal and $1/2^\circ \times 2/3^\circ$ spatial resolutions. The spatial domain is confined to the coordinates 40°S to 15°N and 85°W to 30°W (Figure 1). All data sets are analyzed for the monsoon seasons (December to February, DJF) between 1998 and 2012.

3. Methods

3.1. Extreme Rainfall Events

We define extreme rainfall events as days on which rainfall amounts exceed the 90th percentile of the rainfall distribution restricted to days with rainfall sums larger than 0.01 mm/d. This percentile threshold is local in the sense that it depends on the respective grid cell's rainfall distribution.

3.2. Phases of the Rainfall Dipole

We define the two phases of the rainfall dipole between SESA and SEBRA on the basis of extreme rainfall event frequencies in the two regions. The SESA (SEBRA) phase of the dipole is defined as the set of days on which the sum of extreme events in the entire spatial domain of the SESA (SEBRA) box exceeds the 80th percentile (Figure 1). Note that these definitions are by construction independent in the sense that the SESA (SEBRA) phase only depends on the number of events in the SESA (SEBRA) box. Nevertheless, there is no temporal overlap between the two phases, which can be explained by the dipolar rainfall pattern between the two regions.

This amounts to an average of 18 active days for both SESA and SEBRA phases per DJF season. Composites of rainfall, geopotential height, and wind, as well as complex networks, will in the following be constructed separately for these two phases.

3.3. Event Synchronization

We consider an event-based measure of similarity to quantify the covariability of extreme rainfall at different grid cells. For this purpose, we employ event synchronization (ES), modified on the basis of Quiroga *et al.* [2002]. Consider two event series $\{e_i^\mu\}_{1 \leq \mu \leq l_i}$ and $\{e_j^\nu\}_{1 \leq \nu \leq l_j}$ with l_i respectively l_j events at grid points i respectively j , where e_i^μ denotes the time index of the μ th event observed at grid point i . In order to decide if two events e_i^μ and e_j^ν can be uniquely assigned to each other, we first compute the waiting times between events $d_{ij}^{\mu,\nu} := |e_i^\mu - e_j^\nu|$. On this basis, we define the *dynamical delay*

$$\tau_{ij}^{\mu,\nu} = \min \frac{\{d_{ii}^{\mu,\mu-1}, d_{ii}^{\mu,\mu+1}, d_{jj}^{\nu,\nu-1}, d_{jj}^{\nu,\nu+1}\}}{2} \quad (1)$$

To exclude unreasonably long delays between events at different locations, we introduce a maximum delay $\tau_{\max}$. If $d_{ij}^{\mu,\nu} \leq \tau_{ij}^{\mu,\nu}$ and $d_{ij}^{\mu,\nu} < \tau_{\max}$, we count this as synchronous events:

$$S_{ij}^{\mu,\nu} = \begin{cases} 1 & \text{if } d_{ij}^{\mu,\nu} \leq \tau_{ij}^{\mu,\nu} \text{ and } d_{ij}^{\mu,\nu} \leq \tau_{\max}; \\ 0 & \text{else.} \end{cases} \quad (2)$$

ES between e_i and e_j is given as the sum of all $S_{ij}^{\mu,\nu}$ (for fixed i and j)

$$ES_{ij} := \sum_{\mu,\nu} S_{ij}^{\mu,\nu}. \quad (3)$$

Each value ES_{ij} thus gives the number of events at grid points i and j which occurred synchronously (i.e., could be uniquely assigned to each other) within $\tau_{\max}$ days. This procedure is performed for all combinations of grid points i and j , with $1 \leq i, j \leq N = 48,400$. One advantage of this similarity measure is that it accounts for varying temporal delays between events at different grid cells within the prescribed maximum delay $\tau_{\max}$. In contrast, the classical lead-lag analysis on the basis of Pearson's correlation coefficient only yields one lead or lag for the entire time series.

3.4. Complex Networks: Construction

We will construct two separate networks for the two phases of the dipole in the following way: For the computation of the matrix $\{ES_{ij}\}_{1 \leq i, j \leq N}$ for the SESA (SEBRA) phase, we will only consider those events in the time series $\{e_i^\mu\}_{1 \leq \mu \leq l_i}$ which fall into the SESA (SEBRA) oscillation phase and ignore the remaining events.

For each grid cell (i, j) , we need to estimate the statistical significance of the value ES_{ij} . For this purpose, we construct a null model assuming that the l_i events at i and l_j events at j are placed independently according to a uniform distribution: We construct 1000 surrogate pairs of an event time series for each combination of event numbers (l_i, l_j) . By computing ES for all these pairs, we obtain a relative frequency distribution of values of ES consistent with the assumptions of the null model and infer the score of the 95% significance level from this distribution. Denoting this score by T , a network link will be placed between grid cells i and j if the corresponding value ES_{ij} is above T . For two arbitrary grid cells i and j , this can be formally written as

$$A_{ij} = \Theta(ES_{ij} - T(l_i, l_j)) - \delta_{ij}, \quad (4)$$

where Θ denotes the Heaviside function and Kronecker's delta δ is added to exclude links from a grid cell to itself.

3.5. Complex Networks: Application

In this study, we consider two network measures. First, we compute the degree (DG). At a given network node i , DG_i is defined as the number of other nodes to which this node is connected to by a network link:

$$DG_i := \sum_{j=1}^N A_{ij} \quad (5)$$

Thus, DG at a given grid cell yields the number of other grid cells where extreme events occur synchronously with extreme events at that grid cell. A region with high DG will therefore be interpreted as a region, which is particularly important for spatial distribution and thus propagation of extreme rainfall.

In addition, we are interested in the directions along which extreme events occur synchronously. For this purpose, we employ the measure directionality (DR). At each node (i.e., grid cell) i , this measure yields two values: the dominant angle DR_i^ϕ among all network links at that node and the strength DR_i^s corresponding to that angle, quantified as the number of links pointing in that direction. Let ϕ_{ij} denote the angle between the meridian going through node i and the straight line between node i and j . Since the networks considered in this study are undirected, all angles ϕ_{ij} are taken as *modulo* π , thus $\phi_{ij} \in [0, \pi)$. In the following, we will therefore refer to DR_i^ϕ as an *orientation* rather than an angle. We first compute the frequency distribution of all orientations φ of links at i :

$$P_i(\varphi) = \sum_{j: \phi_{ij} \in (\varphi - \epsilon, \varphi + \epsilon)} A_{ij}, \quad (6)$$

where we consider all orientations differing by less than $\epsilon = 0.02$ as equal. DR is then defined by the maximum of this distribution

$$DR_i^s = \max_{\varphi \in [0, \pi)} P_i(\varphi) \quad (7)$$

together with the corresponding orientation

$$DR_i^\phi = \arg \max_{\varphi \in [0, \pi)} P_i(\varphi). \quad (8)$$

This measure can be visualized by streamlines which are, at each grid point, directed along the orientation given by DR. The DR strength DR_i^s will in the following be indicated by the thickness of these streamlines. In order to be able to obtain a clear interpretation, we will compute DR only for networks constructed for *simultaneous* events ($\tau_{\max} = 0$). By construction, extreme rainfall at grid points which lie on the same streamline occur typically at the same day. In this sense, they can be interpreted as *isochrones*. Under the assumption that the temporal resolution of 1 day is sufficiently high, we thus expect that rainfall clusters typically propagate perpendicular to these streamlines.

4. Results

4.1. Atmospheric Conditions

Composites of geopotential height and wind fields constructed separately for the two different dipole phases show distinctively different features (Figure 2). As expected, we find anomalously high rainfall amounts over SESA for the SESA phase but negative anomalies over SEBRA (Figure 2, top row). We further observe relatively low-pressure values over SESA, which are associated with frontal systems initiated by Rossby wave-type patterns originating from the western Pacific Ocean [Siqueira and Machado, 2004; Liebmann et al., 2004; Seluchi and Garreaud, 2006]. This low-pressure system extends northwestward along the eastern slopes of the southern Central Andes up to central Bolivia and forces the geostrophic low-level winds from the Amazon Basin southward along the eastern slopes of the Central Andes toward SESA [Nicolini et al., 2002].

For SEBRA phases (Figure 2, bottom row), rainfall composites show pronounced positive rainfall anomalies over SEBRA but negative anomalies over SESA. There is a high-pressure system over northern Argentina and SESA and relatively low pressure over SEBRA. This pressure configuration inhibits the southward flow from the Amazon and instead turns it eastward toward the SACZ. There, we find clear indicators of an active convergence zone: northeasterly winds approaching from the tropical Atlantic as well as northwesterly winds originating from the western Amazon Basin all converge over the SACZ. These results are consistent with earlier studies on intraseasonal rainfall variability over South America [e.g., Carvalho et al., 2002; Liebmann et al., 2004; Carvalho et al., 2004].

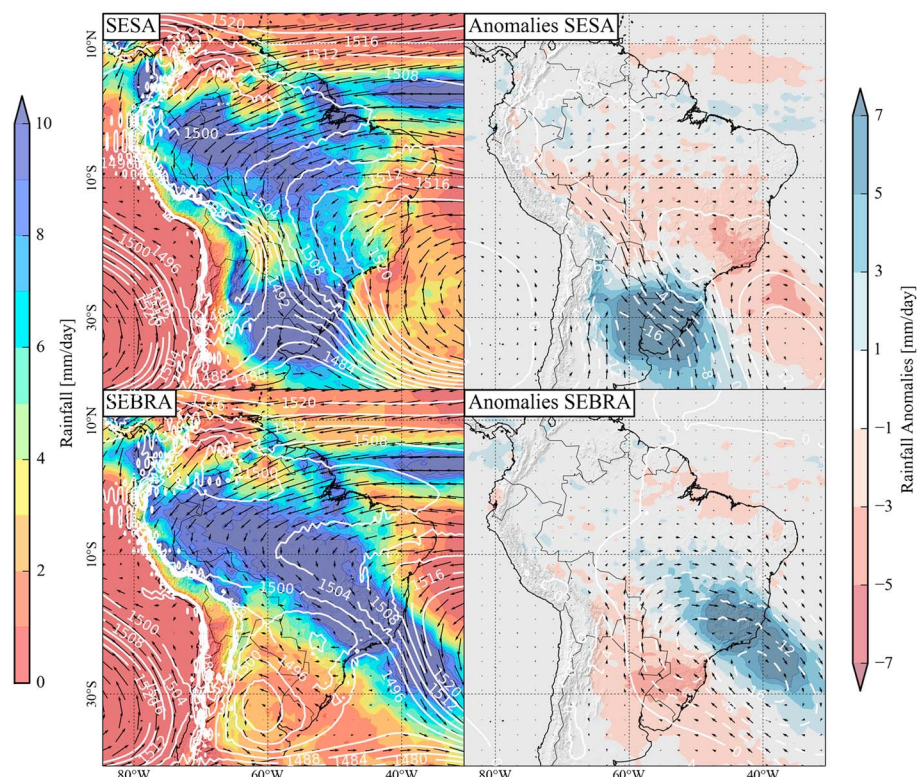


Figure 2. (left) Composites for the (top) SESA and (bottom) SEBRA phase: daily rainfall (background) and geopotential height (white lines) and wind fields at 850 mbar (black lines). (right) Anomalies of the same variables with respect to DJF climatology.

4.2. Complex Network Measures

For DG, we allow synchronizations of extreme events within a maximum delay of 3 days ($\tau_{\max} = 3$), while for DR we only consider synchronizations at the very same day ($\tau_{\max} = 0$). The choice of two different maximal temporal delays is justified by the different climatological interpretations we provide for the two network measures DG and DR. Note that computing DG for $\tau_{\max} = 2$ or $\tau_{\max} = 1$ does not substantially change the results (Figures S1 and S2 in the supporting information).

4.3. DG

For the SESA phase (Figure 3, top left), we observe high values of DG over the ITCZ, the entire Amazon Basin, along the eastern slopes of the Andes from northern Peru to northern Argentina, as well as over SESA. In contrast, we find low DG values over the SEBRA.

For the SEBRA phase (Figure 3, bottom left), we observe a substantially different spatial pattern of DG than for the SESA phase. High DG values in the vicinity of the ITCZ are located farther north than for the SESA phase. Over most parts of the Amazon Basin, values are even higher than for the SESA phase. Most notably, the highest values are located over the SACZ, extending from the central Amazon Basin to the subtropical Atlantic Ocean around 30°S and 30°W.

Note that the maximum delay $\tau_{\max} = 3$ only serves as an upper bound for the dynamical delay τ (equation (1)), assuring the unique association of events in the computation of ES. Typically, extreme events synchronize on time scales shorter than 3 days, as is evident from comparing the results of Figure 3 with corresponding results for $\tau_{\max} = 1$ and $\tau_{\max} = 2$ (shown in the supporting information).

4.4. DR

For the reason explained in section 3.5, directionality is calculated for networks constructed from ES with $\tau_{\max} = 0$. For the SESA phase, we observe N-S oriented streamlines over eastern Brazil, which turn anti-clockwise when moving farther west toward the Peruvian and Bolivian Andes, where they are approximately

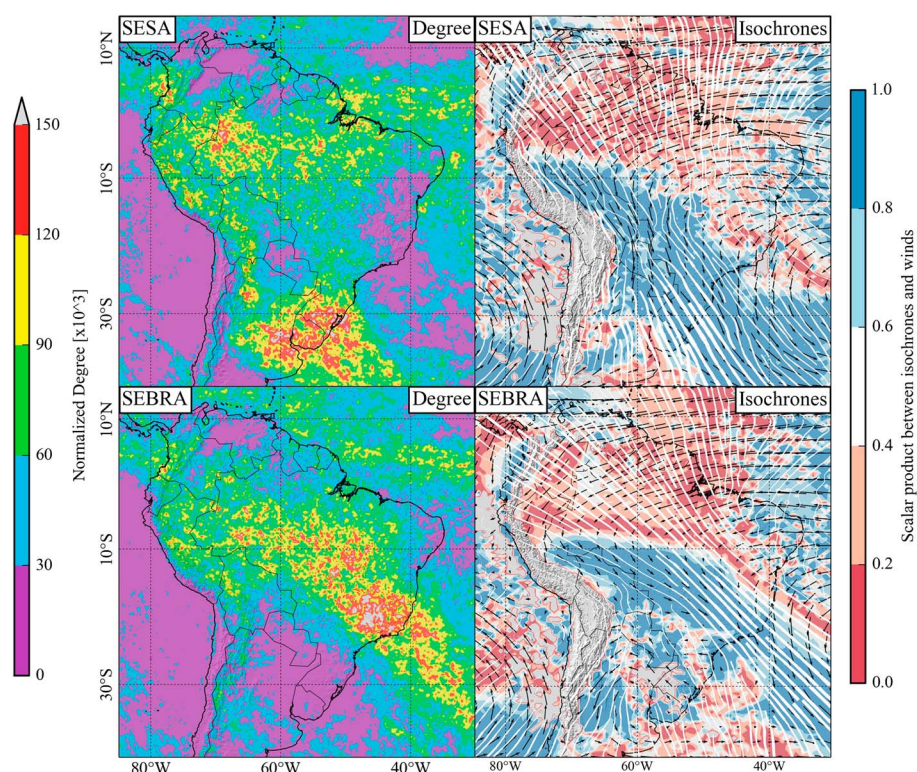


Figure 3. (left) Degree (DG) normalized by the respective link density of the network for the (top) SESA and (bottom) SEBRA phase. (right) Isochrones, wind fields at 850 mbar as well as the absolute value of the scalar product between wind vectors and isochrones for the SESA and the SEBRA phase.

NW-SE oriented. The most pronounced streamlines can be found over SESA, where they are also oriented in NW-SE direction. This orientation continues toward the SACZ, however, with reduced directionality strength DR^s (indicated by thinner streamlines).

For the SEBRA phase, the N-S oriented streamlines over northern Brazil rotate stronger than for the SESA phase when moving westward, with streamlines over central Brazil already oriented in NW-SE direction. We observe a clear pattern of almost straight, parallel streamlines extending from the central Amazon Basin southeastward across the southeastern Brazilian coast to the subtropical Atlantic Ocean. In contrast to the SESA phase, no streamlines can be observed over SESA.

For both dipole phases, we computed the scalar product between normalized wind vectors at 850 mbar (near surface) and normalized DR at each grid point in order to estimate the influence of the wind fields on the direction of extreme event propagation. We take the absolute value of the scalar product, since DR only yields an angle determining the orientation of network links rather than the actual direction. If the scalar product is close to 0, the orientation of extreme event propagation is approximately parallel to the wind direction, while for values close to 1, it will be approximately perpendicular.

For the SESA phase (Figure 3, top right), we observe small values (between 0 and 0.4) over almost the entire tropical part of South America between 10°N and 10°S, while the subtropics are characterized by values between 0.6 and 1.0. In particular, at the eastern slopes of the Central Andes in southern Peru and Bolivia as well as in SESA, the angles determined by DR are close to the wind angles.

For the SEBRA phase, the scalar product indicates that DR angles and wind vectors are perpendicular over the entire tropics between 10°N and 10°S. However, south of 10°, we find high values for the scalar product between wind vectors and DR angles extending from Bolivia east of the Andes to eastern Brazil. In particular over the climatological position of the SACZ, wind vectors and DR angles are typically parallel.

When subtracting the DG field for the SEBRA phase from the DG field obtained for the SESA phase (Figure 4), the dipole between the two phases becomes clearly recognizable: Highest positive values are

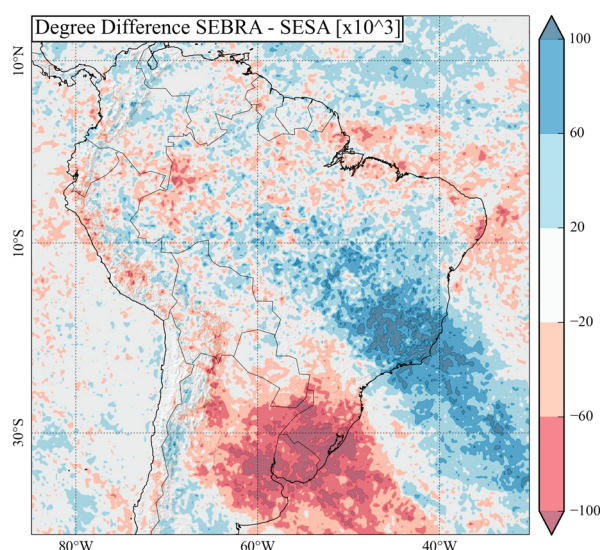


Figure 4. Difference between degree fields for the SEBRA and for the SESA phase. Note the oscillation between positive and negative values extending over the entire continent beyond the dipole between the SESA and SEBRA regions.

located over SESA, while highest negative values can be observed over SEBRA. However, it also becomes apparent that the oscillation is not confined to the dipole between SESA and SEBRA but farther extends over the remaining parts of the South American continent, although with smaller amplitude: Southwest of SESA, we observe negative values, while northeast of the SACZ, around the equator, we find positive values for the DG difference. North of 5°N, we observe negative values again.

5. Discussion

DG yields an estimate of the importance of a given grid point for the synchronization paths of extreme events over the continent, as expressed by the number of other grid points where extreme events occur synchronously with

extreme events at this grid point. It should be emphasized, however, that this does not imply that single rainfall clusters propagate along the entire signature of high DG values, but rather that possibly different extreme events synchronize along this signature.

Complementarily, DR provides the typical orientation along which extreme events synchronize. According to our interpretation that rainfall events propagate in direction perpendicular to the DR streamlines, and further assuming that rainfall events in tropical South America propagate from east to west rather than from west to east [e.g., Zhou *et al.*, 1998; Vera *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2012], we infer the following main climatological propagation pathways:

1. For the SESA phase, rainfall events originating from the tropical and subtropical Atlantic Ocean enter the continent at the northern Brazilian coast and propagate westward over the Amazon Basin (Figure 3, top row). Extreme events synchronize according to the direction dictated by the low-level wind fields until they reach the western part of the Amazon Basin. As soon as they turn southward toward the Peruvian and Bolivian Andes, the streamlines of simultaneous occurrence of extreme events are aligned with the wind direction. This can be explained by the orographic impact of the Andes mountains [Bookhagen and Strecker, 2008]: When the moist air is driven toward the mountains, it is lifted and causes extreme rainfall along the entire eastern slope of the Central Andes, extending from Peru to Bolivia. At the same time, the orography forces the low-level winds southward along the mountain slopes. South of 20°, we observe a pronounced propagation pattern over SESA, which implies synchronization of extreme rainfall events in a SW-NE direction. This is consistent with studies of extratropical cyclones and frontal systems, which move from southern Argentina northeastward, causing abundant rainfall over SESA [Siqueira and Machado, 2004; Seluchi and Garreaud, 2006]. In SESA, wind directions are perpendicular to the direction along which extreme rainfall events synchronize, which is typical for rainfall caused by these frontal systems, since the low-level winds from the north follow the isobars and interact with the frontal systems (Figure 2, top right). Thus, we infer that the synchronization direction of extreme events in the tropics is determined by the low-level flow, while in the subtropics and extratropics, the influence of frontal systems is dominant.
2. For the SEBRA phase, extreme events also propagate from the tropical Atlantic Ocean westward to the Amazon Basin but then occur simultaneously (i.e., at the same day) in a large area extending from the central Amazon Basin to the southeastern Brazilian coast and the adjacent subtropical Atlantic Ocean (Figure 4). The orientation of isochrones suggests that they synchronize in NE-SW orientation, i.e., perpendicular to the wind direction, implying that frontal systems approaching from the south play the most pronounced role for driving extreme rainfall in SEBRA.

The difference between the DG fields obtained for the SEBRA and SESA phases suggests an oscillation over the entire continent rather than a single dipole between the regions SESA and SEBRA. While these two regions are clearly the most pronounced, the alternating pattern extends from central Argentina beyond the equator, with three maxima and two minima in total between 40°S and 15°N. During austral summer, large-scale circulation patterns in the form of Rossby waves, which emanate from the western Pacific Ocean, induce northward propagating cold fronts in subtropical South America [Hoskins and Ambrizzi, 1993; Rodwell and Hoskins, 2001]. The observed oscillation suggests that these Rossby waves control extreme rainfall variability over the entire South American continent.

6. Conclusion

We studied the dynamical properties of extreme rainfall in the two most densely populated areas in South America: southeastern South America (SESA) including Buenos Aires and southeastern Brazil (SEBRA) around São Paulo and Rio de Janeiro. A dipolar pattern of average rainfall between these two regions has previously been identified as the leading mode of intraseasonal variability in the South American monsoon system. In order to study the dynamical properties of extreme rainfall events associated with this dipole, we employed a combination of a nonlinear synchronization measure and complex network theory. This approach allowed us to identify the pathways of extreme rainfall synchronization and the network strength along these pathways. By constructing separate networks for the two phases of the rainfall dipole between SESA and SEBRA, we can distinguish the climatological synchronization routes of extreme rainfall for the two regimes: For the SESA phase, this route leads from the southern edge of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) across the Amazon Basin and subsequently southward along the Andes mountains to SESA. For the SEBRA phase, this path enters the continent north of the ITCZ and, after passing the Amazon Basin, turns southeastward to the SEBRA. By comparing climatological wind directions with the orientations of streamlines of synchronous extreme rainfall, we reveal a transition of driving mechanisms from the tropics to the subtropics: extreme rainfall propagation in the tropics is driven directly by the (mainly easterly) low-level winds, but extreme rainfall propagation in the subtropics is dominated by frontal systems approaching from the southern tip of the continent.

Our results indicate that the rainfall dipole between SESA and SEBRA is only the most prominent part of an oscillation which extends over the entire South American continent. This suggests that indirect influences of Rossby waves originating from the Pacific Ocean on extreme rainfall extend to tropical latitudes even beyond the equator.

Acknowledgments

This paper was developed within the scope of the IRTG 1740/TRP 2011/50151-0, funded by the DFG/FAPESP, and further supported by the DFG project MA 4759/4-1. J.M. was funded by the Rede-CLIMA, the National Institute of Science and Technology (INCT) for Climate Change funded by CNPq grant 573797/2008-0 and FAPESP grant 57719-9, the FAPESP-Assessment of Impacts and Vulnerability to Climate Change in Brazil and strategies for Adaptation Options Project grant 2008/58161-1. The TRMM 3B42 V7 data are available at http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/gesNews/trmm_v7_multisat_precip, while the employed MERRA data are available at <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/DataHoldings.pl>.

Paul Williams thanks two anonymous reviewers for their assistance in evaluating this paper.

References

- Barros, V., R. Clarke, and P. Dias (2006), *Climate Change in the La Plata Basin*, Inter - Am. Inst. for Global Change Res., São José dos Campos, Brazil.
- Berbery, E. H., and V. R. Barros (2002), The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America, *J. Hydrometeorol.*, 3(6), 630–645.
- Boers, N., B. Bookhagen, N. Marwan, J. Kurths, and J. Marengo (2013), Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4386–4392, doi:10.1002/grl.50681.
- Boers, N., R. V. Donner, B. Bookhagen, and J. Kurths (2014), Complex network analysis helps to identify impacts of the El Niño Southern Oscillation on moisture divergence in South America, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-014-2265-7, in press.
- Bookhagen, B., and M. R. Strecker (2008), Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06403, doi:10.1029/2007GL032011.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Liebmann (2002), Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone, *J. Clim.*, 15(17), 2377–2394.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Liebmann (2004), The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall, *J. Clim.*, 17(1), 88–108.
- Durkee, J. D., T. L. Mote, and J. M. Shepherd (2009), The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America, *J. Clim.*, 22(17), 4590–4605.
- Hoskins, B., and T. Ambrizzi (1993), Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, 50(12), 1661–1671.
- Huffman, G., D. Bolvin, E. Nelkin, D. Wolff, R. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. Bowman, and E. Stocker (2007), The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8(1), 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.
- Jorgetti, T., P. L. da Silva Dias, and E. D. de Freitas (2013), The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning, *Clim. Dyn.*, 42(11–12), 3077–3086, doi:10.1007/s00382-013-1998-z.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, A. C. Saulo, and L. M. V. Carvalho (2004), Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone, *J. Clim.*, 17(19), 3829–3842.
- Malik, N., B. Bookhagen, N. Marwan, and J. Kurths (2012), Analysis of spatial and temporal extreme monsoonal rainfall over South Asia using complex networks, *Clim. Dyn.*, 39(3), 971–987, doi:10.1007/s00382-011-1156-4.
- Marengo, J., M. Valverde, and G. Obregon (2013), Observed and projected changes in rainfall extremes in the Metropolitan Area of São Paulo, *Clim. Res.*, 57, 61–72, doi:10.3354/cr01160.

- Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini (2004), Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability, *J. Clim.*, *17*(12), 2261–2280.
- Marengo, J. A., et al. (2012), Recent developments on the South American monsoon system, *Int. J. Climatol.*, *32*(1), 1–21, doi:10.1002/joc.2254.
- Monahan, A. H., J. C. Fyfe, M. H. P. Ambaum, D. B. Stephenson, and G. R. North (2009), Empirical orthogonal functions: The medium is the message, *J. Clim.*, *22*(24), 6501–6514, doi:10.1175/2009JCLI3062.1.
- Nicolini, M., A. C. Saulo, J. C. Torres, and P. Salio (2002), Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season, *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System*, *27*, 59–69.
- Nogués-Paegle, J., and K. C. Mo (1997), Alternating wet and dry conditions over South America during summer, *Mon. Weather Rev.*, *125*(2), 279–291.
- Quiroga, R. Q., T. Kreuz, and P. Grassberger (2002), Event synchronization: A simple and fast method to measure synchronicity and time delay patterns, *Phys. Rev. E*, *66*(4), 041904.
- Rienecker, M. M., et al. (2011), MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications, *J. Clim.*, *24*, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Rodwell, M., and B. Hoskins (2001), Subtropical anticyclones and summer monsoons, *J. Clim.*, *14*, 3192–3211.
- Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser (2007), Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet, *Mon. Weather Rev.*, *135*(4), 1290–1309, doi:10.1175/MWR3305.1.
- Seluchi, M., and R. Garreaud (2006), Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study, *Mon. Weather Rev.*, *134*(11), 3317–3335.
- Siqueira, J., and L. T. Machado (2004), Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America, *J. Clim.*, *17*, 1754–1766.
- Vera, C., et al. (2006), Toward a unified view of the American monsoon systems, *J. Clim.*, *19*, 4977–5000.
- Zhou, J., K. M. Lau, J. O. F. Climate, and G. Space (1998), Does a monsoon climate exist over South America?, *J. Clim.*, *11*(5), 1020–1040.

ARTICLE

Received 20 Jun 2014 | Accepted 9 Sep 2014 | Published 14 Oct 2014

DOI: 10.1038/ncomms6199

Prediction of extreme floods in the eastern Central Andes based on a complex networks approach

N. Boers^{1,2}, B. Bookhagen^{3,†}, H.M.J. Barbosa⁴, N. Marwan², J. Kurths^{1,2,5,6} & J.A. Marengo⁷

Changing climatic conditions have led to a significant increase in the magnitude and frequency of extreme rainfall events in the Central Andes of South America. These events are spatially extensive and often result in substantial natural hazards for population, economy and ecology. Here we develop a general framework to predict extreme events by introducing the concept of network divergence on directed networks derived from a non-linear synchronization measure. We apply our method to real-time satellite-derived rainfall data and predict more than 60% (90% during El Niño conditions) of rainfall events above the 99th percentile in the Central Andes. In addition to the societal benefits of predicting natural hazards, our study reveals a linkage between polar and tropical regimes as the responsible mechanism: the interplay of northward migrating frontal systems and a low-level wind channel from the western Amazon to the subtropics.

¹Department of Physics, Humboldt University, Newtonstr. 15, 12489 Berlin, Germany. ²Potsdam Institute for Climate Impact Research, PO Box 60 12 03, 14412 Potsdam, Germany. ³Department of Geography, University of California, Santa Barbara, California 93106-4060, USA. ⁴Institute of Physics, University of São Paulo, Rua do Matao, Travessa R, 187, São Paulo 05508-090, Brazil. ⁵Department of Control Theory, Nizhny Novgorod State University, Nizhny Novgorod 603950, Russia. ⁶Institute for Complex Systems and Mathematical Biology, University of Aberdeen, Aberdeen AB24 3UE, UK. ⁷CCST INPE, Rodovia Presidente Dutra Km 39, Cachoeira Paulista, São Paulo SP 12630-000, Brazil. † Present address: Institute of Earth and Environmental Science, Potsdam University, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476, Potsdam, Germany. Correspondence and requests for materials should be addressed to N.B. (email: Niklas.Boers@pik-potsdam.de).

Prediction of extreme rainfall events and their impact on society are challenging tasks and rainfall occurrence in the eastern Central Andes (ECA) can only be understood in the broader context of the South American Monsoon System. A constant feature of the core monsoon season in South America (December through February, DJF) is the transport of moist air by low-level trade winds from the tropical Atlantic Ocean to the Amazon Basin along the Intertropical Convergence Zone¹. However, the strength and direction of the subsequent moisture flow to the subtropics is subject to considerable variability: possible exit regions range from central Argentina to southeastern Brazil. A pronounced southward component towards the ECA is associated with the South American Low-Level Jet (SALLJ^{1,2}), and a southward extension thereof, the Chaco Jet³. These circulation regimes, which are partly controlled by the Northwestern Argentinean and the Chaco Low^{3–5}, have been associated with increased precipitation in southeastern South America (SESA⁶). Southward-directed anomalies of the large-scale moisture flow are also associated with enhanced rainfall in the ECA due to orographic lifting: increased moisture flux is forced to rise at the Andean mountain front and leads to pronounced orographic rainfall^{7,8}.

The cause of the circulation variability and the corresponding rainfall anomalies has not yet been identified in a way that sufficiently resolves the temporal order of events^{9–12}. Since this is crucial for predicting associated extreme rainfall events, an early warning system for extreme rainfall in the ECA has been lacking. These events lead to severe infrastructural damage with large societal and economic ramifications: for instance in early 2007, natural hazards associated with intense rainfall events in the ECA affected more than 133,000 households and resulted in estimated costs of 443 million USD¹³.

In this study, we provide all theoretical information necessary to forecast spatially extensive extreme rainfall at the ECA. For this purpose, we introduce the concept of network divergence, which is based on the non-linear synchronization measure Event Synchronization (ES)^{14–17} and complex network theory. Recently, complex networks have attracted much attention for studying the spatial characteristics of temporal interrelations between climate time series^{18–24}. The new measure network divergence introduced here is designed to assess the predictability of extreme events in significantly interrelated time series. We present and apply our new method with emphasis on extreme rainfall, but the methodology is more general and can be applied to a wide class of problems, ranging from climatic extreme event series to earthquakes, epileptic seizures or data from financial markets.

Results

Climatic mechanism. During DJF, the spatial distribution of rainfall is strongly influenced by the interplay of the southward shift of the Intertropical Convergence Zone and the orographic barrier of the Andes (Fig. 1a), leading to enhanced precipitation at the eastern Andean slopes, along the South Atlantic Convergence Zone²⁵, and in parts of SESA (Fig. 1b). There exist strong spatial gradients in the amount of rainfall accounted for during events above the 99th percentile (Fig. 1c). Most notably, very few extreme events (seven per season on average) account for more than 50% of total DJF rainfall in large parts of subtropical South America. We observe and corroborate earlier results²⁶ that in the ECA, frequency as well as magnitudes of extreme events in DJF have increased substantially during the past decades (Fig. 1d, Supplementary Figs 1–3).

To estimate the dynamics and temporal order of extreme rainfall in South America, we computed network divergence for

the satellite-derived and gauge-calibrated rainfall dataset TRMM 3B42V7 (ref. 27) (Fig. 2a). The NW-to-SE stretching source regions over the Amazon Basin and over the equatorial Brazilian Atlantic coast can be attributed to Amazonian squall lines^{16,28}. Climatologically, the low-level flow from the Amazon towards the subtropics follows the band of sinks along the Bolivian Andes, which splits into two branches close to the Paraguayan border, corresponding to the SALLJ² and the Chaco Jet³, respectively. The most pronounced source region of the rainfall network is SESA, defined as the box ranging from 35°S to 30°S and 60°W to 53°W (Fig. 1a). To investigate where synchronized extreme events occur within 2 days after extreme events occurred in SESA, we calculated the spatially averaged ES from SESA to each grid cell ($S^{out}(SESA)$, Fig. 2b) and, for comparison, from each grid cell to SESA ($S^{in}(SESA)$, Fig. 2c). This analysis reveals that extreme events in SESA are followed by extreme events along a narrow band following the eastern Andean slopes up to western Bolivia (Fig. 2b), while they are only preceded by extreme events to the southwest (Fig. 2c). These observations are consistent with the results for $S^{in}(ECA)$, showing that synchronized extreme events in the ECA occur within 2 days after they occurred in SESA (Supplementary Fig. 4).

For certain atmospheric conditions, extreme rainfall in SESA is synchronized with extreme rainfall in the ECA within the subsequent 2 days. Since ES identifies times with high synchronization between these regions, we can determine the corresponding atmospheric conditions by constructing composites of geopotential height and wind fields for these times. We use the following framework to identify times of high synchronization between SESA and ECA: We refer to 3-hourly time steps for which at least 15 grid cells in SESA (corresponding to an area of ~11,000 km² or 2% of the SESA area as depicted in Fig. 1a) receive an extreme event as SESA times. This corresponds to time steps for which the number of extreme events at SESA is above the 60th percentile, computed on the set of time steps with at least one event. Furthermore, using the time series of synchronizations between SESA and ECA, we define SYNC times as time steps for which each grid cell in SESA receives an extreme event that synchronizes (within 2 days) with extreme events at more than four locations in the ECA. This corresponds to time steps for which the number of events at SESA that synchronize with one or more events at ECA is above the 80th percentile. Our results do not depend on small variations of the specific thresholds used to define SESA and SYNC times.

SESA times that are also SYNC times will be called propagation times, while SESA times that are not SYNC times will be referred to as non-propagation times (see Table 1). For the 15 DJF seasons considered here, we obtain 502 propagation times occurring during 136 connected storm periods of maximal length of 3 days (that is, nine per DJF season), while there are 582 non-propagation times during 164 storm periods. During propagation times, extreme events propagate along the sequence of a roughly SE-NW oriented swath profile (white boxes in Figs 1a and 2a) from SESA to ECA (Fig. 2d), that is, in the opposite direction of the low-level flow from the Amazon.

For the purpose of recognizing the conditions under which extreme events in SESA synchronize with extreme events in the ECA, we construct composite anomalies relative to DJF climatology of geopotential height and wind fields both at 850 mb for propagation times and non-propagation times (Fig. 3). Geopotential height and wind fields are derived from NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) dataset²⁹.

The composites identify northward propagating frontal systems and the associated low-pressure anomalies as common drivers of extreme rainfall in SESA and the establishment of a

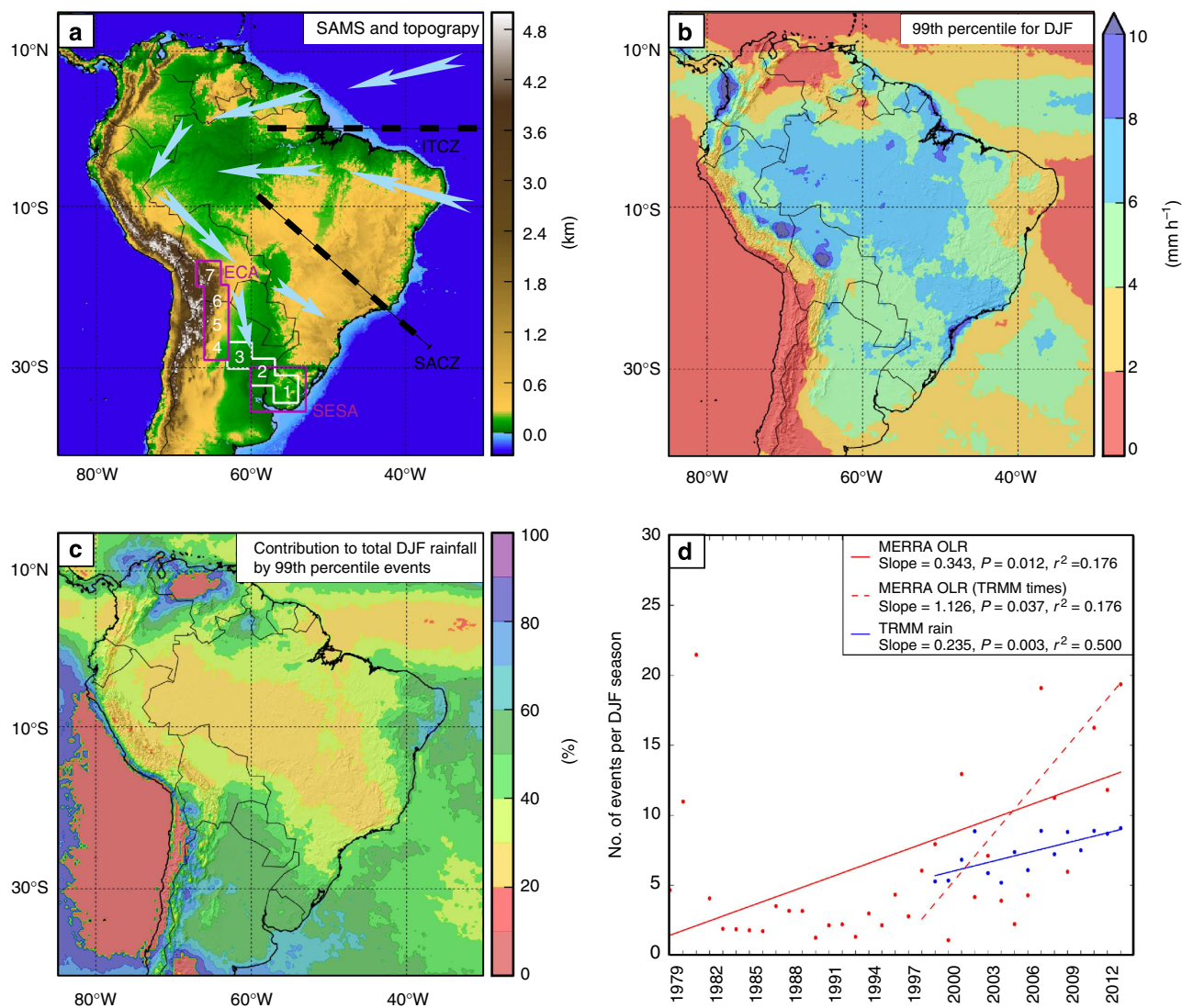


Figure 1 | Geographic and climatic setting. (a) Topography and simplified South American Monsoon System mechanisms. The boxes labelled 1 to 7 indicate the climatological propagation path of extreme events as revealed by the network analysis. (b) 99th percentile of hourly rainfall during DJF derived from TRMM 3B42V7 (ref. 27 in the spatial domain 85°W to 30°W and 40°S to 15°N, at a horizontal resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and 3-hourly temporal resolution). (c) Fraction of total DJF rainfall accounted for by events above the 99th percentile. (d) Trend lines for the number of extreme events per DJF season averaged over boxes 6 and 7 in a: for TRMM rainfall (108 events in total, green solid line) for the period from 1998 to 2012 and MERRA outgoing longwave radiation (OLR²⁹), for the period from 1979 to 2013 (252 events in total, red solid line) and for comparison for the period from 1998 to 2012 (red dashed line). Outgoing longwave radiation is used as a proxy for convective rainfall.

low-level wind channel from the Amazon to the subtropics: a low-pressure anomaly originating from Rossby-wave activity propagates northwards, led by a cold front causing abundant rainfall in SESA through the uplifting of warmer air masses^{9,10,30,31}. When the frontal system propagates from SESA northeastward through the La Plata Basin in northeastern Argentina, the low-pressure anomaly extends to central Bolivia and merges with the Northwestern Argentinean Low^{4,12} (Fig. 3a). This leads to the opening of a geostrophic wind channel along the resulting isobars that was previously blocked by the Andes Cordillera. This channel acts as a conveyor belt and transports warm and moist air from the Amazon Basin along the eastern slopes of the Andes and collides with the cold air carried by the frontal system. In combination with orographic lifting effects, this leads to extreme rainfall in the ECA within 2 days of the initial rainfall in SESA. The enhanced moisture flow to SESA after the initiation of rainfall can be assumed to be further stabilized by the release of latent heat^{4,32}. With the cold front moving north,

the flow will change its direction accordingly. A comparison with ref. 33 suggests that this climatic regime may be associated with Mesoscale Convective Systems⁶, which are formed over SESA and propagate upstream. A similar climatic regime has also been described in the context of so-called cold surges: northward incursions of cold air from midlatitudes^{34,35}.

Extreme event forecast. Typically, rainfall events propagate from SESA to the ECA within the first day after the initial event in SESA (Fig. 2d), with an average speed of $\sim 80 \text{ km h}^{-1}$. These results can be used to establish an operational early warning system of floods in the ECA. We employ the 3-hourly real-time satellite product TRMM 3B42V7 RT²⁷ for the time period from 2001 to 2013. To forecast extreme rainfall events in the ECA, we define prediction times as SESA times with a low-pressure anomaly in northwestern Argentina (geopotential height anomalies less than -10 m in white polygon in Fig. 3a; this condition is abbreviated as GPH in Table 1). There are in total

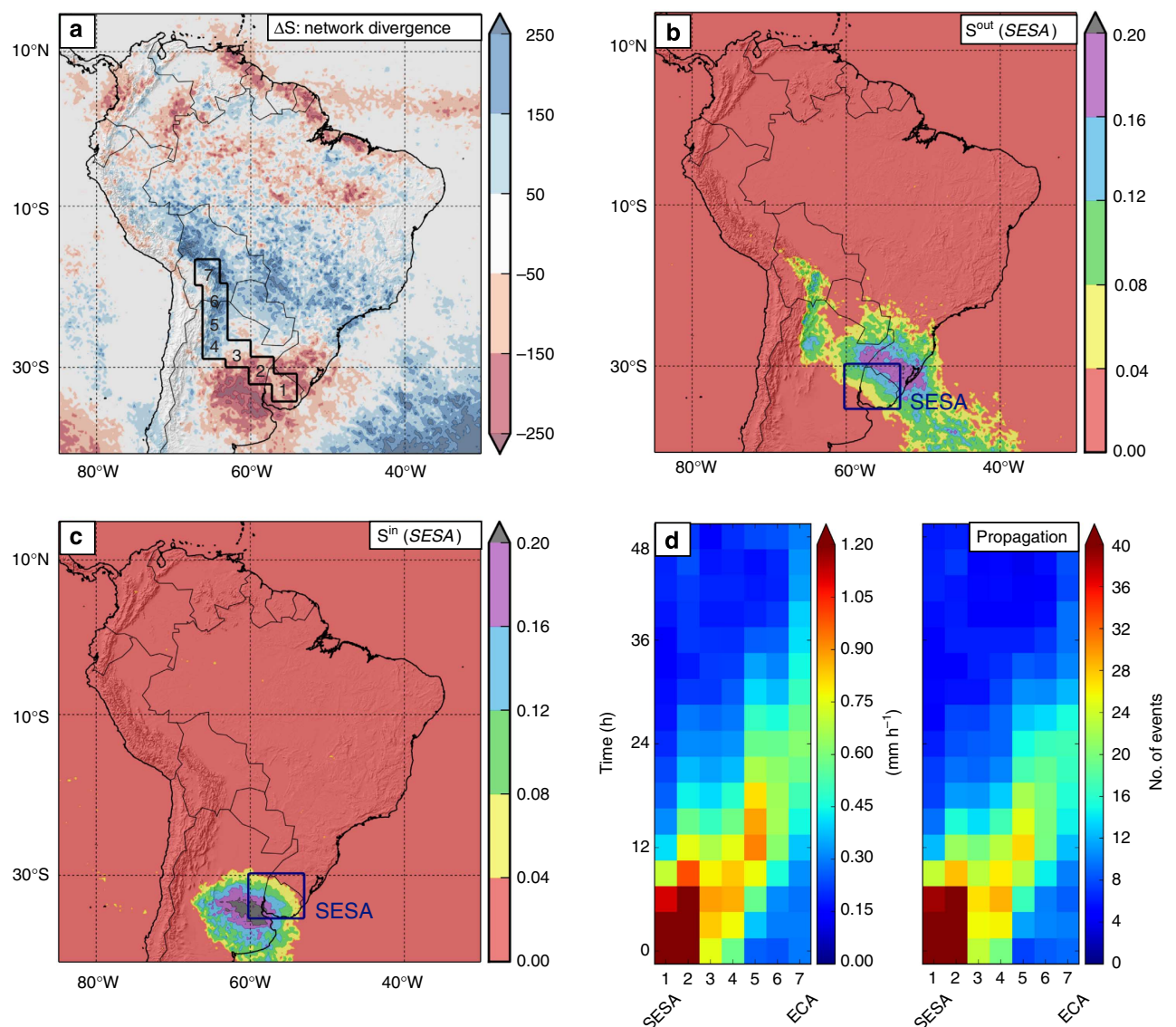


Figure 2 | Results of the network analysis and propagation of extreme rainfall from SESA to ECA. (a) Network divergence, defined as the difference of in-strength and out-strength at each grid cell, $\Delta S_i := S_i^{\text{in}} - S_i^{\text{out}}$. Positive values indicate sinks of the directed and weighted network, which are interpreted as locations where synchronized extreme rainfall occurs within 2 days after it occurred at several other locations. On the other hand, negative values indicate sources, that is, locations where synchronized rainfall occurs within 2 days before it occurs at several other locations. The boxes labelled 1 to 7 are used for the tracking of extreme events shown in d. (b) Strength out of SESA, $S_i^{\text{out}}(\text{SESA})$, which is the average Out-Strength restricted to SESA. Note in particular the high values along ECA. (c) Strength into SESA, $S_i^{\text{in}}(\text{SESA})$, which is the average In-Strength restricted to SESA. Note in particular that there are no high values along ECA. (d) Temporal evolution of extreme rainfall events from SESA to ECA along the sequence of boxes indicated in (a). Composite rainfall amounts (left) and number of extreme events (right) in the respective boxes between SESA and ECA are displayed for propagation times and the subsequent 48 h. Each box has an edge length of 3° (~ 333 km), resulting in a total distance of ~ 2000 km.

Table 1 Different conditions used to determine the climatic mechanism and to formulate the forecast rule.		
Times	Condition	Occurrences
SESA	No. of extreme events in SESA $\geq$ 60th percentile	1,084
SYNC	No. of synchronizations between SESA and ECA $\geq$ 80th percentile	518
Propagation	SESA and SYNC	502
Non-propagation	SESA and NOT SYNC	582
Prediction	SESA and GPH	649

ECA, eastern Central Andes; SESA, southeastern South America.
GPH refers to the condition that the average geopotential height anomaly in the white polygon in Fig. 3 is below -10 m.

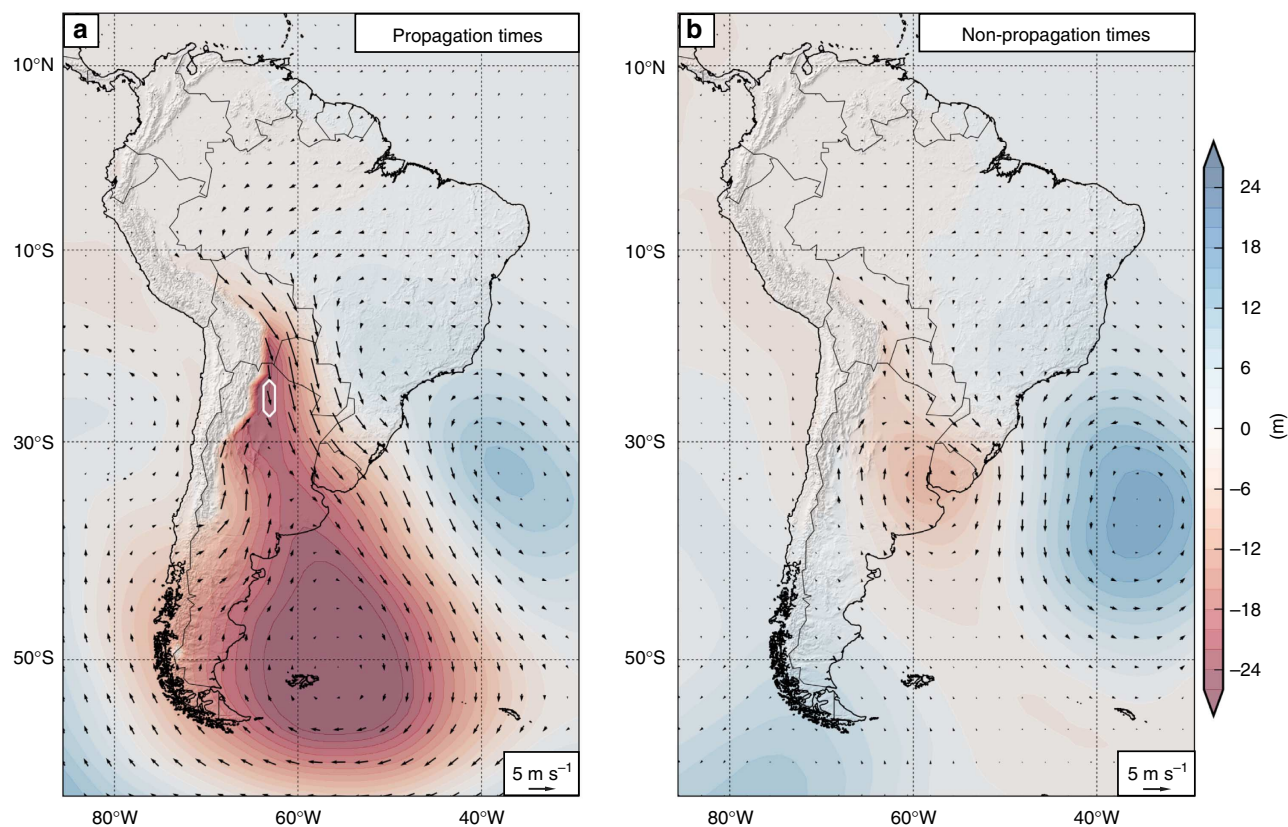


Figure 3 | Atmospheric conditions for propagation and non-propagation times. (a) Composite anomalies relative to DJF climatology of 850 mb geopotential height and wind fields from NASA’s Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA,²⁹) for propagation times. Temporal resolution is 3-hourly, spatial resolution is 1.25° × 1.25°. The white polygon delineates the region over which the geopotential height anomalies are computed for the forecast rule. (b) The same composite anomalies as for (a), but for non-propagation times.

Table 2 Contingency table used for computing the Heidke Skill Score.			
	Observed	Not observed	Marginal
Forecasted	a	b	a + b
Not forecasted	c	d	c + d
Marginal	a + c	b + d	n = a + b + c + d

Table 3 The specific values of a, b, c and d used to compute the HSS of the forecast rule.		
Value	All years	Positive ENSO
a	318	98
b	331	104
c	292	18
d	8,419	1,220

ENSO, El Niño Southern Oscillation; HSS, Heidke Skill Score.

649 such prediction times, occurring during 139 connected periods, resulting in an average of 10 such periods per season. The rainstorms associated with these events are likely to lead to severe floods and landslides downstream^{13,36} because of their large spatial extent combined with little to no rainfall infiltration at high elevations: During the 2 days following prediction times, about 1/4 of each of the four boxes comprising ECA (boxes 4 to 7 in Fig. 1a) receive an extreme event, corresponding to about 28,000 km² (Supplementary Fig. 5). In particular, in the northern part of ECA (box 7 in Fig. 1), extreme events propagate to high elevations: in the northernmost box 7, at altitudes higher than 3,000 m above sea level, still about 60% (80% during positive El Niño Southern Oscillation (ENSO) phases) of all extreme events occur during prediction times (Supplementary Figs 6 and 7).

For the TRMM 3B42V7 RT dataset, more than 60% of all extreme events and of total DJF rainfall occur in the ECA during the 48 h following prediction times (Supplementary Figs 8 and 9). During positive ENSO phases, they account for more than 90% of extreme rainfall events and more than 80% of total DJF rainfall in the northern parts of the ECA as well as on parts of the Bolivian

Altiplano (Supplementary Figs 10 and 11). To take into account the spatial extension of extreme rainfall, we formulate our forecast rule as follows: whenever the conditions of prediction times are fulfilled, there will be at least 100 events above the 99th percentile during the following 2 days in at least one of the ECA boxes (white boxes 4 to 7 in Fig. 2a). Note that the corresponding average number of extreme events within such two-day periods is 50.

To assess the skill of this simple forecast rule, we employ the Heidke Skill Score (HSS³⁷). This score yields HSS = 0 for a uniformly random forecast and HSS = 1 for a perfect forecast. For our forecast rule, we obtain HSS = 0.47 when computed for all times during the DJF seasons between 2001 and 2013. We recall, however, that the considered climatic regime is only responsible for 60% of extreme events in the ECA. This implies that the remaining 40% can by construction not be predicted by our forecast rule, and the HSS is accordingly reduced. Moreover, the forecast skill certainly depends on the specific choice of the spatial

boxes 4 to 7 and may change by adjusting their position. For positive ENSO conditions, we obtain $HSS = 0.57$. The HSS is rather insensitive to variations of the condition on the number of extreme events in SESA and the exact geopotential height anomaly in northwestern Argentina, while it decreases rapidly for more events to be predicted in the ECA (Supplementary Figs 12 and 13). We note that, while the mechanism responsible for these extreme rainfall events in the ECA was uncovered using network divergence, the conditions used for the forecast rule can be determined directly and with little computational efforts by spatially averaging rainfall and geopotential height data. We emphasize that we did not train the proposed forecast rule in the sense of parameter optimization. Instead, the rule is derived directly from the results of the network divergence analysis and we show that its forecast skill does not change rapidly when changing the conditions used to define prediction times.

Discussion

Our results provide all information necessary to implement an operational forecast system of extreme rainfall events in the ECA. It is very unlikely that previous state-of-the-art weather forecast models could predict these events: first, the propagation pattern only appears for very high event thresholds (97th percentile or higher, see Supplementary Fig. 14), and this 'heavy tail' of the rainfall distribution is not well implemented in current weather forecast models (see ref. 38 and citations therein). Second, for the regional climate model ETA, which is used at the Center for Weather Forecasting and Climate Research for operational weather forecast in South America, we compared the synchronization strength of SESA with the pattern found for TRMM and concluded that this model does not reproduce the propagation of extreme events from SESA to ECA (Supplementary Fig. 15). Furthermore, while the climatological phenomenon of cold surges has already been described in other studies (by refs 34,35), only the usage of the high-spatiotemporal satellite product TRMM 3B42 allows to uncover the propagation of extreme events from SESA to ECA. This mechanism could not be found on the basis of reanalysis data such as the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis or NASA's MERRA precipitation product (Supplementary Fig. 15). In summary, applying network divergence to high-spatiotemporal resolution rainfall data identified a climatic mechanism that allows to predict more than 60% (90% during positive ENSO conditions) of rainfall events above the 99th percentile in the ECA from two conditions: preceding extreme rainfall at SESA and the presence of a low-pressure anomaly in northwestern Argentina.

Methods

Data. We employ the remote-sensing derived and gauge-calibrated rainfall data TRMM 3B42V7 (ref. 27) in the spatial domain 85°W to 30°W and 40°S to 15°N , at horizontal resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, and 3-hourly temporal resolution for the time period from 1998 to 2012. To test our forecast rule, we use the (near) real-time satellite product TRMM 3B42V7 RT (ref. 27) with identical temporal and spatial resolutions for the time period from 2001 to 2013. Geopotential height and wind fields at 850 mb as well as Outgoing Longwave Radiation were obtained from NASA's MERRA²⁹.

Extreme rainfall events are defined as times with rainfall above the 99th percentile of all DJF seasons, which results in 108 (94) 3-hourly events at each grid cell for the 15 (13)-year rainfall time series of the gauge-calibrated (real-time) version of TRMM 3B42V7.

Event synchronization. We employ the non-linear synchronization measure ES to assess the predictability of extreme events. It was modified on the basis of the original measure introduced in ref. 14. For all pairs of grid cells i and j , we calculate the normalized number of events at j , which can be uniquely associated with subsequent events at i and vice versa within a time window of 2 (16 time steps) days: suppose we have two event series e_i and e_j containing the times of events at grid points i and j , each containing l extreme events. Consider two events e_i^{μ} and e_j^{ν} ,

with $e_i^{\mu} \leq e_j^{\nu}$ and $0 \leq \mu, \nu \leq l$. In case, there occur several events in a row at the same location, only the first is considered as an event, weighted by the number of events in a row. Thus, for each event e_i^{μ} , there is a weight w_i^{μ} . To decide if the two events can be uniquely assigned to each other in a time-resolved manner, we compute for $d_{ij}^{\mu,\nu} := e_i^{\mu} - e_j^{\nu}$ the dynamical delay

$$\tau = \min \left(\frac{\{d_{ii}^{\mu,\mu-1}, d_{ii}^{\mu,\mu+1}, d_{jj}^{\nu,\nu-1}, d_{jj}^{\nu,\nu+1}\}}{2} \right) \quad (1)$$

In addition, we can introduce a filter by declaring minimum and maximum delays ($\tau_{\min}$, $\tau_{\max}$) between e_i^{μ} and e_j^{ν} , which enables us to analyse processes on different timescales. In this study, we chose $\tau_{\min} = 0$, and $\tau_{\max} = 16$ time steps of 3 h, corresponding to 2 days. We put $S_{ij}^{\mu,\nu} = \min(w_i^{\mu}, w_j^{\nu})$ if $0 < d_{ij}^{\mu,\nu} \leq \tau$ and $\tau_{\min} \leq d_{ij}^{\mu,\nu} \leq \tau_{\max}$ and $S_{ij}^{\mu,\nu} = 0$ otherwise. Directed ES from e_j to e_i is then given as the normalized sum of this,

$$ES_{ij} := \frac{\sum_{\mu,\nu} S_{ij}^{\mu,\nu}}{l}, \quad (2)$$

resulting in the ES matrix **ES**. We emphasize that this measure does not assume temporal homogeneity between the event series because the possible delay between events is dynamical, contrary to the static delay in more traditional linear correlation analysis, which are usually based on calculating, for example, Pearson's Correlation Coefficient at prescribed time lags (we refer to Supplementary Note 1 and Supplementary Fig. 16 for a detailed comparison between ES and lead-lag analysis using Pearson's Correlation Coefficient).

Furthermore, ES can be used to compute the average strength of synchronization of extreme rainfall between geographic regions such as SESA and ECA as a function of time. This will allow us to identify times of enhanced synchronization, which we use to determine the responsible atmospheric conditions and, thereby, to formulate a forecast rule for extreme rainfall in the ECA.

Complex networks. From all values of **ES**, a network is constructed by representing the strongest and most significant values of **ES** by directed and weighted network links. For two grid cells, a link points from the grid cell where rainfall events typically occur first to the grid cell where synchronized events occur within the subsequent 2 days. We assign the respective value of **ES** to the corresponding network link as a weight. Technically, the complex network's adjacency matrix **A** is obtained by calculating the 98th percentile of all values of **ES** and then setting all values below to 0, such that the network will be weighted and directed with a link density of 2%. This particular link density is chosen such that all links correspond to significant (P value < 0.05) values of **ES** with respect to the null-hypothesis described in the following subsection.

The strength of synchronizations into (out of) a grid cell is the sum of weights of all links pointing to (from) this grid cell, and to spatially resolve the temporal order of extreme events we introduce the network divergence ΔS (Fig. 2a), defined as the difference of in-strength S^{in} and out-strength S^{out} at each grid cell:

$$\Delta S_i := S_i^{\text{in}} - S_i^{\text{out}} := \sum_{j=1}^N A_{ij} - \sum_{j=1}^N A_{ji}. \quad (3)$$

Positive values of ΔS indicate sinks of the network: extreme events in these time series are preceded by extreme events in other time series; negative values indicate sources: extreme events there are followed by extreme events in other time series.

In addition, we define the strength out of and into a region R (Fig. 2a,b):

$$S_i^{\text{in}}(R) = \frac{1}{|R|} \sum_{j \in R} A_{ij} \quad (4)$$

and

$$S_i^{\text{out}}(R) = \frac{1}{|R|} \sum_{j \in R} A_{ji}, \quad (5)$$

where $|R|$ denotes the number of grid cells contained in R . Thus, for example, $S_i^{\text{out}}(R) = 1$ would imply perfect synchronization from each grid cell in R to i : there would be a link from each grid cell in R to i and each of these links would have weight equal to 1.

Significance testing. The test of statistical significance of ES values is based on independent surrogates, which preserve the number of events as well as the block structure of subsequent events: From each original time series (48,400 in total), we construct surrogate time series by uniformly randomly distributing blocks of subsequent events. Next, we compute ES between all randomized time series and, from the histogram of all these values, determine P values for the original outcomes of ES. All network links correspond to values of ES which are significant at 0.05-confidence level.

Prediction skill. Given the separations between forecasted and observed events indicated in Table 2, the HSS³⁷ is defined as

$$\text{HSS} = \frac{2(ad - bc)}{(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)} \quad (6)$$

for a skill comparison versus randomness. Applying our forecast rule to the 3-hourly forecast dataset (TRMM 3B42V7 RT), we find the values summarized in Table 3 for the time period 2001 to 2013. These values result in HSS = 0.47 for all years and HSS = 0.57 for positive ENSO years.

References

- Vera, C. *et al.* Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Climate* **19**, 4977–5000 (2006).
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C. & Nicolini, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *J. Climate* **17**, 2261–2280 (2004).
- Salio, P., Nicolini, M. & Saulo, A. C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophys. Res.* **107**, 4816 (2002).
- Seluchi, M. & Saulo, A. The northwestern Argentinean low: a study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 2361–2378 (2003).
- Saulo, A. C. *et al.* A case study of a Chaco low-level jet event. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 2669–2683 (2004).
- Salio, P., Nicolini, M. & Zipser, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* **135**, 1290–1309 (2007).
- Bookhagen, B. & Strecker, M. R. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L06403 (2008).
- Romatschke, U. & Houze, R. a. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. *J. Hydrometeorol.* **14**, 25–46 (2013).
- Kiladis, G. & Weickmann, K. Extratropical forcing of tropical Pacific convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.* **120**, 1924–1939 (1992).
- Lenters, J. & Cook, K. Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation. *Mon. Wea. Rev.* **127**, 409–431 (1999).
- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Vera, C. S., Saulo, A. C. & Carvalho, L. M. V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate* **17**, 3829–3842 (2004).
- Arraut, J. M. & Barbosa, H. M. J. Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes. *Adv. Geosci.* **22**, 73–78 (2009).
- Yasukawa, Y. in *Tras las huellas del cambio climático en Bolivia*. (Programma de las Naciones Unidas para el Desarrollo-PNUD, Calacoto, La Paz, 2011).
- Quiroga, R. Q., Kreuz, T. & Grassberger, P. Event synchronization: A simple and fast method to measure synchronicity and time delay patterns. *Phys. Rev. E* **66**, 41904 (2002).
- Malik, N., Bookhagen, B., Marwan, N. & Kurths, J. Analysis of spatial and temporal extreme monsoonal rainfall over South Asia using complex networks. *Clim. Dyn.* **39**, 971–987 (2012).
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., Kurths, J. & Marengo, J. Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 4386–4392 (2013).
- Boers, N., Donner, R. V., Bookhagen, B. & Kurths, J. Complex network analysis helps to identify impacts of the El Niño Southern Oscillation on moisture divergence in South America. *Clim. Dyn.* (doi:10.1007/s00382-014-2265-7) (2014).
- Tsonis, A. & Roebber, P. The architecture of the climate network. *Physica A* **333**, 497–504 (2004).
- Tsonis, A., Swanson, K. & Roebber, P. What do networks have to do with climate? *B. Am. Meteorol. Soc.* **87**, 585–595 (2006).
- Tsonis, A., Swanson, K. & Kravtsov, S. A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L13705 (2007).
- Tsonis, A. A., Swanson, K. L. & Wang, G. On the role of atmospheric teleconnections in climate. *J. Climate* **21**, 2990–3001 (2008).
- Yamasaki, K., Gozolchiani, A. & Havlin, S. Climate networks around the globe are significantly affected by El Niño. *Phys. Rev. Lett.* **100**, 228501 (2008).
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N. & Kurths, J. The backbone of the climate network. *Europhys. Lett.* **87**, 48007 (2009).
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N. & Kurths, J. Complex networks in climate dynamics. *Eur. Phys. J.-Spec. Top.* **174**, 157–179 (2009).
- Carvalho, L. M. V., Jones, C. & Liebmann, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate* **17**, 88–108 (2004).
- Marengo, J., Jones, R., Alves, L. & Valverde, M. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol.* **29**, 2241–2255 (2009).
- Huffman, G. *et al.* The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.* **8**, 38–55 (2007).
- Cohen, J., Dias, M. S. & Nobre, C. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. *Mon. Wea. Rev.* **123**, 3163–3174 (1995).
- Rienecker, M. M. *et al.* MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *J. Climate* **24**, 3624–3648 (2011).
- Hoskins, B. & Ambrizzi, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.* **50**, 1661–1671 (1993).
- Seluchi, M. & Garreaud, R. Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: a cold front case study. *Mon. Wea. Rev.* **134**, 3317–3335 (2006).
- Vera, C. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 684–699 (2002).
- Anabor, V., Stensrud, D. J. & de Moraes, O. L. L. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.* **136**, 3087–3105 (2008).
- Garreaud, R. & Wallace, J. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2713–2733 (1998).
- Garreaud, R. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. *Mon. Wea. Rev.* 2544–2559 (2000).
- Bookhagen, B. & Strecker, M. R. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: examples from the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **327–328**, 97–110 (2012).
- Wilks, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. *Int. Geophys. Series* **102**, 380–380 (2006).
- Jones, C., Gottschalk, J., Carvalho, L. M. V. & Higgins, W. Influence of the Madden-Julian oscillation on forecasts of extreme precipitation in the contiguous United States. *Mon. Wea. Rev.* **139**, 332–350 (2011).

Acknowledgements

This paper was developed within the scope of the IRTG 1740/TRP 2011/50151-0, funded by the DFG/FAPESP. H.M.J.B. was supported by FAPESP project 2013/50510-5 and CNPq project 478314/2012-4. N.M. was supported by the DFG project MA 4759/4-1. J.K. acknowledges financial support from the Government of the Russian Federation (Agreement No. 14.Z50.31.0033). J.A.M. was supported by the Rede-CLIMA, the National Institute of Science and Technology (INCT) for Climate Change funded by CNPq Grant Number 573797/2008-0, the FAPESP project 57719-9, the FAPESP-Assessment of Impacts and Vulnerability to Climate Change in Brazil and strategies for Adaptation Options Project (Grant Number 2008/58161-1) and the FAPESP project Go Amazon 2013/50538-7. We thank Leila Carvalho, Gonzalo Ramirez Avila, Rodrigo Bombardi, Bedartha Goswami, Charles Jones, and Aljoscha Rheinwalt for stimulating discussions and comments.

Author contributions

N.B. and B.B. designed the study. B.B. prepared the data. N.B. carried out the analysis and prepared the manuscript. All authors discussed the results and contributed to editing the manuscript. J.K., J.A.M. and N.M. supervised the study.

Additional Information

Supplementary Information accompanies this paper at <http://www.nature.com/naturecommunications>

Competing financial interests: The authors declare no competing financial interests.

Reprints and permission information is available online at <http://npg.nature.com/reprintsandpermissions/>

How to cite this article: Boers, N. *et al.* Prediction of extreme floods in the eastern Central Andes based on a complex networks approach. *Nat. Commun.* 5:5199 doi: 10.1038/ncomms6199 (2014).



On the importance of cascading moisture recycling in South America

D. C. Zemp^{1,2}, C.-F. Schleussner^{1,3}, H. M. J. Barbosa⁴, R. J. van der Ent⁵, J. F. Donges^{1,6}, J. Heinke^{1,7}, G. Sampaio⁸, and A. Rammig¹

¹Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), 14473 Potsdam, Germany

²Department of Geography, Humboldt Universität zu Berlin, Berlin, Germany

³Climate Analytics, Berlin, Germany

⁴Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, S.P., Brazil

⁵Department of Water Management, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Delft University of Technology, Delft, the Netherlands

⁶Stockholm Resilience Centre, Stockholm University, Stockholm, Sweden

⁷International Livestock Research Institute (ILRI), Nairobi, Kenya

⁸Center for Earth System Science (CCST), INPE, Cachoeira Paulista, S.P., Brazil

Correspondence to: D. C. Zemp (delphine.zemp@pik-potsdam.de)

Received: 12 May 2014 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 30 June 2014

Revised: 24 October 2014 – Accepted: 4 November 2014 – Published: 15 December 2014

Abstract. Continental moisture recycling is a crucial process of the South American climate system. In particular, evapotranspiration from the Amazon basin contributes substantially to precipitation regionally as well as over other remote regions such as the La Plata basin. Here we present an in-depth analysis of South American moisture recycling mechanisms. In particular, we quantify the importance of cascading moisture recycling (CMR), which describes moisture transport between two locations on the continent that involves re-evaporation cycles along the way. Using an Eulerian atmospheric moisture tracking model forced by a combination of several historical climate data sets, we were able to construct a complex network of moisture recycling for South America. Our results show that CMR contributes about 9–10 % to the total precipitation over South America and 17–18 % over the La Plata basin. CMR increases the fraction of total precipitation over the La Plata basin that originates from the Amazon basin from 18–23 to 24–29 % during the wet season. We also show that the south-western part of the Amazon basin is not only a direct source of rainfall over the La Plata basin, but also a key intermediary region that distributes moisture originating from the entire Amazon basin towards the La Plata basin during the wet season. Our results suggest that land use change in this region might have a stronger impact on

downwind rainfall than previously thought. Using complex network analysis techniques, we find the eastern side of the sub-tropical Andes to be a key region where CMR pathways are channeled. This study offers a better understanding of the interactions between the vegetation and the atmosphere on the water cycle, which is needed in a context of land use and climate change in South America.

1 Introduction

Continental moisture recycling, the process by which evapotranspiration from the continent returns as precipitation to the continent (Brubaker et al., 1993; Eltahir and Bras, 1994; van der Ent et al., 2010), is particularly important for the South American hydrological cycle. In the Amazon basin, between 25 and 35 % of the moisture is regionally recycled (Eltahir and Bras, 1994; Trenberth, 1999; Bosilovich and Chern, 2006; Burde et al., 2006; Dirmeyer et al., 2009). Particularly during the wet season, the moisture from the Amazon basin is exported out of the basin, transported via the South American low-level jet (SALLJ) along the Andes and contributes to precipitation over the La Plata basin (Marengo, 2005; Drumond et al., 2008, 2014; Arraut and Satyamurty,

2009; Dirmeyer et al., 2009; van der Ent et al., 2010; Arraut et al., 2012; Martinez et al., 2014).

Land use change – in particular deforestation in the Amazon basin – alters the evapotranspiration rate and affects the water cycle (see review in Marengo, 2006). A resulting reduction in regional moisture supply may have important consequences for the stability of Amazon rainforests (Oyama and Nobre, 2003; Cox et al., 2004; Betts et al., 2004; Hirota et al., 2011; Knox et al., 2011; Spracklen et al., 2012). In addition, downwind rainfall reduction may have negative effects on rainfed agriculture in the La Plata basin (Rockström et al., 2009; Keys et al., 2012). Even if the regional impact of changes in precipitation patterns from deforestation has been intensively studied using simulations from atmospheric general circulation models with deforestation scenarios (Lean and Warrilow, 1989; Shukla et al., 1990; Nobre et al., 1991, 2009; Werth and Avissar, 2002; Sampaio et al., 2007; Da Silva et al., 2008; Hasler et al., 2009; Walker et al., 2009; Medvigy et al., 2011; Bagley et al., 2014), the magnitude of rainfall reduction and the location of the most affected regions are still uncertain. In order to improve predictability of rainfall changes with future land use and climate change, further advancement in our understanding of continental moisture recycling in South America is needed.

To identify the sources and sinks of continental moisture and to quantify regional and continental moisture recycling rates in South America, several methods have been used including isotopes (Salati et al., 1979; Gat and Matsui, 1991; Victoria et al., 1991), atmospheric bulk models (Brubaker et al., 1993; Eltahir and Bras, 1994; Trenberth, 1999; Burde et al., 2006) and quasi-isentropic back-trajectory method (Dirmeyer et al., 2009; Spracklen et al., 2012; Bagley et al., 2014). In addition, an Eulerian numerical atmospheric moisture tracking experiment allows one to identify the spatial distribution of evapotranspiration from a specific region. It has been performed online with a general circulation model (Bosilovich and Chern, 2006) or a posteriori (offline) with reanalysis data (Sudradjat et al., 2002; van der Ent et al., 2010; Keys et al., 2012; see a review of the methods in van der Ent et al., 2013 and Burde and Zangvil, 2001).

In most of the previous atmospheric moisture tracking studies, moisture from a group of grid cells covering a region of interest (typically the continent) is tracked simultaneously until it returns to the land surface as precipitation or leaves the domain. This approach is useful for investigating how evapotranspiration from a specific location is transported in the atmosphere and precipitates at first in another location. However, precipitating moisture can be re-evapotranspired in the same location (re-evaporation cycle) and can be transported further downwind before it falls again as precipitation over land. In most of the previous studies, only moisture recycling with no intervening re-evaporation cycles (direct moisture recycling, DMR) is considered. Here, we track moisture evaporating from each grid cell within a larger domain (i.e., the South American continent) individu-

ally. By doing so, we are able to diagnose for each grid cell the amount of evaporating moisture that precipitates in any other cell, i.e., to build a moisture recycling network. Such an approach enables us to study not only the DMR between important sub-regions of the South American continent (e.g., the Amazon and the La Plata basin), but also the moisture transport that involves at least one re-evaporation cycle (cascading moisture recycling, CMR).

While only a few previous studies deal with the importance of CMR (Numaguti, 1999; Goessling and Reick, 2013), these studies are based on general circulation models rather than on observation-based data. In the following, we quantify the importance of CMR for the regional climate in South America using numerical atmospheric moisture tracking a posteriori with historical climatological data sets. Our analysis is based on precipitation, evapotranspiration, wind and humidity data sets from a combination of observation-based, reanalysis and merged synthesis products (average of several existing products).

Our network-based approach allows us to apply analysis methods developed in complex network theory to improve our understanding of moisture recycling pathways in South America. The potential of complex network-based analysis of the climate system has been shown in a range of applications such as the detection of teleconnections (Tsonis et al., 2008; Donges et al., 2009a, b), the propagation of extreme events (Malik et al., 2012; Boers et al., 2013) and El Niño forecasting (Ludescher et al., 2013). While previous network-based studies relied on statistical analysis of correlations between time series in the network construction, our approach is based on a flux-based network, which represents a substantial methodological advancement.

In this study we focus on three key questions:

1. What is the importance of CMR in South America and in particular for the moisture transport from the Amazon basin towards the La Plata basin?
2. What are the important intermediary regions for the transport of moisture from sources to sinks on the continent?
3. What are the key regions where the pathways of CMR are channeled?

In Sect. 2.1 we describe the tagged water experiment using the Eulerian atmospheric moisture tracking model WAM-2layers (Water Accounting Model- two layers) and we explain how we use it to build moisture recycling networks. We explain the assumptions made in the proposed analysis in Sect. 2.2. We develop new measures in Sects. 2.3 and 2.4 and we present the complex network analysis in Sect. 2.5. An explanation of the complementarity of the measures is presented in Sect. 2.6. After comparing the continental and regional recycling ratios with other existing studies in Sect. 3.1, we present and discuss new results on the importance of CMR in Sect. 3.2 and on complex network analysis

Table 1. Input data sets used for building moisture recycling networks. The first year of the period is omitted from the results because of model spin-up.

Input name	Evapotranspiration product	Precipitation product	Period
Input MOD	MODIS	TRMM	2000–2010
Input LFE	LandFlux-EVAL	Average of CRU, GPCC, GPCP and CPC	1989–1995

in Sect. 3.3. We present an in-depth analysis of the moisture recycling between the Amazon basin and the La Plata basin in Sect. 3.4. Finally, we warn against possible effects of land use change in the intermediary regions in Sect. 3.5. As many terms have been introduced in this study, we refer the reader to the glossary in Appendix A.

2 Methods

2.1 Building moisture recycling networks

2.1.1 Description of the moisture tagging experiment in WAM-2layers

In this study we make use of the offline Eulerian atmospheric moisture tracking model WAM-2layers (Water Accounting Model-two layers) version 2.3.01 (van der Ent et al., 2014). It is an update of a previous version that has been used in a variety of publications focusing on moisture tracking and moisture recycling (e.g., van der Ent et al., 2010; van der Ent and Savenije, 2011; Keys et al., 2012). The actual tracking in WAM-2layers is performed a posteriori with two different data sets (see input data in Sect. 2.1.2). Evapotranspiration from each grid cell is tagged and subsequently tracked in the atmosphere by applying water balance principles to each grid cell, consisting of a well-mixed upper and lower part. The two-layer approach is simplified compared to full 3-D tracking, but was shown to perform comparably well (van der Ent et al., 2013).

The WAM-2layers runs on a 1.5° longitude–latitude grid. Because the local moisture recycling is scale dependent, the amount of locally recycled moisture within a grid cell depends on the spatial resolution of the model (van der Ent and Savenije, 2011, Fig. 4). However, in our study, the re-evaporation cycles are occurring along the pathway of moisture recycling. Since we are integrating over all pathways contributing to the large-scale moisture transport, the spatial resolution has little influence on our results. The typical length scale of direct links in moisture recycling is larger than 1000 km (ca. 9°) in the region (van der Ent and Savenije, 2011, Fig. 5), which indicates that our resolution is sufficient to analyze the processes of interest.

We omitted the first year of the considered period from the results because of model spin-up. The outputs are aggregated first to monthly, then to seasonally average imports and exports between all land grid cells. This temporal resolution

is reasonable for our purpose since the timescale of moisture recycling does not exceed 30 days in the studied region (van der Ent and Savenije, 2011, Fig. 5).

These seasonal averages are used to build two seasonal moisture recycling networks, which are assumed to be static for the whole season. This implies that in the proposed analysis, for each season moisture is tracked forward and backward in space but not in time.

2.1.2 Input of WAM-2layers

In order to reduce the uncertainty associated with the input data, we used two different data sets (that we call input MOD and input LFE; see Table 1) as input for WAM-2layers. The input MOD covers the period 2000–2010 and contains 3-hourly precipitation estimates from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) based on the algorithm 3B-42 (version 7) (Huffman et al., 2007) and 8 days of evapotranspiration estimates from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) based on the MOD16 ET algorithm (Mu et al., 2011). Precipitation data sets from TRMM are considered to be reliable over South America and in particular in the Amazon basin where others products perform poorly due to the lack of ground-based measurements (Franchito et al., 2009; Rozante et al., 2010). TRMM precipitation data are shown to represent high-frequency variability sufficiently well (Kim and Alexander, 2013). However, it is systematically biased during the dry season in the north-eastern coast of Brazil, where precipitation is underestimated (Franchito et al., 2009) and at the junction of Argentina, Paraguay and Brazil, where it is overestimated (Rozante and Cavalcanti, 2008). Evapotranspiration from MODIS is estimated using the Penman–Monteith equation (Monteith et al., 1965) forced by satellite and meteorological reanalysis data. Like other observation-based evapotranspiration estimations, the quality of the MODIS data set depends on the quality of the forcing data and the parameterization of the algorithm. The MODIS evapotranspiration data set has been validated with 10 eddy flux towers located in the Amazonian region under various land-cover types (Loarie et al., 2011; Ruhoff, 2011).

The input LFE covers the period 1989–1995 and contains monthly evapotranspiration averaged from 40 different products (LandFlux-EVAL, Mueller et al., 2013), as well as monthly precipitation averaged from four different observation-based precipitation data sets: Climate Research Unit (CRU) (New et al., 2000), the Global Precipitation Cli-

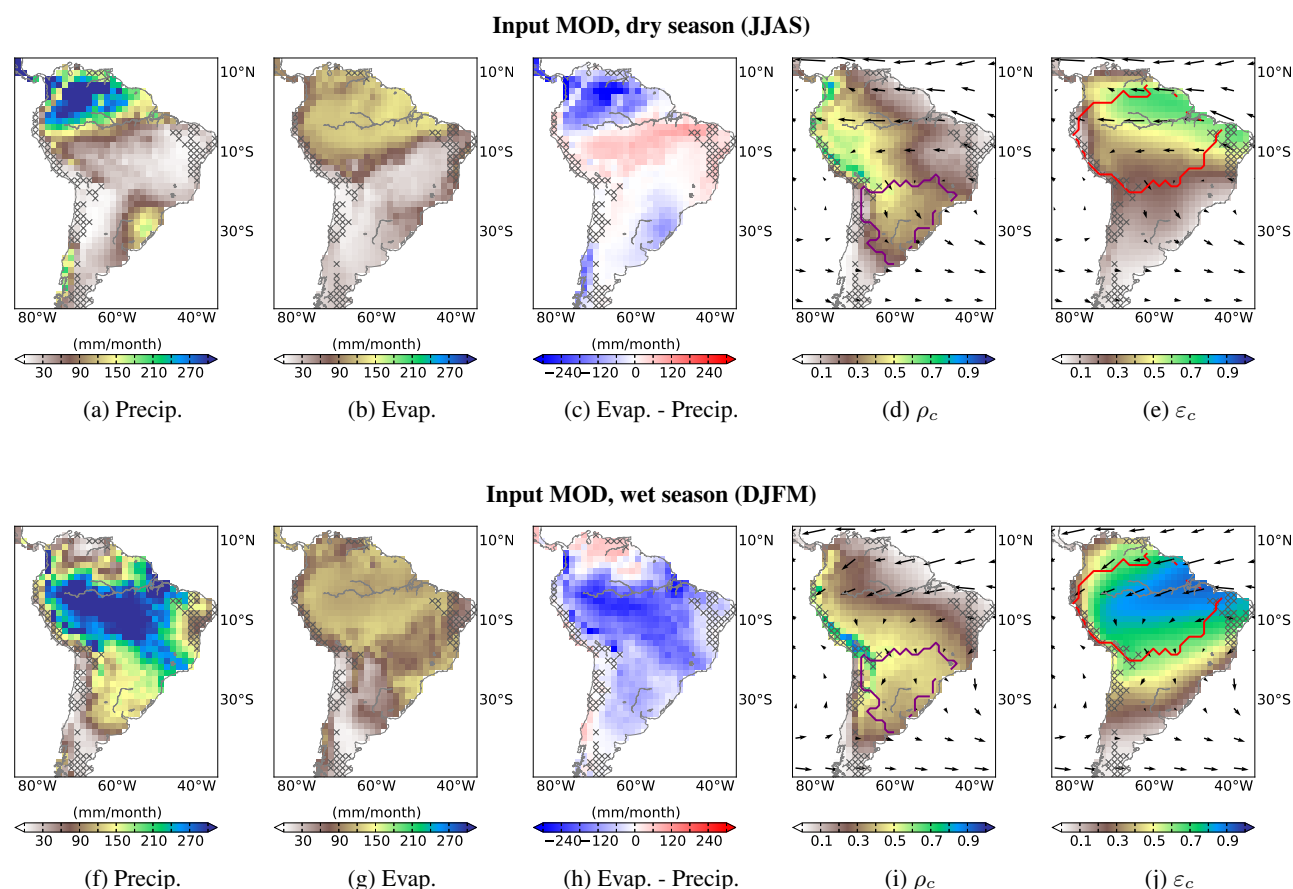


Figure 1. WAM-2layers input and output as calculated for the period 2001–2010 for MODIS and TRMM (input MOD; see Table 1): long-term seasonal mean of precipitation (**a**, **f**), evapotranspiration (**b**, **g**), precipitation–evapotranspiration (**c**, **h**), continental precipitation recycling ratio ρ_c (**d**, **i**) and continental evapotranspiration recycling ratio ε_c (**e**, **j**) indicating respective sinks and sources of continental moisture. Here and in the following figures, the vectors indicate the horizontal moisture flux field (in m^3 of moisture $\times \text{m}^{-2} \times \text{month}^{-1}$) and the hatches represent grid cells where mean annual evapotranspiration exceeds mean annual precipitation. The red lines delimit the Amazon basin and the purple lines delimit the La Plata basin. Results are given for the dry season (upper row) and the wet season (lower row).

matology Centre (GPCC) (Huffman et al., 1995; Adler et al., 2003), the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Adler et al., 2003) and the unified climate prediction center (CPC) from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Chen et al., 2008). The four precipitation data sets are interpolations from rain gauge data (in combination with satellite observation in the case of GPCC) and have been considered as the forcing data set for the observation-based evapotranspiration product in LandFlux-EVAL (Mueller et al., 2013). Here, we include the evapotranspiration products in LandFlux-EVAL that are not only derived from observations but also calculated via land surface models and output from reanalysis.

Both data sets are complemented by 6-hourly specific humidity and wind speed in three dimensions from the ERA-Interim reanalysis product (Dee et al., 2011) for the corresponding periods. Because these two variables are used to get the horizontal moisture fluxes, the choice of the reanalysis

product matters for the eventual results of the WAM-2layers (Keys et al., 2014). Humidity estimation has been improved in the ERA-Interim product in comparison with other reanalysis products (Dee and Uppala, 2008).

The temporal resolution of the input data needed in WAM-2layers is 3 h. Therefore, we downscaled the input MOD and LFE based on the temporal dynamics found in the ERA-Interim evapotranspiration and precipitation products. In addition, all data are downscaled to 0.5 h as requested by the numerical scheme of WAM-2layers. All data are upscaled to a regular grid of 1.5° longitude–latitude and cover the South American continent to 50°S , which is the southernmost latitude covered by the TRMM product.

The long-term seasonal average of evapotranspiration and precipitation as well as moisture flux divergence (evapotranspiration–precipitation) are shown in Figs. 1 and 2. The high rainfall in the South Atlantic Convergence Zone (including the Amazon basin, central and south-eastern

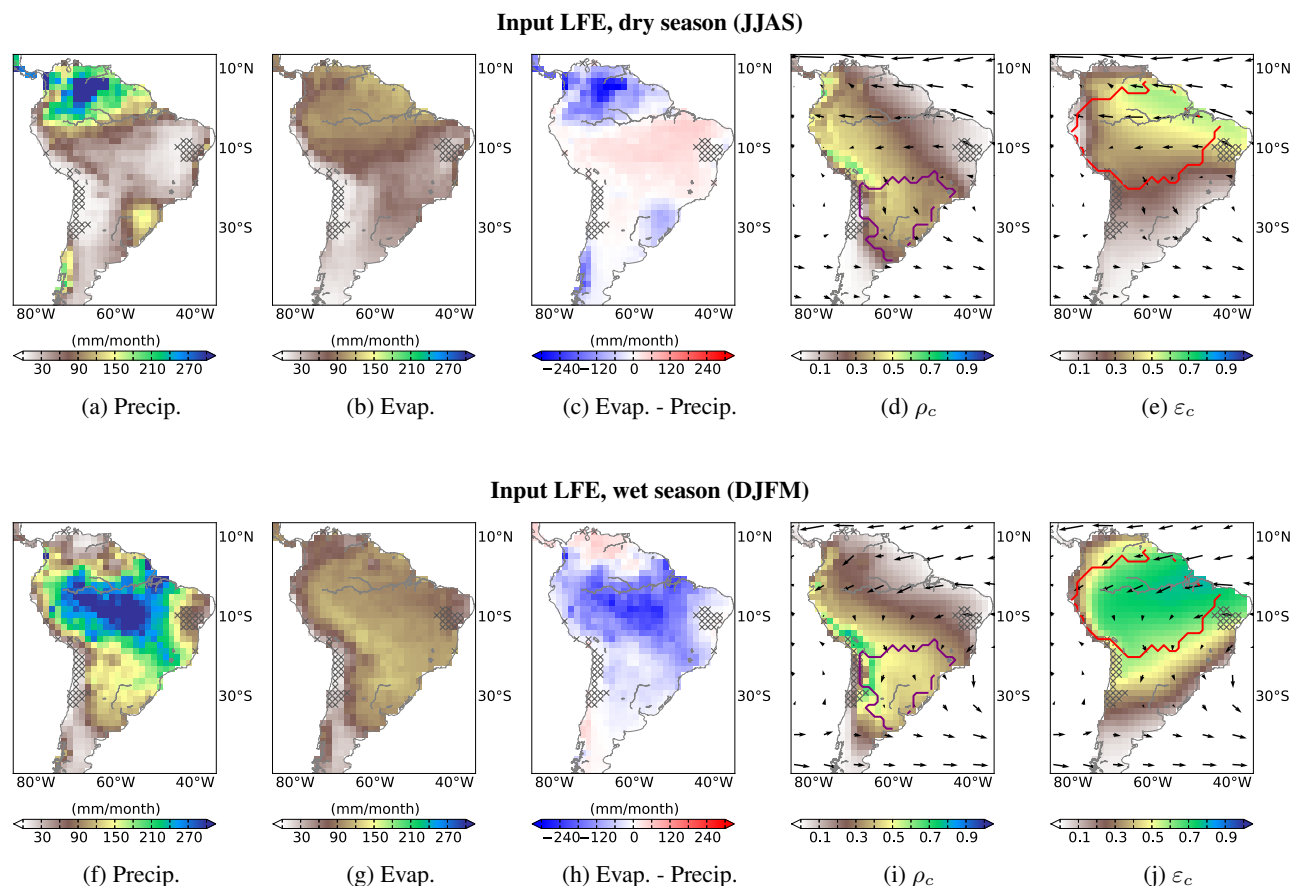


Figure 2. Same as Fig. 1 for the period 1990–1995 as calculated from LandFlux-EVAL and an average of four observation-based precipitation products (input LFE; see Table 1).

Brazil) during the wet season (December to March) compared to the dry season (June to September) characterizes the South American monsoon system (SAMS) (Liebman et al., 1999; Grimm et al., 2004; Arraut and Satyamurty, 2009).

The evapotranspiration and precipitation in the input MOD have an overall positive bias compared to the input LFE. While the spatial patterns of evapotranspiration show good agreement on a continental scale, there are also several distinct differences. In particular the wet season evapotranspiration in sub-tropical South America is much weaker in the input MOD than LFE. Interpreting and explaining the differences between the data sets is beyond the scope of this study. For an evaluation of the different types of products (model calculation, observation-based and reanalysis), we refer the reader to Mueller et al. (2011).

In both inputs, the evapotranspiration exceeds the total precipitation in the southern part of the Amazon basin during the dry season, indicating that this region is a net source of moisture for the atmosphere (Figs. 1c and 2c). This is in agreement with previous studies demonstrating a maintaining of the greenness of the Amazon forests (Morton et al., 2014) and the absence of water stress during the dry season

due to the deep root system, which enables the pumping of the water from the deeper water table (Nepstad et al., 1994; Miguez-Macho and Fan, 2012).

We find that, averaged over the full time period, evapotranspiration exceeds precipitation in north-eastern Brazil and in the Atacama Desert in both data sets, as well as along the Andes in the input MOD. Possible explanations for the imbalance in these arid to semi-arid regions are irrigation or biases in the input data as mentioned above. As this might lead to a bias in moisture recycling ratios due to an overestimation of the contribution of evapotranspiration to local precipitation, we will exclude these grid cells from our analysis.

2.1.3 Construction of a complex network based on WAM-2layers

The output of WAM-2layers is a matrix $\mathbf{M} = \{m_{ij}\}$ for all $i, j \in N$ with N the number of grid cells in the continent ($N = 681$). The non-diagonal element m_{ij} gives the amount of evapotranspiration in grid cell i that precipitates in grid cell j , and the diagonal element m_{ii} is the amount of evapotranspiration that precipitates in the same grid cell (locally

recycled moisture). The output of WAM-2layers can be interpreted as the adjacency matrix of a directed and weighted complex network with self-interactions, where nodes of the network represent continental grid cells and links between nodes represent the direction and amount of moisture transported between them (Fig. 3).

2.2 Basic assumptions

In order to track moisture forward or backward from a given region (Ω) that can be of any shape and scale (grid cell, basin, continent), we assume that the moisture composition within the surface reservoir and the atmosphere for each grid cell remains the same. This implies that, in each grid cell, the tagged fraction of precipitation is linearly proportional to the tagged fraction of evapotranspiration and the tagged fraction of transported moisture:

$$\frac{P_{\Omega}}{P} = \frac{E_{\Omega}}{E} = \frac{m_{\Omega}}{m}, \quad (1)$$

where E is the total evapotranspiration, P is the total precipitation, m is the transported moisture towards or from another grid cell, P_{Ω} is the tagged fraction of precipitation, E_{Ω} is the tagged fraction of evapotranspiration and m_{Ω} is the tagged fraction of transported moisture towards or from another grid cell. We call tagged fraction the share of the moisture originating from Ω in the case of a backward tracking and the share of moisture precipitating over Ω in the case of a forward tracking.

This assumption is valid under two conditions: (1) evapotranspiration follows directly after the precipitation event or (2) the fraction of tagged moisture in the surface reservoir and the atmosphere can be assumed to be temporally constant (i.e., in steady state) (Goessling and Reick, 2013). The first condition is usually fulfilled during interception and fast transpiration, which are important components of the total evapotranspiration, particularly in warm climates and for shallow rooted plants (Savenije, 2004). However, in seasonal forests with deep rooted trees, the moisture that is evaporated during the dry season can be held back for several months (Savenije, 2004). By analyzing a seasonally static moisture recycling network, we account for this limitation. The second condition is fulfilled if the soil water at the beginning has the same composition (in terms of tagged fraction) as the atmospheric moisture at the end of the season.

2.3 Moisture recycling ratio

Common measures to quantify the strength of the direct link between precipitation in a specific location and evapotranspiration from another location are the moisture recycling ratios (called hereafter DMR ratio) (Eltahir and Bras, 1994; Trenberth, 1999; Bosilovich and Chern, 2006; Dirmeyer et al., 2009; van der Ent et al., 2010; Keys et al., 2012; Bagley et al., 2014). The DMR ratios are only used to investigate

DMR. Here, we further develop these measures in order to take CMR into account.

2.3.1 Direct moisture recycling ratios

Two kinds of DMR ratios have been developed in a previous study (van der Ent et al., 2010): the direct precipitation recycling ratio and the direct evapotranspiration recycling ratio. The direct precipitation recycling ratio (ρ_{Ω}) has been defined as the fraction of precipitation that is originating from evapotranspiration from a defined region (Ω) with no intervening re-evaporation cycle. The ρ_{Ω} for grid cell j is calculated as

$$\rho_{\Omega,j} = \frac{\sum_{i \in \Omega} m_{ij}}{P_j}, \quad (2)$$

where m_{ij} is the amount of evapotranspiration in i that precipitates in j with no intervening re-evaporation cycle and P_j is the precipitation in j . We note that ρ_{Ω} averaged over all grid cells in Ω gives the regional recycling ratio, i.e., the fraction of precipitation that is regionally recycled (Eltahir and Bras, 1994; Burde et al., 2006; van der Ent and Savenije, 2011). High values of ρ_{Ω} indicate the direct sink regions of evapotranspiration from Ω , i.e., the regions that are dependent on evapotranspiration coming directly (i.e., through DMR) from Ω for local precipitation. A direct sink region receives moisture from Ω at first and might distribute it further downwind (Fig. 4).

Similarly, the direct evapotranspiration recycling ratio (ε_{Ω}) has been defined as the fraction of evapotranspiration that falls as precipitation over a defined region (Ω) with no intervening re-evaporation cycle. The ε_{Ω} for grid cell i is calculated as

$$\varepsilon_{\Omega,i} = \frac{\sum_{j \in \Omega} m_{ij}}{E_i}, \quad (3)$$

where E_i is the evapotranspiration in i . High values indicate the direct source regions of precipitation over Ω , i.e., the regions that contribute directly (i.e., through DMR) to rainfall over Ω . A direct source region distributes moisture towards Ω , which might be originating from further up-wind regions (Fig. 4).

If Ω is the entire South American continent, ε_{Ω} becomes the continental evapotranspiration recycling ratio (ε_c) and ρ_{Ω} the continental precipitation recycling ratios (ρ_c) as defined in van der Ent et al. (2010). Considered together, ε_c and ρ_c indicate sources and sinks of continental moisture, respectively. In this study we neglect possible contributions of moisture in South America from and to other continents, since these contributions to the overall moisture budget are small (van der Ent et al., 2010, Table 2). However, below we omit the area-weighting from the formulae for clarity.

2.3.2 Cascading moisture recycling ratios

We define the cascading precipitation recycling ratio ($\rho_{\Omega}^{\text{casc}}$) as the fraction of precipitation that is originating from evap-

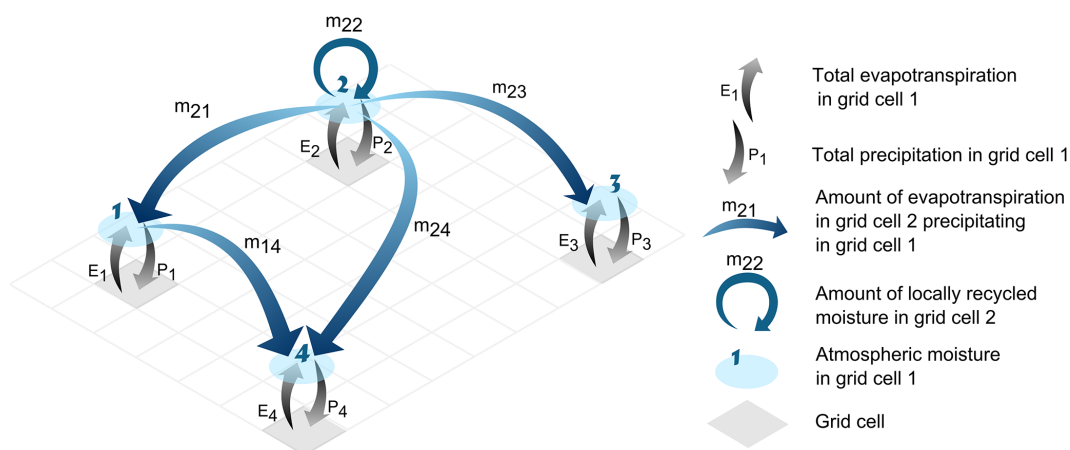


Figure 3. Schematic representation of the moisture recycling network. The exchange of moisture from 2 to 4 uses two alternative pathways: the direct one (m_{24}) and the cascading pathway ($m_{21}m_{14}$). The grid cell 1 is an intermediary on an alternative pathway to the direct transport of moisture between 2 and 4. Thus, grid cell 1 forms a Middleman motif with grid cells 2 and 4.

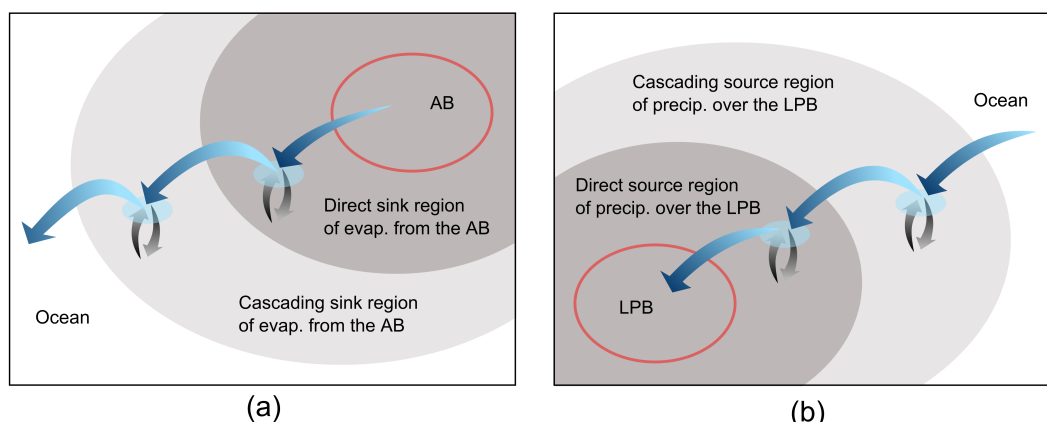


Figure 4. Schematic representation of the sink and source regions as quantified by the moisture recycling ratios. In addition to the direct source and sink regions identified using DMR ratios (dark gray), the cascading source and sink regions identified using CMR ratios (light gray) are highlighted. Of specific interest for this study are: direct and cascading sink regions of evapotranspiration (evap.) from the Amazon basin (AB) (a) and direct and cascading source regions of precipitation (precip.) over the La Plata basin (LPB) (b).

otranspiration from Ω and that has run through at least one re-evaporation cycle on the way. High values indicate the cascading sink regions of evapotranspiration from Ω , i.e., the regions that are dependent on evapotranspiration coming indirectly (i.e., through CMR) from Ω for local precipitation. A cascading sink region is the last destination of evapotranspiration from Ω before it is advected over the ocean (Fig. 4).

We also define the cascading evapotranspiration recycling ratio ($\epsilon_{\Omega}^{\text{casc}}$) as the fraction of evapotranspiration that falls as precipitation over Ω after at least one re-evaporation cycle on the way. High values indicate the cascading source regions of precipitation over Ω , i.e., the regions that contribute indirectly (i.e., through CMR) to rainfall over Ω . A cascading source region is the origin of moisture that is distributed from somewhere else towards Ω (Fig. 4).

The moisture inflow (outflow) that crosses the border of Ω may be counted several times as it is involved in several pathways of CMR. To avoid this, we only track moisture that crosses the border of Ω . This implies that we consider re-evaporation cycles outside Ω only (Fig. 4). For a complete description of the methodology, we refer the reader to Appendix B1.

2.3.3 Application to the Amazon basin and the La Plata basin

To study the moisture recycling between the Amazon basin (defined by the red boundaries in Fig. 1e) and the La Plata basin (defined by the purple boundaries in Fig. 1d), we use ρ_{Ω} and $\rho_{\Omega}^{\text{casc}}$ with Ω being all grid cells covering the Amazon basin (ρ_{Am} and $\rho_{\text{Am}}^{\text{casc}}$, respectively) and ϵ_{Ω} and $\epsilon_{\Omega}^{\text{casc}}$ with

Table 2. Overview of regional precipitation recycling ratio in the Amazon basin as found in many studies. Abbreviations: the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF); Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL); Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP); initial conditions (IC); October–November–December (OND); Data Assimilation Office (DAO); integral moisture balance (IMB); National Centers for Environmental Prediction (NCEP) – Department of Energy (DOE); World Monthly Surface Station Climatology distributed by the National Center for Atmospheric Research (NCAR).

Study	Method	Data set	Period	Regional precipitation recycling ratio (%)
Brubaker et al. (1993)	atmospheric bulk model	GFDL and NCAR	1963–1973	24
Eltahir and Bras (1994)	atmospheric bulk model	ECMWF reanalysis	1985–1990	25
		GFDL	1963–1973	35
Trenberth (1999)	atmospheric bulk model	CMAP and NCEP–NCAR reanalysis	1979–1995	34
Bosilovich and Chern (2006)	AGCM with water vapor tracers	IC from the model	1948–1997	27.2 during OND
Burde et al. (2006)	atmospheric bulk model (general), atmospheric bulk model (Budyko model), atmospheric bulk model (IMB)	DAO	1981–1993	31 26 41
Dirmeyer et al. (2009)	quasi-isentropic back-trajectory method	DOE reanalysis	1979–2003	10.8 for area 10^6 km^2
van der Ent et al. (2010)	Eulerian atmospheric moisture tracking model	ERA-Interim reanalysis	1999–2008	28
Zemp et al. (this study)	Eulerian atmospheric moisture tracking model	TRMM and MODIS	2001–2010	28
Zemp et al. (this study)	Eulerian atmospheric moisture tracking model	LandFlux-EVAL and average of CRU, GPCC, GPCP and CPC	1990–1995	24

Ω being all grid cells covering the La Plata basin (ϵ_{Pl} and $\epsilon_{\text{Pl}}^{\text{casc}}$, respectively). High values of ρ_{Am} and $\rho_{\text{Am}}^{\text{casc}}$ indicate together the sink regions of evapotranspiration from the Amazon basin and high values of ϵ_{Pl} and $\epsilon_{\text{Pl}}^{\text{casc}}$ highlight source regions of precipitation over the La Plata basin (Fig. 4).

Considered together, the DMR ratios and the CMR ratios provide a full picture of the source–sink relationship between the Amazon basin and the La Plata basin that is needed to estimate the effects of land use change for downwind precipitation patterns. $\rho_{\text{Am}}^{\text{casc}}$ and ρ_{Am} quantify the local dependency on incoming moisture from the Amazon basin (with and without re-evaporation cycles) and therefore the local vulnerability to deforestation in the Amazonian rainforests. Considering ρ_{Am} only would lead to underestimation of this dependency. On the other hand, ϵ_{Pl} and $\epsilon_{\text{Pl}}^{\text{casc}}$ provide information on the upwind regions that contribute to rainfall over the La Plata basin and, consequently, that should be preserved from intensive land use change in order to sustain water availability in the La Plata basin.

2.4 Quantifying cascading moisture recycling

To quantify the importance of CMR for the total moisture inflow (precipitation, P) and outflow (evapotranspiration, E), we cut off all re-evaporation of moisture originating from the continent and we estimate the resulting reduction in total moisture inflow (ΔP_{c}) and outflow (ΔE_{c} ; see Appendix B3 for further information on the methodology). $\Delta P_{\text{c}}/P$ is the fraction of precipitation that comes from re-evaporation of moisture originating from the continent, i.e., that has been evaporated in at least two locations on the continent. $\Delta P_{\text{c}}/P$ quantifies the importance of CMR for local rainfall. $\Delta E_{\text{c}}/E$ is the fraction of total evapotranspiration that is a re-evaporation of moisture originating from the continent and that further precipitates over the continent, i.e., that lies within CMR pathways. $\Delta E_{\text{c}}/E$ quantifies the local contribution to CMR. High values of $\Delta E_{\text{c}}/E$ indicate intermediary regions. Regions that have a larger $\Delta E_{\text{c}}/E$ than the 80th percentile (calculated for all continental values in each seasonal network) are called intermediary regions in the following.

In addition, we are interested in the importance of re-evaporation cycles that are occurring in the intermediary regions for the total moisture in- and outflow. We use the same approach as above. We cut off all re-evaporation in the intermediary region of moisture originating from the continent and we estimate the resulting reduction in total moisture inflow (ΔP_m) (see Appendix B3). $\Delta P_m/P$ is the fraction of total moisture inflow that comes from CMR in the intermediary region (i.e., that has run through at least one re-evaporation cycle in the intermediary region). It quantifies the dependency on CMR in the intermediary region for local rainfall.

2.5 Complex network analysis

We investigate important moisture recycling pathways using two measures from complex network analysis: clustering coefficient associated with Middleman motifs and betweenness centrality.

2.5.1 Clustering coefficient associated with Middleman motifs ($\tilde{C}$)

In complex network theory, motifs are defined as significant and recurring patterns of interconnections that occur in the network (Milo et al., 2002). Here, we are interested in a particular pattern of directed triangles: the Middleman motif (Fagiolo, 2007). In our study, a grid cell forms a Middleman motif if it represents an intermediary on an alternative pathway to the direct transport of moisture between two other grid cells (Fig. 3).

The clustering coefficient is a measure from complex network analysis that measures the tendency to form a particular motif (Fagiolo, 2007). Here, it reveals intermediary locations in CMR pathways, as the alternative to the DMR between sources and sinks. To account for moisture fluxes along the network links, we compute the weighted version of the clustering coefficient associated with Middleman motifs ($\tilde{C}$) (Fagiolo, 2007; Zemp et al., 2014) for each grid cell as described in the Appendix B4.1.

A grid cell has a high $\tilde{C}$ if it forms a lot of Middleman motifs and if these motifs contribute largely to relative moisture transport. $\tilde{C}$ is equal to zero if the grid cell forms no Middleman motif at all.

It is worth to note that the Middleman motif considers three interconnected grid cells, which corresponds to CMR pathways involving only one re-evaporation cycle. These pathways usually contribute most to moisture transport between two locations. In fact, the amount of moisture transported in a pathway typically decreases with the number of re-evaporation cycles involved in the pathway. This is in agreement with a previous study counting the number of re-evaporation cycles using a different methodology (Goessling and Reick, 2013). Other motifs formed by three grid cells linked by moisture recycling have been used to highlight dif-

ferent patterns in moisture transport (e.g., cycle, integration and distribution) (Zemp et al., 2014), but are not analyzed here.

2.5.2 Betweenness centrality (B)

B aims to highlight nodes in the network with central position “to the degree that they stand between others and can therefore facilitate, impede or bias the transmission of messages” in the network (Freeman, 1977, p. 36). Here, we use it to reveal intermediary grid cells where CMR pathways are channeled.

To compute it, we first identify for each pair of grid cells the moisture recycling pathways with the greatest throughput, called optimal pathways (see methodology in Appendix B4.2). These pathways can include any number of re-evaporation cycles. As the optimal pathway is usually the direct one (without any re-evaporation cycle), we first had to modify the network such that the optimal pathways involve re-evaporation cycles. To do so, we removed from the network all long-range moisture transport, i.e., occurring over distances larger than 15 geographical degrees. The choice of this threshold does not influence the results qualitatively on a yearly basis (Fig. B3). During the dry season, removing long-range moisture transport affects moisture inflow over the La Plata basin; therefore, the results of the B will be interpreted with caution during this season.

Once optimal pathways are identified, we find intermediary grid cells that they have in common (see Appendix B4.3). A grid cell has a high B if many optimal pathways pass through it: moisture runs often through re-evaporation cycles in the grid cell. It has a B equal to 0 if none of these pathways pass through it: i.e., moisture never runs through re-evaporation cycles in the grid cell.

2.6 Similarities and differences between the presented measures

We expect similar spatial patterns in the results of $\Delta E_c/E$ (fraction of evapotranspiration that lies within CMR pathways; see Sect. 2.4), the B (betweenness centrality; see Sect. 2.5.2) and the $\tilde{C}$ (clustering coefficient, Sect. 2.5.1). In fact, all three measures reveal important intermediary grid cells in CMR pathways. However, the three measures are based on different concepts and methods.

1. While $\Delta E_c/E$ is calculated by inhibiting re-evaporation of moisture from continental origin, B is based on the notion of optimal pathways and $\tilde{C}$ relies on particular motifs formed by three connected grid cells.
2. An implication of (1) is that $\Delta E_c/E$ quantifies the local contribution to CMR, $\tilde{C}$ refers to CMR pathways as alternative to the direct transport of moisture between two

Table 3. Importance of direct moisture recycling (DMR) and cascading moisture recycling (CMR) for the total precipitation (precip.) and evapotranspiration (evap.) averaged for the La Plata basin (LPB), the Amazon basin (AB) and for the South American continent during the wet season (DJFM), the dry season (JJAS) and all year round calculated for the input MOD / LFE (in %).

Notation	Description	La Plata basin			Amazon basin			South America		
		wet	dry	year	wet	dry	year	wet	dry	year
ρ_c	fraction of precip. originating from the continent	42 / 45	35 / 35	41 / 43	30 / 27	35 / 30	32 / 29	30 / 29	29 / 26	31 / 29
ρ_{Am}	fraction of precip. originating from the AB through DMR	23 / 18	25 / 21	24 / 20	26 / 22	30 / 25	28 / 24	18 / 15	21 / 18	20 / 17
ρ_{Am}^{casc}	fraction of precip. originating from the AB through CMR	6 / 6	2 / 3	4 / 6	– / –	– / –	– / –	11 / 9	6 / 6	8 / 8
ε_c	fraction of evap. that falls as precip. over the continent	43 / 40	16 / 16	35 / 32	77 / 68	45 / 41	65 / 57	56 / 29	31 / 28	47 / 42
ε_{Pl}	fraction of evap. that falls as precip. over the LPB through DMR	32 / 28	12 / 11	26 / 22	16 / 11	7 / 6	11 / 10	15 / 13	7 / 6	12 / 11
ε_{Pl}^{casc}	fraction of evap. that falls as precip. over the LPB through CMR	– / –	– / –	– / –	23 / 16	1 / 2	10 / 7	13 / 8	1 / 1	6 / 4
$\Delta P_c / P$	fraction of precip. that comes from CMR in the continent	17 / 18	14 / 12	17 / 17	8 / 6	11 / 8	10 / 7	10 / 9	9 / 7	10 / 9
$\Delta P_m / P$	fraction of precip. that comes from CMR in the intermediary region	9 / 9	5 / 5	8 / 9	4 / 3	6 / 4	4 / 4	4 / 4	5 / 3	4 / 4
$\Delta E_c / E$	fraction of evap. that lies within CMR pathways	11 / 13	9 / 8	9 / 11	11 / 8	23 / 15	12 / 10	13 / 9	15 / 10	10 / 8

locations and **B** shows locations where CMR pathways are channeled.

3. In the $\tilde{C}$, only CMR pathways with one re-evaporation cycle are considered. Using $\Delta E_c / E$ and **B**, all number of cycles are possible in the pathways.
4. Moisture recycling pathways involving long-range transport are not considered in the calculation of the **B**.

For these reasons, $\Delta E_c / E$, **B** and $\tilde{C}$ are complementary measures. There are also some similarities between the calculation of the cascading precipitation recycling ratio (ρ_{Ω}^{casc}) and $\Delta P_c / P$, which are described in the Appendix B2.

3 Results and discussion

3.1 Comparison of continental and regional moisture recycling ratios with other existing studies

The main continental source of precipitation over South America is the Amazon basin, with large heterogeneity in time and space (Figs. 1e, 1j, 2e and 2j and Table 3). Around 70 to 80 % of the evapotranspiration in the southern part of

the Amazon basin falls as precipitation over the continent during the wet season but only 30 to 40 % during the dry season. As the evapotranspiration in the Amazon basin is high and varies little in space and time (Figs. 1b, 1g, 2b and 2g), this observation indicates that during the dry season, a high amount of moisture from the southern part of the Amazon basin is advected out of the continent. Using a Lagrangian particle dispersion model, Drumond et al. (2014) also found a maximum contribution of moisture from the Amazon basin to the ocean during this period.

The main sink regions of moisture originating from the continent are the western part of the Amazon basin during the dry season, the south-western part of the basin during the wet season and the La Plata basin especially during the wet season (Figs. 1d, 1i, 2d and 2d and Table 3). In fact, in the La Plata basin, 42 to 45 % of the precipitation during the wet season and 35 % during the dry season evaporated from the continent. This difference between seasons is explained by a weaker transport of oceanic moisture associated with the sub-tropical Atlantic high and by an intensification of the SALLJ that transports moisture in the meridional direction during this season (Marengo et al., 2004). The importance of continental moisture recycling in the La Plata basin during

the wet season has been emphasized in previous studies (Drumond et al., 2008; Martinez et al., 2014). Despite this importance, we find that the ocean remains the main source of moisture over the La Plata basin in agreement with previous studies (Drumond et al., 2008, 2014; Arraut and Satyamurty, 2009). However, some other studies estimated a higher contribution of moisture from the continent to precipitation over the La Plata basin (van der Ent et al., 2010; Keys et al., 2012; Martinez et al., 2014).

There are uncertainties in the moisture recycling ratios depending on the quality of the data sets used, the assumptions made in the methods and the boundaries used to define the domain (for example in Brubaker et al., 1993, the Amazon region is represented by a rectangle). Considering these uncertainties, the regional precipitation recycling ratio in the Amazon basin compares well with previous studies using other data sets and methodologies (Table 2). The spatial patterns of continental moisture recycling ratios (Figs. 1d, 1i, 1e, 1j, 2d, 2i, 2e and 2j) are slightly different from those found by van der Ent et al. (2010) – see their Figs. 3 and 4, due to the differences in the versions of the model (here we use WAM-2layers) and the data sets used. The continental precipitation recycling ratio in the Amazon basin reaching 27 to 30 % during the Southern Hemisphere summer is slightly below estimates of 36.4 % found by Bosilovich and Chern (2006). The maps of DMR ratios (Fig. 8a, and c, e and g) are in good agreement with the regional recycling ratio reported in previous studies (Eltahir and Bras, 1994, Figs. 4 and 6; Burde et al., 2006, Figs. 2 and 8; Dirmeyer et al., 2009; see <http://www.iges.org/wcr/>, Moisture Sources by Basin).

We note that our analysis period from 2001 to 2010 (for the input MOD) includes two major droughts in the Amazon basin (Marengo et al., 2008; Lewis et al., 2011). Because the land–atmosphere coupling on the hydrological cycle increases during drought years (Bagley et al., 2014), this might influence the output of the atmospheric moisture tracking model used in this study. Analyzing these periods separately is ongoing research.

3.2 Importance of cascading moisture recycling

Continental moisture recycling is of crucial importance for South American precipitation patterns (Figs. 1 and 2). We now quantify this importance (Fig. 5).

The share of cascading moisture on total moisture inflow is on average 9–10 % in the South American continent (Table 3). Regions that are dependent on CMR for local rainfall (Fig. 5a, c, e and g) are also dominant sinks of moisture from the continent (Fig. 1d, 1i, 2d and 2i).

We note that CMR contributes more to the precipitation over the Amazon basin during the dry season (8–11 % on average, up to 25 % in the western part) compared to the wet season (6–8 % on average). This is explained by the fact that during the dry season, moisture is mainly transported from the eastern to the western part of the Amazon basin

(Figs. 1 and 2). Our results show that during the dry season, this moisture transport involves re-evaporation cycles in the central part of the basin (blue boundaries in Fig. 5b and f). In fact, 15–23 % of the total evapotranspiration from the Amazon basin is involved in CMR during the dry season.

During the wet season, CMR plays also an important role as 17–18 % of the total precipitation over the La Plata basin comes from CMR. The intermediary region where re-evaporation cycles are taking place is mainly the southwestern part of the Amazon basin (blue boundaries in Fig. 5d and h). In this intermediary region, up to 35 % of the total evapotranspiration is involved in CMR during the wet season. We note that the shape of the intermediary regions varies slightly among the two data sets during the wet season, probably explained by the differences in evapotranspiration patterns (Figs. 1g and 2g).

In order to evaluate the importance of the intermediary region for rainfall over the La Plata basin, we quantify the share of the moisture inflow in the La Plata basin that has run through re-evaporation cycles in the intermediary regions. This share is 9 % during the wet season and 5 % during the dry season. These estimations represent about half of the share of total moisture inflow over the La Plata basin that comes from CMR during the wet season (Table 3). These results mean that the intermediary regions are important for cascading moisture transported towards the La Plata basin during the wet season. In Sect. 3.4, we reveal the direct and cascading sources of precipitation over the La Plata basin and we understand the seasonal variability.

The share of cascading moisture on the total moisture inflow reaches up to 35–50 % on the eastern side of the central Andes, one of the most vulnerable biodiversity hotspots on Earth (Myers et al., 2000). However, this latter observation should be considered with caution due to the imbalance of the water cycle in this area, which might lead to an overestimation of the regional recycling process and an overestimation of the importance of cascading moisture recycling.

3.3 Complex network analysis

We have shown the importance of CMR for South American moisture transport (Fig. 5). Using the clustering coefficient associated with the Middleman motif ($\tilde{C}$), we are able to identify intermediary locations involved in cascading pathways as alternatives to the direct transport of moisture (Fig. 6a, c, e and g). These regions coincide with the intermediary regions identified with a different method (blue boundaries in Fig. 5). These results mean that the CMR pathways involving the intermediary regions are not the only pathways of moisture recycled from sources to sinks on the continent, but are complementing the direct transport of moisture over long distances.

The betweenness centrality (B) reveals intermediary regions where CMR pathways are channeled. We note that regions with high B coincide with regions with high $\tilde{C}$ dur-

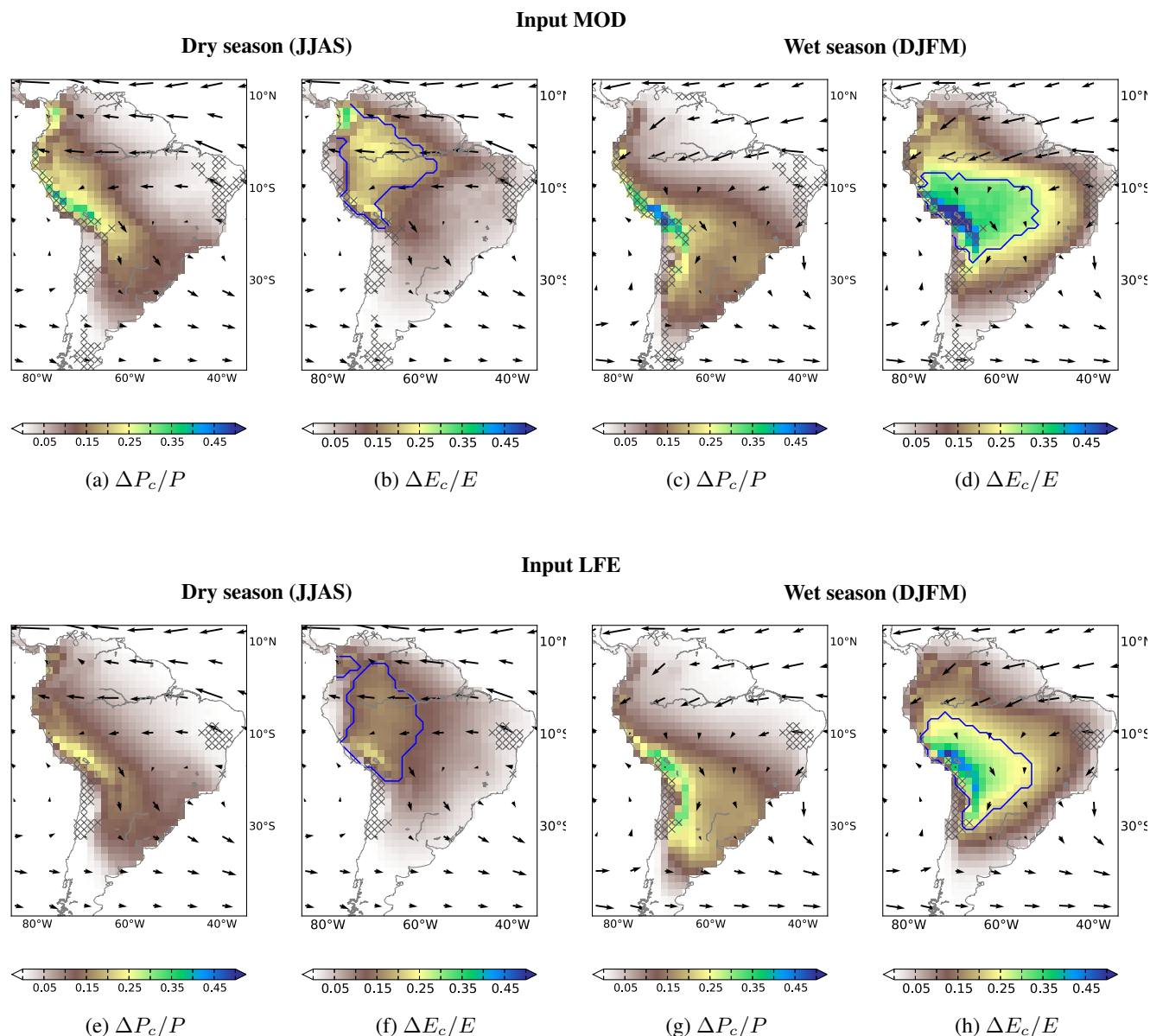


Figure 5. Fraction of total precipitation originating from CMR ($\Delta P_c/P$) (a, c, e, g) and fraction of total evapotranspiration that lies within CMR pathways ($\Delta E_c/E$) (b, d, f, h). While high values of $\Delta P_c/P$ indicate regions that are dependent on CMR for local rainfall, high values of $\Delta E_c/E$ indicate regions that contribute to CMR. The blue boundaries define the regions that have $\Delta E_c/E > 80$ percentile (calculated for all continental values in each seasonal moisture recycling network) and that are called intermediary regions. Results are obtained using the input MOD (upper row) and input LFE (lower row) (see Table 1) and are given for the dry season (left) and the wet season (right).

ing the wet season, but not as much during the dry season (Fig. 6). This might be a result of the cutting of long-range links from the network in the calculation of B , which affects moisture transport towards the sub-tropical South America during the dry season.

High values of B are found along a narrow band east of the sub-tropical Andes (Fig. 6d and h), indicating that CMR pathways are channeled in this region. This observation may be explained by the combined effect of the acceleration of

the SALLJ (Vera et al., 2006) and the high precipitation and evapotranspiration during the wet season (Figs. 1 and 2) allowing for an intensive local exchange of moisture between the vegetation and the atmosphere.

3.4 Moisture recycling from the Amazon basin to the La Plata basin

We have shown the importance of the Amazon basin as the dominant source of continental moisture and the La Plata

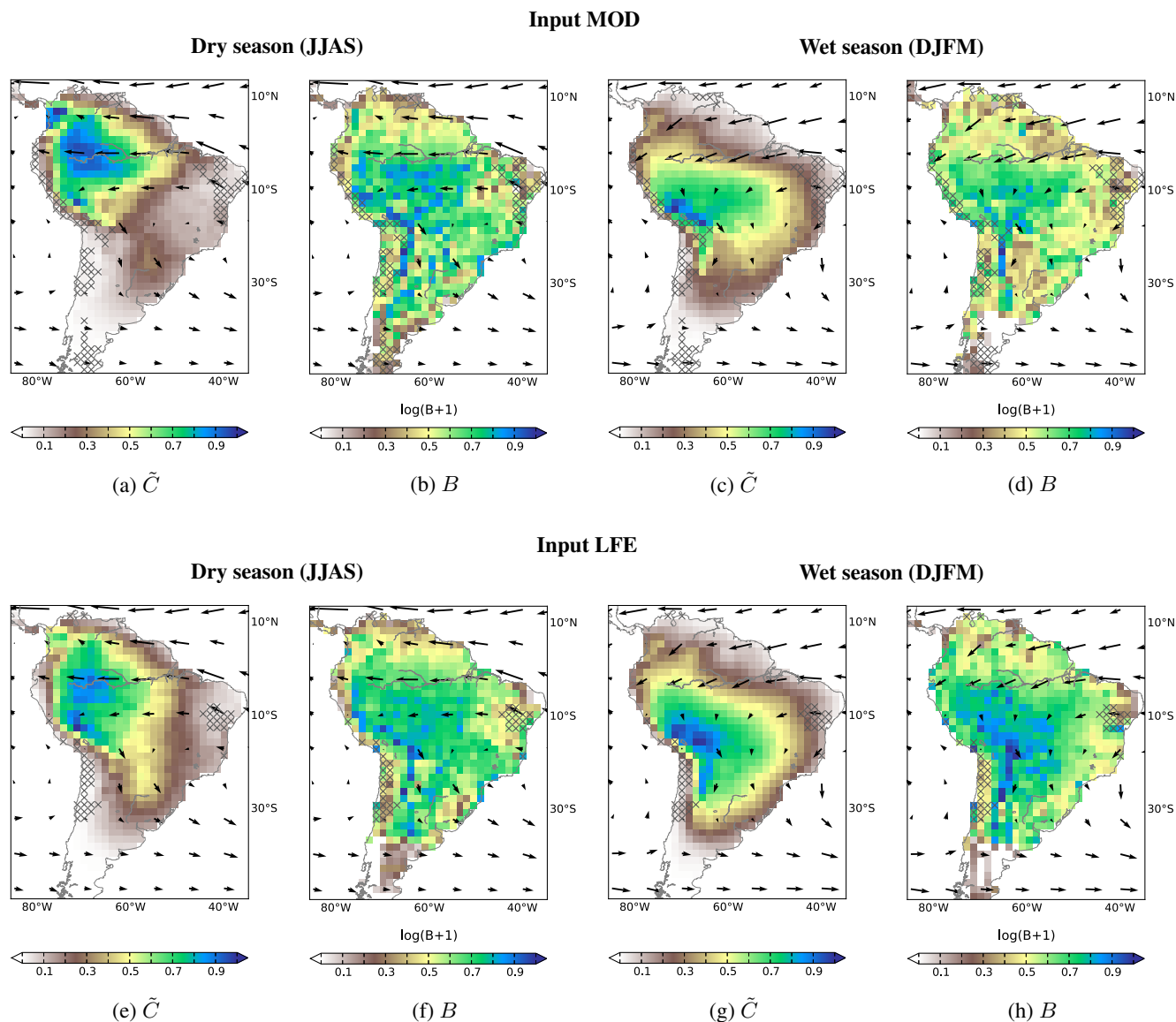


Figure 6. Results of complex network analysis. Clustering coefficient $\tilde{C}$ associated with the motif Middleman (a, c, e, g) and betweenness centrality B (b, d, f, h). While high values of $\tilde{C}$ indicate intermediary locations where CMR allows for alternative pathways to the direct transport of moisture, high values of B indicate regions where pathways of CMR are channeled. Results are obtained using the input MOD (upper row) and input LFE (lower row) (see Table 1) and are given for the dry season (left) and the wet season (right).

basin as a central sink region (see Figs. 1 and 2). In the following, we further investigate the importance of DMR and CMR for the transport of moisture between the two basins (Figs. 7 and 8).

In the La Plata basin, 18–23 % of the precipitation during the wet season and 21–25 % during the dry season originated from the Amazon basin with no intervening re-evaporation cycles (Table 3). This is in good agreement with the yearly average estimates of 23 % found in Dirmeyer et al. (2009, see <http://www.iges.org/wcr/>) and 23.9 % found in Martinez et al. (2014). However, these estimations take only DMR into account. Here, considering, considering CMR increases the

fraction of precipitation over the La Plata basin that comes from the Amazon basin by 6 % during the wet season (Table 3). As mentioned above, this might be explained by the high evapotranspiration and precipitation allowing for an exchange of moisture on the way and by the intensification of the SALLJ during this time of the year (Marengo et al., 2004). This result suggests that the impact of deforestation in the Amazonian forest on rainfall over the La Plata basin might be larger than expected if only direct transport of moisture between the two basins is considered.

The southern part of the Amazon basin is a direct source of precipitation over the La Plata basin (Fig. 7a, c, e and g).

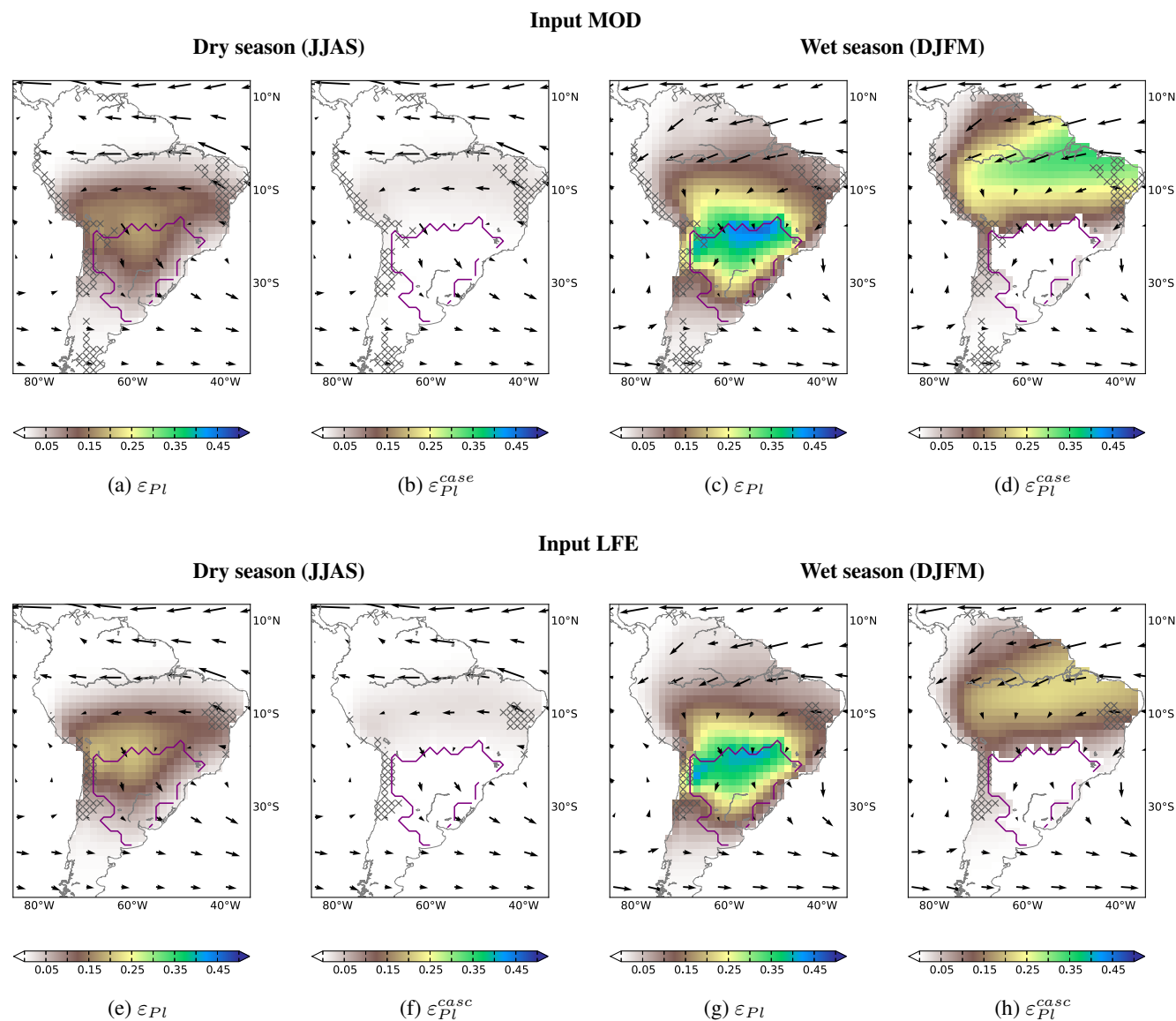


Figure 7. Fraction of evapotranspiration that precipitates over the La Plata basin (defined by the purple boundaries) through DMR (ε_{Pl} , a, c, e and g) and CMR (ε_{Pl}^{casc} , b, d, f and h). Considered together, ε_{Pl} and ε_{Pl}^{casc} show source regions of precipitation over the La Plata basin. Results are obtained using the input MOD (upper row) and input LFE (lower row) (see Table 1) and are given for the dry season (left) and the wet season (right).

This finding is in agreement with Martinez et al. (2014) and Keys et al. (2014). However, if CMR is considered, the entire Amazon basin becomes an evaporative source of moisture for the La Plata basin during the wet season (Fig. 7d and h). On average, 16–23 % of the total evapotranspiration from the Amazon basin during the wet season ends as rainfall over the La Plata basin after at least one re-evaporation cycle (Table 3). This result means that during the wet season, the southern part of the Amazon basin is not only a direct source of moisture for the La Plata basin but also an intermediary region that distributes moisture originating from the

entire basin. This finding is in agreement with other measures showing intermediary regions (Sects. 3.2 and 3.3).

3.5 Possible impact of land-cover change in the intermediary regions

The southern part of the Amazon basin is a key region for moisture transport towards the La Plata basin. It is a source of moisture for precipitation over the La Plata basin all year round. In addition, it is an intermediary region for the indirect transport of moisture (through CMR) originating from the entire Amazon basin during the wet season (Sect. 3.4).

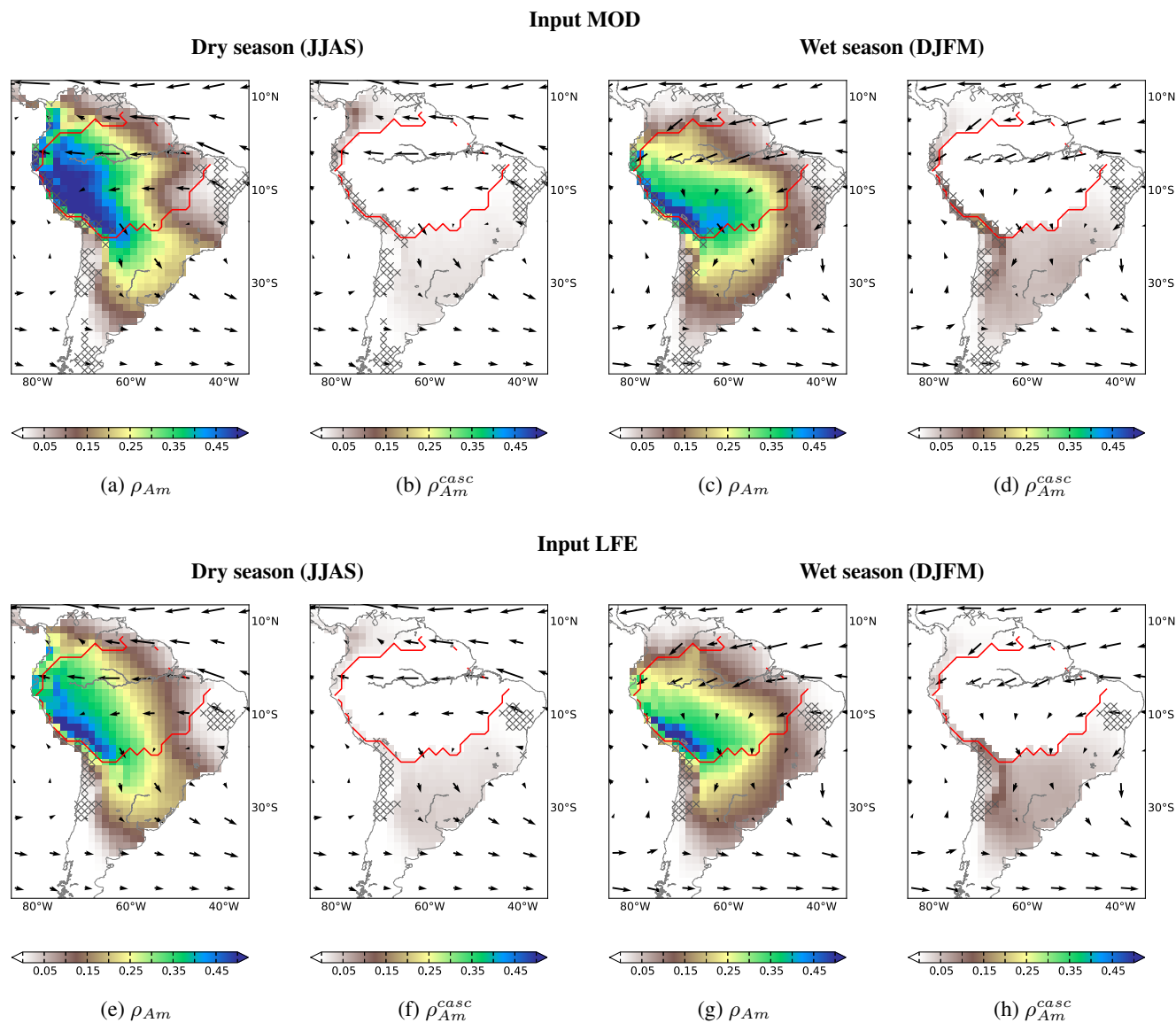


Figure 8. Fraction of precipitation that originates from the Amazon basin (defined by the red boundaries) through DMR (ρ_{Am} , **a**, **c**, **e** and **g**) and CMR (ρ_{Am}^{casc} , **b**, **d**, **f** and **h**). Considered together, ρ_{Am} and ρ_{Am}^{casc} show sink regions of evapotranspiration from the La Plata basin. Results are obtained using the input MOD (upper row) and input LFE (lower row) (see Table 1) and are given for the dry season (left) and the wet season (right).

Land-cover change in the southern part of the Amazon basin might weaken continental moisture recycling and might lead to an substantial decrease in the total precipitation locally and downwind. Among the affected regions, important impacts would be observed in particular in the south-western part of the Amazon basin that has already a high probability to experience a critical transition from forest to savanna (Hirota et al., 2011) and in the La Plata basin that is dependent on incoming rainfall for agriculture (Rockström et al., 2009; Keys et al., 2012). At the eastern side of the central Andes, the impact of an upwind weakening of CMR

might be reduced since precipitation in this region is ensured by orographic lifting (Figueroa and Nobre, 1990).

4 Conclusions

In this work, we investigated the exchange of moisture between the vegetation and the atmosphere on the way between sources and sinks of continental moisture in South America. We have introduced the concept of cascading moisture recycling (CMR) to refer to moisture recycling between two locations on the continent that involve one or more re-evaporation cycles along the way. We have proposed measures to quan-

tify the importance of CMR, to track moisture from a given region further backward or forward in space and to identify intermediary regions where re-evaporation cycles are taking place. We have used for the first time a complex network approach to study moisture recycling pathways.

We have tracked moisture evaporating from each grid cell covering the South American continent until it precipitates or leaves the continent using the Eulerian atmospheric moisture tracking model WAM-2layers (Water Accounting Model-two layers). In order to reduce the uncertainty associated with the input data, we have used two different sets of precipitation and evapotranspiration data from (1) observation-based and (2) merged synthesis products, together with re-analysis wind speeds and humidity data. We have shown that even if the amount of water transported through CMR pathways is typically smaller than the one transported directly in the atmosphere, the contribution by the ensemble of cascading pathways cannot be neglected. In fact, 9–10 % of the total precipitation over South America, as well as 17–18 % of the precipitation over the La Plata basin, comes from CMR. The La Plata basin is highly dependent on moisture from the Amazon basin during both seasons, as 18–23 % of the total precipitation over the La Plata basin during the wet season, as well as 21–25 % during the dry season, comes directly from the Amazon basin. To these direct dependencies, 6 % of the precipitation during the wet season can be added if CMR is considered.

During the dry season, CMR plays an important role for the moisture transport from the eastern to the western part of the Amazon basin. Indeed, 15–23 % of the total evapotranspiration in the Amazon basin is involved in CMR during the dry season.

The south-western part of the Amazon basin is an important direct source of incoming moisture over the La Plata basin all year round. However, during the wet season, it is not only a direct source but also an intermediary region that distributes moisture from the entire Amazon basin into the La Plata basin. Land use change in these regions may weaken moisture recycling processes and may have stronger consequences for rainfed agriculture and natural ecosystems regionally and downwind as previously thought.

In addition, we showed that the eastern flank of the sub-tropical Andes – located in the pathway of the South American low-level jet – plays an important role in the continental moisture recycling as it channels many cascading pathways. This study offers new methods to improve our understanding of vegetation and atmosphere interactions on the water cycle needed in a context of land use and climate change.

Appendix A: Glossary

- Moisture recycling: the process by which evapotranspiration in a specific location on the continent contributes to precipitation in another location on the continent.
- Re-evaporation cycle: evapotranspiration of precipitating moisture in the same location.
- Cascading moisture recycling (CMR): moisture recycling that involves at least one re-evaporation cycle on the way.
- Direct moisture recycling (DMR): moisture recycling with no intervening re-evaporation cycle on the way.
- Intermediary: location where moisture runs through the re-evaporation cycle on its way between two locations on the continent (only in the case of CMR).
- Pathway of moisture recycling: set of locations on land involved in moisture recycling. A DMR pathway includes only the starting (evapotranspiration) and the destination (precipitation) locations, while a CMR pathway includes the starting, the destination and the intermediary locations.
- Optimal pathway: the pathway of moisture recycling that contributes most to moisture transport between two locations. It can be a direct or a cascading pathway.
- Direct source: land surface that contributes directly (i.e., through DMR) to rainfall over a given region.
- Cascading source: land surface that contributes indirectly (i.e., through CMR) to rainfall over a given region.
- Source: land surface that contributes directly or indirectly to rainfall over a given region.
- Direct sink: land surface that is dependent on evapotranspiration coming directly (i.e., through DMR) from a given region for local precipitation.
- Cascading sink: land surface that is dependent on evapotranspiration coming indirectly (i.e., through CMR) from a given region for local precipitation.
- Sink: land surface that is dependent on evapotranspiration coming directly or indirectly from a given region for local precipitation.

Appendix B: Supplementary description of the method

All grid cell measures are area-weighted as described in Zemp et al. (2014).

B1 Cascading moisture recycling ratios

To calculate the CMR ratios as defined in Sect. 2.3.2, we calculate the individual contributions of CMR pathways consisting of k re-evaporation cycles ($k \in \{1, \dots, n\}$), which add up to the total CMR contribution. We chose a maximum number of cycles $n = 100$, while the contribution of pathways with a number of cycles larger than three is close to zero.

The fraction of precipitation in grid cell j that comes from Ω through CMR involving only one re-evaporation cycle is

$$\rho_{\Omega,j}^{(1)} = \frac{\sum_{i \notin \Omega} m_{ij} \cdot \rho_{\Omega,i}}{P_j}, \quad (\text{B1})$$

where $\rho_{\Omega,i}$ is the direct precipitation recycling ratio for grid cell i (Sect. 2.3.1). Following the same principle as in Eq. (B1), the fraction of precipitation in j that comes from Ω through CMR involving n re-evaporation cycles is

$$\rho_{\Omega,j}^{(n)} = \frac{\sum_{i \notin \Omega} m_{ij} \cdot \rho_{\Omega,i}^{(n-1)}}{P_j}, \quad (\text{B2})$$

where $\rho_{\Omega,i}^{(n-1)}$ is the fraction of precipitation in i that comes from Ω through CMR involving $n - 1$ re-evaporation cycles. $\rho_{\Omega}^{\text{casc}}$ is the sum of all individual contributions of the CMR pathways:

$$\rho_{\Omega,j}^{\text{casc}} = \rho_{\Omega,j}^{(1)} + \dots + \rho_{\Omega,j}^{(n)}. \quad (\text{B3})$$

The fraction of evapotranspiration in grid cell i that falls as precipitation over Ω after only one re-evaporation cycle is

$$\varepsilon_{\Omega,i}^{(1)} = \frac{\sum_{j \notin \Omega} m_{ij} \cdot \varepsilon_{\Omega,j}}{E_i}, \quad (\text{B4})$$

where $\varepsilon_{\Omega,j}$ is the direct evapotranspiration recycling ratio for grid cell j (Sect. 2.3.1). Similarly, the fraction of evapotranspiration in i that falls as precipitation over Ω after n re-evaporation cycles is

$$\varepsilon_{\Omega,i}^{(n)} = \frac{\sum_{j \notin \Omega} m_{ij} \cdot \varepsilon_{\Omega,j}^{(n-1)}}{E_i}, \quad (\text{B5})$$

where $\varepsilon_{\Omega,j}^{(n-1)}$ is the fraction of evapotranspiration in j that precipitates over Ω after $n - 1$ re-evaporation cycles. $\varepsilon_{\Omega}^{\text{casc}}$ is the sum of the individual contribution of CMR pathways:

$$\varepsilon_{\Omega,i}^{\text{casc}} = \varepsilon_{\Omega,i}^{(1)} + \dots + \varepsilon_{\Omega,i}^{(n)}. \quad (\text{B6})$$

B2 Robustness of the cascading moisture recycling ratios

In order to test the robustness of the cascading precipitation recycling ratios, we have computed the steps explained in B1 with Ω being the ocean. Thus, ρ_o is the fraction of precipitation that comes from the ocean without any re-evaporation cycle on the way and $\rho_o^{(k)}$ is the fraction of precipitation that comes from the ocean with k re-evaporation cycle(s) on the way ($k = 1, \dots, n$). We confirm that

- The sum $\rho_o + \rho_o^{(1)} + \rho_o^{(2)} + \dots + \rho_o^{(n)}$ is equal to 1. This is easy to interpret as all the precipitation in a location must have always come from the ocean (either directly or after a certain number of re-evaporation cycles).
- The sum $\rho_o^{(1)} + \rho_o^{(2)} + \dots + \rho_o^{(n)}$ represents the fraction of precipitation that comes from the ocean with at least one re-evaporation cycle. It is equal to the continental recycling ratio ρ_c (see Sect. 2.3.1 and van der Ent et al., 2010).
- The sum $\rho_o^{(2)} + \dots + \rho_o^{(n)}$ is the fraction of precipitation that comes from the ocean with at least two re-evaporation cycles. It is equal to $\Delta P_c / P$, introduced as the fraction of precipitation that has been evaporated at least twice on the continent (see Sect. 2.4).

We obtained thus the same results using different metrics. We cannot test the evaporation recycling ratio the same way because $\Delta E_c / E$ quantifies the fraction of evapotranspiration that is involved in cascading moisture recycling (i.e., that comes from the continent and precipitates further over the continent), while $\epsilon_o^{(2)} + \dots + \epsilon_o^{(n)}$ would be the fraction of evapotranspiration that runs through at least two re-evaporation cycles before precipitating over the ocean. This is also the reason why the two methodologies are needed even if they lead to the same results for the previously mentioned case.

B3 Quantifying cascading moisture recycling

To quantify the contribution of CMR in Ω to total moisture in- and outflow, we modify the network such that the oceanic moisture (i.e., that has been last evaporated over the ocean) is only re-evaporated once in Ω . By doing so, we remove CMR in Ω . We then derive the corresponding reduction in total moisture inflow from Ω or outflow towards Ω :

$$\Delta P_{j \leftarrow \Omega} = P_{j \leftarrow \Omega} - P_{j \leftarrow \Omega, o}, \quad (\text{B7a})$$

$$\Delta E_{i \rightarrow \Omega} = E_{i \rightarrow \Omega} - E_{i \rightarrow \Omega, o}, \quad (\text{B7b})$$

where $P_{j \leftarrow \Omega} = \sum_{i \in \Omega} m_{ij}$ is the precipitation in j originating from Ω , $E_{i \rightarrow \Omega} = \sum_{j \in \Omega} m_{ij}$ is the evapotranspiration in i that precipitates over Ω , $P_{j \leftarrow \Omega, o} = \sum_{i \in \Omega} m_{ij \leftarrow \text{ocean}}$ is the precipitation in j originating from the re-evaporation of oceanic

moisture in Ω and $E_{i \rightarrow \Omega, o} = \sum_{j \in \Omega} m_{ij \leftarrow \text{ocean}}$ is the evapotranspiration of oceanic moisture in i that precipitates over Ω . Thus, $\Delta P_{j \leftarrow \Omega}$ is the precipitation in j originating from the re-evaporation of continental moisture in Ω and $\Delta E_{i \rightarrow \Omega}$ is the re-evaporation of continental moisture in i that precipitates over Ω . If Ω is the entire South American continent (the intermediary region), $\Delta P_{j \leftarrow \Omega}$ becomes ΔP_c (ΔP_m) and $\Delta E_{i \rightarrow \Omega}$ becomes ΔE_c (ΔE_m) as defined in Sect. 2.4.

To remove CMR in Ω , we derive for each grid cell the evapotranspiration of moisture from oceanic origin as in Eq. (1):

$$E_{i \leftarrow \text{ocean}} = \frac{E_i}{P_i} \cdot P_{i \leftarrow \text{ocean}}, \quad (\text{B8})$$

where $P_{i \leftarrow \text{ocean}}$ is the precipitation from oceanic origin in i ($P_{i \leftarrow \text{ocean}} = P_i - P_{i \leftarrow \text{continent}}$ and $P_{i \leftarrow \text{continent}} = \sum_{j \in \text{continent}} m_{ij}$; see Fig. B1). Using the same assumption, we get the moisture transport between each pair of grid cells i and j that results from evapotranspiration of moisture from oceanic origin only:

$$m_{ij \leftarrow \text{ocean}} = \frac{m_{ij}}{E_i} \cdot E_{i \leftarrow \text{ocean}}. \quad (\text{B9})$$

At this stage, $m_{ij \leftarrow \text{ocean}}$ can be interpreted as the evapotranspiration in i that precipitates in j and that has been evaporated from the ocean before that ($m_{ij \leftarrow \text{ocean}} < m_{ij}$).

B4 Complex network analysis

B4.1 Clustering coefficient associated with Middleman motifs

Mathematically, the clustering coefficient C of the grid cell i is

$$C_i = \frac{t_i}{T_i}, \quad (\text{B10})$$

where t_i is the number of Middleman motifs that i forms and T_i is the total number of that motif that i could have formed according to its number of incoming and outgoing arrows. To give more weight to a motif involved in the transport of a larger amount of moisture, we assign a weight to each motif. In agreement with Fagiolo (2007), the weight of a motif is defined as the geometric mean of the weights of the three involved arrows. The weighted counterpart of Eq. (B10) is

$$\tilde{C}_i = \frac{\tilde{t}_i}{\tilde{T}_i}, \quad (\text{B11})$$

with $\tilde{t}_i$ the weighted counterpart of t_i (i.e., the sum of the weights of the Middleman motifs that is formed by i).

The calculation of the clustering coefficient is derived from the methodology of a previous study (Fagiolo, 2007, Table 1) and has been corrected in order to account for the irregular sizes of the portion of the Earth's surface covered by the grid cells as explained in Zemp et al. (2014).

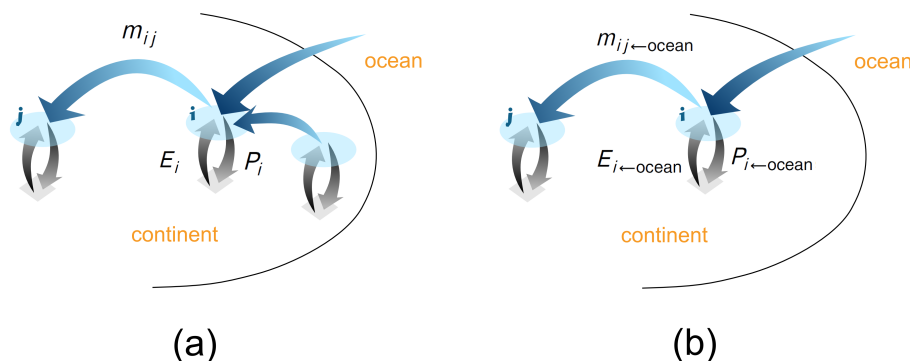


Figure B1. Scheme explaining the removal of CMR. Originally, the precipitation in the grid cell i (P_i) is composed of oceanic and continental moisture. The total incoming moisture is evaporated in i (E_i) and some part of it contributes to precipitation in the grid cell j (m_{ij}) (a). If we forbid the re-evaporation of continental precipitation, only the precipitation in i that has oceanic origin ($P_{i \leftarrow \text{ocean}}$) is evaporated in i ($E_{i \leftarrow \text{ocean}}$) and can contribute to precipitation in j ($m_{ij \leftarrow \text{ocean}}$). By doing so, we remove cascading recycling of continental moisture from the network.

We define the matrix $\mathbf{P} = \{p_{ij}^{1/3}\}$ obtained by taking the cubic root of each entry p_{ij} , with p_{ij} being the weight of the arrow originating from i and pointing towards j . Here, in order to avoid a strong correlation between the clustering coefficient and the mean evapotranspiration and precipitation, we chose this weight to be $p_{ij} = m_{ij}^2 / (E_i P_j)$. According to Fagiolo (2007), the numerator of Eq. (B11) is derived as the i th element of the main diagonal of a product of matrices $\tilde{t}_i = (\mathbf{P}\mathbf{P}^T\mathbf{P})_{ii}$, where $\mathbf{P}^T$ is the transpose of $\mathbf{P}$.

The denominator of Eq. (B11) is $T_i = k_i^{\text{in}} k_i^{\text{out}}$, where k_i^{in} is the number of arrows pointing towards i and k_i^{out} the number of arrows originating from i :

$$k_i^{\text{in}} = \sum_{j \neq i} a_{ji}, \quad (\text{B12a})$$

$$k_i^{\text{out}} = \sum_{j \neq i} a_{ij}, \quad (\text{B12b})$$

where $a_{ij} = 1$ if there is an arrow originating from i and pointing towards j ; otherwise, $a_{ij} = 0$. In order to compare the results for the two seasons, we normalize $\tilde{C}$ with the maximum observed value for each network.

B4.2 Optimal pathway

In complex network theory, many centrality measures (e.g., closeness and betweenness) are based on the concept of the shortest path. The shortest path is usually defined as the pathway between nodes that has the minimum cost. In this work, it is defined as the pathway that contributes most to the moisture transport between two grid cells. As this pathway is not necessarily the shortest one in terms of geographical distance, we will call it optimal pathway to avoid confusion.

Let $(r_1, r_2, \dots, r_n)$ be the intermediary grid cells in a CMR pathway from grid cell i to grid cell j . The contribution of this pathway is defined as the fraction of precipitation in j

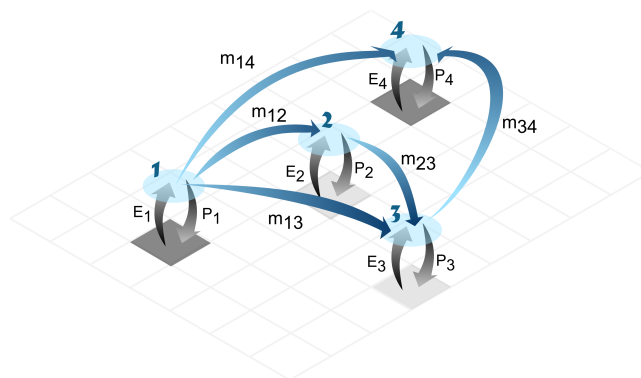


Figure B2. Different CMR pathways from grid cell 1 to grid cell 4. The contribution of the direct pathway is $W_{1,4} = m_{14}/P_4$, the contribution of the path involving one re-evaporation cycle in grid cell 3 is $W_{1,3,4} = m_{13}/P_3 \cdot m_{34}/P_4$ and the contribution of the path involving re-evaporation cycles in grid cells 2 and 3 is $W_{1,2,3,4} = m_{12}/P_2 \cdot m_{23}/P_3 \cdot m_{34}/P_4$. The legend is the same as that in Fig. 3.

that comes from evapotranspiration in i through CMR:

$$W_{i,r_1,\dots,r_n,j} = \frac{m_{ir_1}}{P_{r_1}} \cdot \prod_{l=1}^{n-1} \frac{m_{r_l r_{l+1}}}{P_{r_{l+1}}} \cdot \frac{m_{r_n j}}{P_j}. \quad (\text{B13})$$

An example of pathway contributions is provided in Fig. B2. The contribution of each existing pathway is calculated between any pair of grid cells in the network. The optimal pathway is the path with the maximum contribution.

To find the optimal pathway, we use the method `shortest_paths` in the package `iGraph` for Python based on an algorithm proposed by Dijkstra (1959). In this method, the cost of a pathway is calculated as the sum of the weight of its arrows. In order to adapt the method to our purpose, we chose the weight of the arrows as $w_{r_l r_{l+1}} = -\log\left(\frac{m_{r_l r_{l+1}}}{P_{r_{l+1}}}\right)$. The cost of a pathway from grid cell i to grid cell j as calcu-

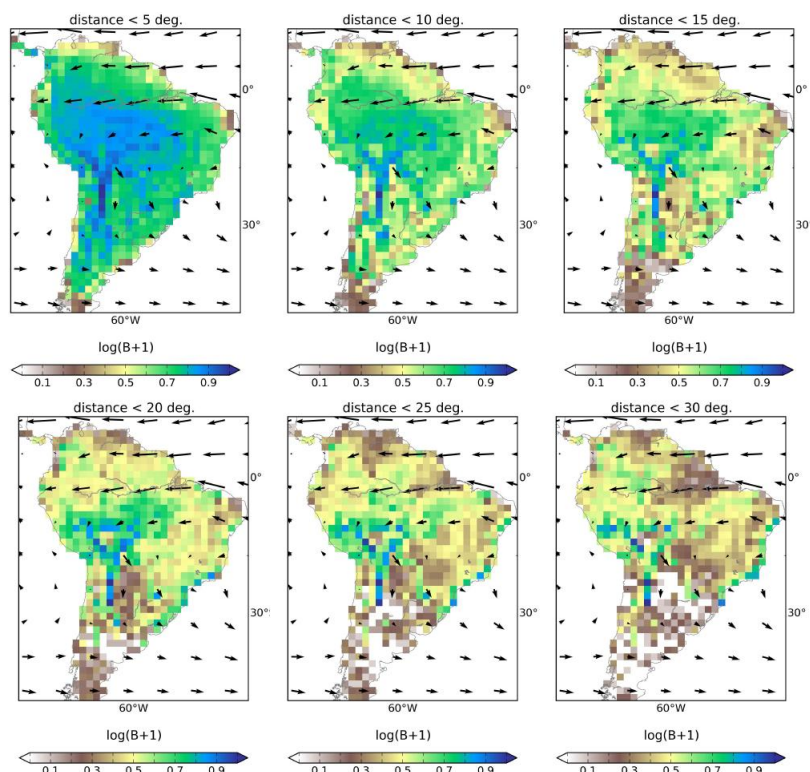


Figure B3. Betweenness centrality (B) obtained for different thresholds (yearly average for the input MOD).

lated in iGraph becomes

$$\begin{aligned}
 W'_{i,r_1,\dots,r_n,j} &= w_{ir_1} + \sum_{l=1}^{n-1} w_{r_l r_{l+1}} + w_{r_n j} \\
 &= -\log\left(\frac{m_{ir_1}}{P_{r_1}}\right) - \sum_{l=1}^{n-1} \log\left(\frac{m_{r_l r_{l+1}}}{P_{r_{l+1}}}\right) \\
 &\quad - \log\left(\frac{m_{r_n j}}{P_j}\right) \\
 &= \log\left(\frac{1}{\frac{m_{ir_1}}{P_{r_1}} \cdot \prod_{l=1}^{n-1} \left(\frac{m_{r_l r_{l+1}}}{P_{r_{l+1}}}\right) \cdot \frac{m_{r_n j}}{P_j}}\right) \\
 &= \log\left(\frac{1}{W_{i,r_1,\dots,r_n,j}}\right).
 \end{aligned}$$

Because the optimal pathway is defined as the pathway with the minimum cost W' , it corresponds to the pathway with the maximum contribution W as defined above.

B4.3 Betweenness centrality

Mathematically, betweenness of the grid cell i is the number of optimal pathways between any pair of grid cells that pass through i :

$$B_i = \sum_{jk} \frac{\sigma_{jk}(i)}{\sigma_{jk}}, \quad (\text{B14})$$

where σ_{jk} is the total number of optimal pathways that connect j and k in the network and $\sigma_{jk}(i)$ is the number of these optimal pathways that pass through the grid cell i . B reaches values between 0 and $\binom{N-1}{2} = (N^2 - 3N + 2)/2$ with N the number of grid cells. To calculate it, we used the method `betweenness` in the package `iGraph` for Python following the algorithm proposed by (Newman, 2001). This measure is then shifted to a logarithm scale ($\log_{10}(B + 1)$) and normalized by the maximum obtained value. Figure B3 shows the B for different thresholds in the geographical distance of the links excluded from the network.

Acknowledgements. This paper was developed within the scope of the IRTG 1740/TRP 2011/50151-0, funded by the DFG/FAPESP. J. Donges acknowledges funding from the Stordalen Foundation and BMBF (project GLUES), R. J. van der Ent from NWO/ALW and A. Rammig from the EU-FP7 AMAZALERT (raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon) project, grant agreement no. 282664. We thank K. Thonicke and P. Keys for comments on the manuscript, P. Manceaux for his help on designing the network schemes and B. Mueller for her contribution on the data pre-processing.

Edited by: J.-Y. C. Chiu

References

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., and Nelkin, E.: The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147–1167, 2003.
- Arraut, J. M. and Satyamurty, P.: Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48, 1902–1912, 2009.
- Arraut, J. M., Nobre, C., Barbosa, H. M., Obregon, G., and Marengo, J.: Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America, *J. Climate*, 25, 543–556, 2012.
- Bagley, J. E., Desai, A. R., Harding, K. J., Snyder, P. K., and Foley, J. A.: Drought and deforestation: has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon?, *J. Climate*, 27, 345–361, 2014.
- Betts, R., Cox, P., Collins, M., Harris, P., Huntingford, C., and Jones, C.: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 157–175, 2004.
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., Kurths, J., and Marengo, J.: Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4386–4392, 2013.
- Bosilovich, M. G. and Chern, J.-D.: Simulation of water sources and precipitation recycling for the MacKenzie, Mississippi, and Amazon River basins, *J. Hydrometeorol.*, 7, 312–329, 2006.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., and Eagleson, P. S.: Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate*, 6, 1077–1089, 1993.
- Burde, G. I. and Zangvil, A.: The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models, *J. Climate*, 14, 2497–2508, 2001.
- Burde, G. I., Gandush, C., and Bayarjargal, Y.: Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. Part II: Precipitation recycling in the Amazon basin, *J. Climate*, 19, 1473–1489, 2006.
- Chen, M. Y., Shi, W., Xie, P. P., Silva, V. B. S., Kousky, V. E., Higgins, R. W., and Janowiak, J. E.: Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D04110, doi:10.1029/2007JD009132, 2008.
- Cox, P. M., Betts, R. A., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C., and Jones, C. D.: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137–156, 2004.
- Da Silva, R. R., Werth, D., and Avissar, R.: Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon basin wet-season climate, *J. Climate*, 21, 1153–1170, 2008.
- Dee, D. and Uppala, S.: Variational bias correction in ERA-Interim, no. 575 in Technical Memorandum, ECMWF, Shinfield Park, Reading, England, 2008.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, 2011.
- Dijkstra, E. W.: A note on two problems in connexion with graphs, *Num. Math.*, 1, 269–271, 1959.
- Dirmeyer, P. A., Brubaker, K. L., and DelSole, T.: Import and export of atmospheric water vapor between nations, *J. Hydrol.*, 365, 11–22, 2009.
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N., and Kurths, J.: Complex networks in climate dynamics – Comparing linear and nonlinear network construction methods, *Eur. Phys. J.-Spec. Top.*, 174, 157–179, 2009a.
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N., and Kurths, J.: The backbone of the climate network, *Europhys. Lett.*, 87, 48007, doi:10.1209/0295-5075/87/48007, 2009b.
- Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., and Ambrizzi, T.: A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata basin, *J. Geophys. Res.*, 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547, 2008.
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L., and Gimeno, L.: The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2577–2598, doi:10.5194/hess-18-2577-2014, 2014.
- Eltahir, E. A. B. and Bras, R. L.: Precipitation recycling in the Amazon basin, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 861–880, 1994.
- Fagiolo, G.: Clustering in complex directed networks, *Phys. Rev. E*, 76, 026107, doi:10.1103/PhysRevE.76.026107, 2007.
- Figueroa, S. N. and Nobre, C. A.: Precipitation distribution over central and western tropical South America, *Climanálise*, 5, 36–45, 1990.
- Franchito, S. H., Rao, V. B., Vasques, A. C., Santo, C. M. E., and Conforte, J. C.: Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114, D02105, doi:10.1029/2007JD009580, 2009.
- Freeman, L. C.: A set of measures of centrality based on betweenness, *Sociometry*, 40, 35–41, 1977.

- Gat, J. and Matsui, E.: Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 96, 13179–13188, 1991.
- Goessling, H. F. and Reick, C. H.: Continental moisture recycling as a Poisson process, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4133–4142, doi:10.5194/hess-17-4133-2013, 2013.
- Grimm, A. M., Vera, C. S., and Mechoso, C. R.: The South American Monsoon System, in: *The Third International Workshop on Monsoons*, World Meteorological Organizations, Hangzhou, 111–129, 2–6 November 2004.
- Hasler, N., Werth, D., and Avissar, R.: Effects of tropical deforestation on global hydroclimate: a multimodel ensemble analysis, *J. Climate*, 22, 1124–1141, 2009.
- Hirota, M., Holmgren, M., Van Nes, E. H., and Scheffer, M.: Global resilience of tropical forest and savanna to critical transitions, *Science*, 334, 232–235, 2011.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Rudolf, B., Schneider, U., and Keehn, P. R.: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain-gauge analysis and NWP model precipitation information, *J. Climate*, 8, 1284–1295, 1995.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., and Wolff, D. B.: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, 2007.
- Keys, P. W., van der Ent, R. J., Gordon, L. J., Hoff, H., Nikoli, R., and Savenije, H. H. G.: Analyzing precipitationsheds to understand the vulnerability of rainfall dependent regions, *Biogeosciences*, 9, 733–746, doi:10.5194/bg-9-733-2012, 2012.
- Keys, P. W., Barnes, E. A., van der Ent, R. J., and Gordon, L. J.: Variability of moisture recycling using a precipitationshed framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 3937–3950, doi:10.5194/hess-18-3937-2014, 2014.
- Kim, J.-E. and Alexander, M. J.: Tropical precipitation variability and convectively coupled equatorial waves on submonthly time scales in reanalyses and TRMM, *J. Climate*, 26, 3013–3030, 2013.
- Knox, R., Bisht, G., Wang, J., and Bras, R.: Precipitation variability over the forest-to-nonforest transition in southwestern Amazonia, *J. Climate*, 24, 2368–2377, 2011.
- Lean, J. and Warrilow, D. A.: Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation, *Nature*, 342, 411–413, 1989.
- Lewis, S. L., Brando, P. M., Phillips, O. L., van der Heijden, G. M., and Nepstad, D.: The 2010 Amazon drought, *Science*, 331, 554–554, 2011.
- Liebman, B., Kiladis, G. N., Marengo, J. A., Ambrizzi, T., and Glick, J. D.: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone, *J. Climate*, 12, 1877–1891, 1999.
- Loarie, S. R., Lobell, D. B., Asner, G. P., Mu, Q., and Field, C. B.: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil, *Nature Clim. Change*, 1, 105–109, 2011.
- Ludescher, J., Gozolchiani, A., Bogachev, M. I., Bunde, A., Havlin, S., and Schellnhuber, H. J.: Improved El Niño forecasting by cooperativity detection, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, 11742–11745, 2013.
- Malik, N., Bookhagen, B., Marwan, N., and Kurths, J.: Analysis of spatial and temporal extreme monsoonal rainfall over South Asia using complex networks, *Clim. Dynam.*, 39, 971–987, 2012.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., and Nicolini, M.: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability, *J. Climate*, 17, 2261–2280, 2004.
- Marengo, J. A.: Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget, *Clim. Dynam.*, 24, 11–22, 2005.
- Marengo, J. A.: On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art, *Rev. Brasil. Meteorol.*, 21, 1–19, 2006.
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., Sampaio de Oliveira, G., De Oliveira, R., Camargo, H., Alves, L. M., and Brown, I. F.: The drought of Amazonia in 2005, *J. Climate*, 21, 495–516, 2008.
- Martinez, J. A. and Dominguez, F.: Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin, *J. Climate*, 27, 6737–6753, doi:10.1175/JCLI-D-14-00022.1, 2014.
- Medvigy, D., Walko, R. L., and Avissar, R.: Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America, *J. Climate*, 24, 2147–2163, 2011.
- Miguez-Macho, G. and Fan, Y.: The role of groundwater in the Amazon water cycle. 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration, *J. Geophys. Res.*, 117, D15114, doi:10.1029/2012JD017540, 2012.
- Milo, R., Shen-Orr, S., Itzkovitz, S., Kashtan, N., Chklovskii, D., and Alon, U.: Network motifs: simple building blocks of complex networks, *Science*, 298, 824–827, 2002.
- Monteith, J.: Evaporation and environment, *Sym. Soc. Exp. Biol.*, 19, 205–234, 1965.
- Morton, D. C., Nagol, J., Carabajal, C. C., Rosette, J., Palace, M., Cook, B. D., Vermote, E. F., Harding, D. J., and North, P. R. J.: Amazon forests maintain consistent canopy structure and greenness during the dry season, *Nature*, 506, 221–224, 2014.
- Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W.: Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm, *Remote Sens. Environ.*, 115, 1781–1800, 2011.
- Mueller, B., Seneviratne, S. I., Jimenez, C., Corti, T., Hirschi, M., Balsamo, G., Ciais, P., Dirmeyer, P., Fisher, J. B., Guo, Z., Jung, M., Maignan, F., McCabe, M. F., Reichle, R., Reichstein, M., Rodell, M., Sheffield, J., Teuling, A. J., Wang, K., Wood, E. F. and Zhang, Y.: Evaluation of global observations-based evapotranspiration datasets and IPCC AR4 simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L06402, doi:10.1029/2010GL046230, 2011.
- Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P. A., Dolman, A. J., Fisher, J. B., Jung, M., Ludwig, F., Maignan, F., Miralles, D. G., McCabe, M. F., Reichstein, M., Sheffield, J., Wang, K., Wood, E. F., Zhang, Y., and Seneviratne, S. I.: Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3707–3720, doi:10.5194/hess-17-3707-2013, 2013.
- Myers, N., Mittermeier, R. A., Mittermeier, C. G., Da Fonseca, G. A. B., and Kent, J.: Biodiversity hotspots for conservation priorities, *Nature*, 403, 853–858, 2000.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., da Silva, E. D., Stone, T. A., Trumbore, S. E., and Vieira, S.: The role of deep roots in the hy-

- drological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures, *Nature*, 372, 666–669, 1994.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P.: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate, *J. Climate*, 13, 2217–2238, 2000.
- Newman, M. E. J.: Scientific collaboration networks. II. Shortest paths, weighted networks, and centrality, *Phys. Rev. E*, 64, 016132, doi:10.1103/PhysRevE.64.016132, 2001.
- Nobre, C. A., Sellers, P. J., and Shukla, J.: Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 4, 957–988, 1991.
- Nobre, P., Malagutti, M., Urbano, D. F., de Almeida, R. A., and Giarolla, E.: Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation, *J. Climate*, 22, 5686–5697, 2009.
- Numaguti, A.: Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104, 1957–1972, 1999.
- Oyama, M. D. and Nobre, C. A.: A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2199, doi:10.1029/2003GL018600, 2003.
- Rockström, J., Falkenmark, M., Karlberg, L., Hoff, H., Rost, S., and Gerten, D.: Future water availability for global food production: the potential of green water for increasing resilience to global change, *Water Resour. Res.*, 45, W00A12, doi:10.1029/2007WR006767, 2009.
- Rozante, J. R. and Cavalcanti, I. F. A.: Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D17106, doi:10.1029/2007JD009566, 2008.
- Rozante, J. R., Moreira, D. S., de Goncalves, L. G. G., and Vila, D. A.: Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America, *Weather Forecast.*, 25, 885–894, 2010.
- Ruhoff, A.: Predicting evapotranspiration in tropical biomes using MODIS remote sensing data, Ph.D. thesis, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., and Gat, J. R.: Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study, *Water Resour. Res.*, 15, 1250–1258, doi:10.1029/WR015i005p01250, 1979.
- Sampaio, G., Nobre, C., Costa, M. H., Satyamurty, P., Soares-Filho, B. S., and Cardoso, M.: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.
- Savenije, H. H. G.: The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary, *Hydrol. Process.*, 18, 1507–1511, 2004.
- Shukla, J., Nobre, C., and Sellers, P.: Amazon deforestation and climate change, *Science*, 247, 1322–1325, 1990.
- Spracklen, D. V., Arnold, S. R., and Taylor, C. M.: Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests, *Nature*, 489, 282–285, 2012.
- Sudradjat, A., Brubaker, K., and Dirmeyer, P.: Precipitation source/sink connections between the Amazon and La Plata River basins, in: AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1, p. 0830, San Francisco, California, 6–10 December 2002.
- Trenberth, K. E.: Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation, *J. Climate*, 12, 1368–1381, 1999.
- Tsonis, A. A., Swanson, K. L., and Wang, G.: On the role of atmospheric teleconnections in climate, *J. Climate*, 21, 2990–3001, 2008.
- van der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaeffli, B., and Steele-Dunne, S. C.: Origin and fate of atmospheric moisture over continents, *Water Resour. Res.*, 46, W09525, doi:10.1029/2010WR009127, 2010.
- van der Ent, R. J. and Savenije, H. H. G.: Length and time scales of atmospheric moisture recycling, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 1853–1863, doi:10.5194/acp-11-1853-2011, 2011.
- van der Ent, R. J., Tuinenburg, O. A., Knoche, H.-R., Kunstmann, H., and Savenije, H. H. G.: Should we use a simple or complex model for moisture recycling and atmospheric moisture tracking?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4869–4884, doi:10.5194/hess-17-4869-2013, 2013.
- van der Ent, R. J., Wang-Erlandsson, L., Keys, P. W., and Savenije, H. H. G.: Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle – Part 2: Moisture recycling, *Earth Syst. Dynam. Discuss.*, 5, 281–326, doi:10.5194/esdd-5-281-2014, 2014.
- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C. B., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Nogues-Paegle, J., Paegle, J., Pernalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M. A., Silva Dias, P., and Zipser, E.: The South American low-level jet experiment, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 63–77, 2006.
- Victoria, R. L., Martinelli, L. A., Mortatti, J., and Richey, J.: Mechanisms of water recycling in the Amazon basin: isotopic insights, *Ambio*, 20, 384–387, 1991.
- Walker, R., Moore, N. J., Arima, E., Perz, S., Simmons, C., Caldas, M., Vergara, D., and Bohrer, C.: Protecting the Amazon with protected areas, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 106, 10582–10586, 2009.
- Werth, D. and Avissar, R.: The local and global effects of Amazon deforestation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, 1322–1325, 2002.
- Zemp, D. C., Wiedermann, M., Kurths, J., Rammig, A., and Donges, J. F.: Node-weighted measures for complex networks with directed and weighted edges for studying continental moisture recycling, *Europhys. Lett.*, 107, 58005, doi:10.1209/0295-5075/107/58005, 2014.

