

Características do Clima Amazônico: Aspectos Principais

Carlos A. Nobre, Guillermo O. Obregón e José A. Marengo

Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, Brasil

Rong Fu

*Jackson School of Geosciences, University of Texas em Austin
Austin, Texas, EUA.*

German Poveda

*Escuela de Geociencias Y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Medellin,
Colômbia*

Este capítulo apresenta um resumo do conhecimento atual sobre as características climatológicas da Amazônia. Incertezas significativas permanecem quanto ao entendimento da dinâmica complexa do clima e variabilidade climática na região, as quais se devem, em parte, à falta de dados observacionais. A forte sazonalidade da precipitação e a transição relativamente rápida entre as estações úmida e seca associadas ao início da estação chuvosa estão relacionadas ao estabelecimento do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). O SMAS é controlado por condições termodinâmicas em grande escala, influenciadas pela temperatura da superfície do mar (TSM) próxima ao equador. Aparentemente, o ressecamento da superfície terrestre na estação seca é a causa principal do retardo do início da estação úmida subsequente. A oscilação de 30 a 60 dias é o principal modo da variabilidade intrassazonal. A variabilidade interanual do sistema hidroclimatológico está fortemente relacionada ao El Niño/Oscilação Sul. De modo mais geral, as TSMs do Pacífico e Atlântico tropicais controlam a variabilidade da precipitação na Amazônia, e as anomalias da TSM do Atlântico sudoeste influenciam a variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). As interações entre a atmosfera e a superfície terrestre foram propostas como um mecanismo dinâmico possível para a variância não explicada nas escalas temporais anuais e interanuais. Em escalas temporais interdecadais, a variabilidade na precipitação está relacionada à Oscilação Decadal do Pacífico, principalmente sobre porções ao sul, e ligada à Oscilação do Atlântico Norte. Em escalas temporais paleoclimáticas, há grandes incertezas sobre os principais aspectos da variabilidade na precipitação da América do Sul tropical. Por exemplo, permanecem incertezas sobre as características básicas das anomalias na precipitação da Amazônia, se mais secas ou mais úmidas, durante o Último Máximo Glacial (UMG), e as reconstruções paleoclimáticas ainda sofrem com a falta de dados.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica é um dos três centros quase permanentes de intensa convecção acoplada à zona do cavado equatorial. Ela exerce um papel fundamental no funcionamento do clima global. As florestas da Amazônia desempenham um papel crítico na regulação do clima regional e global. Por meio de intensa evapotranspiração, as florestas tropicais bombeiam calor latente à atmosfera para equilibrar o forte calor radiativo à superfície. A forte e extensiva convecção tropical sobre o continente durante o verão do Hemisfério Sul transporta o calor latente para a alta troposfera e o distribui às zonas temperadas. Ao fazer isso, floresta e convecção, juntas, resfriam a Amazônia, ao mesmo tempo em que se torna uma intensa fonte troposférica de calor para a circulação atmosférica global. Desse modo, a liberação de calor latente é uma grande fonte de calor na região e é responsável pelas características da circulação regional do verão austral [Silva Dias et al., 1987]; ela também pode gerar anomalias significativas na circulação dos Hemisférios Norte e Sul como padrões de teleconexão [Grimm e Silva Dias, 1995].

As complexas interações entre variáveis climáticas na Bacia Amazônica têm implicações importantes para a potencial mudança do clima, em níveis local e global. Dado que a Amazônia é uma região com dados esparsos, as variáveis climáticas são insuficientemente quantificadas; incertezas significativas permanecem no entendimento dos diferentes processos subjacentes aos mecanismos dinâmicos do clima e sua variabilidade em uma ampla variação de escalas temporais e espaciais.

A convecção tropical é a principal característica do clima da Bacia Amazônica. Ela é regulada principalmente por características atmosféricas em grande escala, inclusive pela circulação de Hadley e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a circulação de Walker, a oscilação intrassazonal de 40 a 60 dias, e ondas atmosféricas, e também por processos meteorológicos como a penetração de frentes frias extratropicais [Santos de Oliveira e Nobre, 1986]. Além disso, a importância da retroalimentação da superfície terrestre-atmosfera sobre a hidroclimatologia amazônica não pode ser superestimada. Padrões regionais de precipitação dependem grandemente dos balanços hídricos e da energia à superfície, impulsionados pelos ciclos sazonais e diurnos de energia solar que, por sua vez,

modulam a reciclagem de precipitação que responde por aproximadamente 25 – 30% da precipitação na Amazônia [Eltahir e Bras, 1996]. Importantes papéis são também desempenhados pela temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico tropical [Dickinson, 1987] na parte leste da bacia e pela força dos Andes, ao longo de sua parte ocidental.

Duas das características mais distintas da circulação atmosférica de alto nível no verão do Hemisfério Sul sobre a América do Sul tropical são o bem definido anticiclone centrado sobre a Bolívia, a “Alta da Bolívia” [Kreuels et al., 1975; Virji, 1981] e um cavado próximo à costa do nordeste do Brasil [Kousky e Gan, 1981]. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é outra importante característica da circulação de verão da região da América do Sul. É uma zona de convergência longa e ampla, que segue a orientação noroeste-sudeste a partir da Amazônia para os subtropicais próximos à costa sudeste do Brasil, projetando-se sobre o Oceano Atlântico Sul adjacente [Kodama, 1992, 1993]. Na baixa troposfera, os ventos alísios oriundos do Atlântico equatorial penetram na Amazônia e então se movem em sentido anti-horário para o leste da Cordilheira dos Andes em direção ao sul e sudeste a 15°S, onde o fluxo torna-se então ciclônico nas partes centrais do continente formando uma baixa próxima a 20°S.

Todas essas características da circulação observada sobre a América do Sul tropical e subtropical durante o verão austral formam a Monção de Verão da América do Sul (MVAS). Muitos desses traços que dominam a circulação geral são reconhecidos como características típicas de monção [Zhou e Lau, 1998; Vera et al., 2006]. As características principais da MVAS são mais bem desenvolvidas durante os meses de verão, de dezembro a fevereiro, e incluem um gradiente de temperatura terrestre e oceânica em grande escala, baixa pressão sobre o interior do continente (Baixo Chaco) e alta pressão (Alta da Bolívia) com circulação anticiclônica em altitude, uma célula de revolvimento vertical com um braço crescente sobre o interior do continente e movimento descendente sobre o oceano, e intenso influxo de umidade para o continente em baixos níveis responsável por fortes mudanças na precipitação sazonal, bem como um efluxo da região amazônica para a Bacia La Plata, referida como o jato em baixos níveis sul americano ao leste dos Andes. [Marengo et al., 2004].

2. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DE VARIÁVEIS CLIMÁTICAS

Em escalas de tempo sazonais, a temperatura média do ar não apresenta muita variação em grande parte da região, exceto na Amazônia meridional (Rondônia, Mato Grosso). Esse comportamento se deve aos altos valores de radiação solar incidente ao longo do ano. Os valores da temperatura média do ar estão entre 24° a 26°C com amplitude anual de 1° a 2°C. Na Amazônia meridional, o ciclo anual de temperatura é mais pronunciado devido à forte radiação solar e também à penetração de frentes frias extratropicais. Dessa forma, a amplitude anual pode atingir 3° a 4°C. O mais importante para o desencadeamento da convecção e o desenvolvimento de intensas tempestades sobre a região é a grande amplitude do ciclo de temperatura diurno e o aquecimento solar [Fu et al., 1999].

2.2. Precipitação

O grande número de análises da distribuição espacial e temporal da precipitação sobre o Brasil e América do Sul pode ser utilizado para descrever as principais características da precipitação [Schwerdtfeger, 1976; Ratisbona, 1976; Caviedes, 1981; Salati, 1987; Horel et al., 1989; Figueroa e Nobre, 1990; Rao e Hada, 1990; Marengo, 1992, 1995; Rao et al., 1996; Marengo e Nobre, 2001; Marengo, 2005].

Na parte norte da bacia, a distribuição da precipitação sazonal mostra uma heterogeneidade significativa. A parte meridional tem estações seca e úmida distintas, com ocorrência de máxima de precipitação no verão austral. A precipitação anual total mostra duas máximas localizadas, respectivamente, em torno da foz do Rio Amazonas e sobre a parte ocidental da bacia. A máxima de precipitação anual, localizada no noroeste da Amazônia com total anual de mais de 3.000 mm, está associada à convergência de fluxo de umidade de leste em baixos níveis, provavelmente resultado da presença e da concavidade dos Andes a oeste daquela máxima precipitação [Nobre, 1983]. A alta precipitação sobre essa região pode ser entendida como a resposta da flutuação dinâmica do centro de convecção quase permanente [Marengo e Hastenrath, 1993], em combinação com a grande quantidade de evapotranspiração local que contribui para a reciclagem da precipitação. A segunda máxima de precipitação localizada sobre a foz do Rio

Amazonas foi associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) [Hastenrath e Heller, 1977] e circulações locais relacionadas às linhas de instabilidade que surgem ao longo da costa, principalmente no final da tarde, forçadas pela circulação de brisa marinha [Cohen et al., 1995].

Durante a primavera austral, a precipitação aumenta sobre a Bacia Amazônica, e uma banda NW-SE se desenvolve, associando a convecção tropical no oeste da bacia à atividade de precipitação nos extratropicais. Na estação do verão austral, há uma máxima notável, centrada próxima a 10°S. Essa máxima se prolonga para o sudeste para formar a ZCAS. A maior parte da América do Sul tropical e subtropical recebe mais de 50% do seu total anual de precipitação no verão austral [Figueroa e Nobre, 1990] sob a forma de precipitação convectiva com forte variação diurna. Na Amazônia meridional, quantidades diárias de precipitação da ordem de 10 mm d⁻¹, em média, sobre vastas regiões, atingem mais de 30 mm d⁻¹ em episódios de precipitação de grande intensidade.

2.3. Ventos e Altura Geopotencial

Um aspecto característico da circulação em alto nível sobre a América do Sul tropical durante o verão austral é a Alta da Bolívia (Figura 1). Sua gênese é fortemente relacionada ao calor latente liberado nas regiões de alta precipitação na Amazônia [Silva Dias et al., 1983; Figueroa et al., 1995; Seluchi et al., 1998, dentre muitos outros]. A partir da Alta da Bolívia, corrente abaixo rumo a leste, há um cavado em altos níveis distante da costa nordeste do Brasil associado à corrente descendente que é parte do mecanismo que induz à precipitação muito baixa naquela região. A Amazônia meridional e o Altiplano da Bolívia tornam-se muito aquecidos durante a estação quente austral, resultando na intensificação dos gradientes de temperatura zonal troposférica e fluxos meridionais troposféricos em altos níveis nas proximidades de ambas as costas da América do Sul. Além disso, o bloqueio mecânico do fluxo que atravessa os Andes e a gênese a sotavento também contribuem para os gradientes de forte pressão na parte leste dos Andes e fluxo meridional em baixos níveis, produzindo intensos episódios de jatos em baixos níveis seguindo fortes ventos zonais sobre os Andes [Campetella e Vera, 2002; Wang e Fu, 2004].

No extremo oposto do ciclo anual durante o inverno austral (Figura 1b), o fluxo de oeste em altos

níveis se estende livremente através da América do Sul. Durante ambos os extremos do ciclo anual, o fluxo de leste a 850 hPa se estende até a Bacia Amazônica e então se move em direção ao sul à medida que se aproxima das montanhas andinas. Essas características de ambas as circulações, em baixos e altos níveis sobre a América do Sul tropical, fortemente associadas à precipitação máxima sobre a Amazônia e à ZCAS, compreendem as principais características de outras circulações de monções tropicais, conhecidas atualmente como o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) [ex., Zhou e Lau, 1998; Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006]. A reversão típica do vento em baixo nível em que prevalecem os fluxos de oeste de outras circulações de monções não é observada no SMAS porque a Cordilheira dos Andes impede que isso aconteça. Entretanto, a reversão de ventos meridionais, ventos sul no inverno para norte no verão, é similar a outros sistemas de monções e exerce grande influência no transporte de umidade e distribuição da precipitação [Wang e Fu, 2002].

A principal fonte de umidade sobre a Bacia Amazônica é o Oceano Atlântico tropical por meio de um fluxo persistente de norte na maior parte do ano. Na direção sul, o fluxo fornece umidade em latitudes mais altas da América do Sul. Grande parte do transporte de umidade em direção ao sul é levada pelo jato de norte em baixos níveis, com velocidade máxima de vento da ordem de 15 m s^{-1} a 850 hPa, próximo a 17°S e 62°O . Esse jato em baixos níveis é responsável pelo transporte de vapor d'água e calor a partir da Amazônia para o Paraguai, norte da Argentina e sul do Brasil [Nogues-Paegle e Mo, 1997; Marengo et al., 2004].

A circulação em altos níveis sobre a América do Sul durante o inverno austral caracteriza-se por ventos fracos sobre os trópicos e jato subtropical de oeste mais forte, localizado em direção mais ao equador, comparativamente à sua posição no verão, o que é consistente com o braço descendente da circulação tipo Hadley sobre a área. Em baixos níveis, a circulação caracteriza-se por um cavado de baixa pressão próximo ao equador deslocado em direção ao norte. Sobre o Oceano Atlântico tropical, um fluxo em sentido horário, em direção ao norte, atravessa o equador. Próximo à superfície, durante o inverno, ondas de ar frio de alta latitude, conhecidas localmente como “friagens”, movem-se através do sudeste do Brasil e Amazônia, oriundas do sul, modificando muito a estrutura atmosférica e as

condições climáticas. As “friagens” produzem geadas severas em áreas do sul do Brasil e o resfriamento substancial da Bacia Amazônica [Hamilton e Tarifa, 1978; Marengo et al., 1997a, 1997b].

Figura 1. Circulações em alto nível (200 hPa) sobre a América do Sul: (a) verão austral (dezembro a fevereiro) e (b) inverno austral (junho a agosto).

O ar frio, que acompanha esses movimentos de ar em alta latitude, pode atingir o extremo norte e o equador. Esses eventos são relativamente comuns na Amazônia e produzem alta nebulosidade convectiva durante o outono e a primavera [Oliveira, 1986]. No inverno, a penetração de frentes frias pode produzir resfriamento na região, especialmente na Amazônia meridional e ocidental, e as temperaturas podem cair a níveis muito baixos, assim como aconteceu durante o forte evento polar de junho de 1994, quando as temperaturas em Rio Branco, Acre, chegaram a 11°C .

2.4. Pressão à Superfície

A distribuição espacial da pressão ao nível do mar na Amazônia é quase constante ao longo do ano devido à sua posição tropical. Os valores máximos são observados no inverno e os mínimos no verão. Nesta estação, os valores baixos de pressão ao sul da Amazônia se estendem às áreas subtropicais a leste dos Andes.

2.5. Radiação Solar e Nebulosidade

A radiação solar no topo da atmosfera da Amazônia, entre 5°N e 10°S , varia de um valor máximo de $36,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ em dezembro-janeiro a um valor mínimo de $30,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ em junho-julho [Salati e Marques, 1984]. À superfície, a radiação solar incidente é cerca de $16\text{--}18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. O ciclo sazonal de radiação solar incidente à superfície na Amazônia central mostra valores máximos em setembro/outubro e mínimos em dezembro/fevereiro [Culf et al., 1996]. Essa distribuição temporal em sua maior parte é controlada pela nebulosidade relacionada à convecção amazônica [Horel et al., 1989].

A radiação de onda longa (ROL), que descreve a emissão infravermelha emergente emitida pela Terra, pode também ser utilizada para estimar a profundidade de nuvens convectivas. Valores baixos de ROL denotam áreas de convecção profunda, precipitação abundante e divergência intensificada

em altos níveis [Liebmann et al., 1998]. A Amazônia exibe um forte ciclo anual de ROL [Horel et al., 1989; Kousky, 1988], com uma mínima durante a estação chuvosa de verão austral.

3. A EVOLUÇÃO DO TEMPO

3.1. A Marcha Anual de Temperaturas e Precipitação

Conforme mencionado acima, os valores da temperatura média na Amazônia são entre 24° e 26°C, e a amplitude anual entre 1° a 2°C [Williams e Satori, 2004]. Com base em dados climatológicos de temperatura média do ar do INMET [1992], descobriu-se que o ciclo anual é predominante, e que somente poucas estações dentro dos limites de 5° do equador mostraram pico duplo na marcha anual de temperatura.

A marcha anual de precipitação mostra também apenas um pico [Hsu e Wallace, 1976; Figueroa e Nobre, 1990; Obregón, 2003], exceto em algumas zonas elevadas nos Andes. A estação chuvosa da maior parte da Bacia Amazônica localizada no Hemisfério Sul é entre novembro e março, com pico em dezembro-fevereiro (DJF), e a estação seca ocorre de maio a setembro. Na porção norte da bacia há uma reversão dessa fase, e a estação chuvosa ocorre de maio a outubro e o período mais seco, de dezembro a fevereiro. Esses resultados têm manifestações da grande escala nos registros sazonais de descarga fluvial, com uma única máxima anual ampla do Rio Amazonas [Richey et al., 1989; Amerasekera et al., 1997]. As retroalimentações hidroclimatológicas entre os Andes e a bacia do Rio Amazonas são discutidas por Poveda et al., [2006]. Vizy e Cook [2007] também apresentam evidência do forte acoplamento de precipitação entre os Andes e a Amazônia desde o Último Máximo Glacial (UMG).

3.2. Início da Estação Chuvosa e o Sistema de Monção da América do Sul

A transição entre as estações úmida e seca é curta na Amazônia. O início da estação úmida em geral ocorre dentro do período de um único mês. A transição da estação úmida para a seca leva mais de um mês. O início da estação chuvosa na maior parte da Bacia Amazônica, estreitamente associado ao estabelecimento do Sistema de Monção da América

do Sul, ocorre com rápida mudança da área de intensa convecção entre o extremo noroeste do continente e latitudes sul do equador, por volta de meados de outubro [Kousky, 1988; Horel et al., 1989; Vera et al., 2006; Marengo et al., 2001; Liebman e Marengo, 2001]. O final do SMAS normalmente ocorre de abril a maio.

Na Bacia Amazônica, Marengo et al. [2001], usando médias de pântadas de observações pluviométricas, não encontraram um amplo sinal de vento relacionado ao início, que sugira que o início seja controlado por condições termodinâmicas de grande escala, especialmente na Amazônia meridional [Fu et al., 1999]. Os autores encontraram, entretanto, relações entre a TSM tropical e o início e o fim da estação chuvosa na Amazônia central e proximidades da foz do Rio Amazonas. Anomalias na TSM não se mostraram relacionadas temporalmente ao início na Amazônia meridional. Ambas as descobertas são consistentes com a argumento de Fu et al. [1999] que, próximo ao equador, a influência da TSM sobre o início talvez seja importante porque o contraste entre as temperaturas terrestre e marítima é pequeno. Por outro lado, foi observada uma relação entre as TSMs do Pacífico e Atlântico tropicais e a precipitação restrita à região tropical da Amazônia brasileira durante a estação de transição entre o regime úmido e o seco ou, unicamente no período da estação seca [Liebmann e Marengo, 2001]. Esse argumento implica que a TSM parece controlar os totais sazonais ao longo do período de tempo do início ou fim da estação chuvosa.

Além da influência da TSM tropical, Fu e Li [2004] sugerem que o ressecamento da superfície terrestre, representada pela razão de Bowen, durante a estação seca parece ser a causa primordial do longo atraso do início da estação úmida subsequente. Isso ocorre em razão do aumento da evapotranspiração durante o final da estação seca, associado ao aumento sazonal do índice de área foliar ou verdejamento da floresta chuvosa, que são críticos para o início da transição da estação seca para a chuvosa. Por fim, mudanças na frequência e intensidade das “friagens” durante a estação de transição podem também afetar as datas do início [Li e Fu, 2006].

Na maior parte da América do Sul subtropical, mais de 50% da precipitação anual ocorre durante os meses de verão, associada com o estabelecimento das MVAS. Como sistema de monção, a MVAS é dinâmica e geograficamente diferente da ZCIT

marítima, embora esta última seja às vezes erroneamente evocada para explicar a marcha sazonal de precipitação sobre o continente sul americano [Vuille e Werner, 2005]. Em escalas temporais interanuais e mais longas, a precipitação de verão mostra variações significativas na intensidade e extensão espacial que ainda não são bem entendidas. Essa variabilidade é causada por vários fatores que influenciam o SMAS durante os estágios de desenvolvimento e maturidade, inclusive a TSM do Atlântico tropical [Mechoso et al., 1990; Hastenrath e Greischar, 1993; Marengo e Hastenrath, 1993; Vuille et al., 2000a], o El Niño/Oscilação Sul (ENOS) [Aceituno, 1988; Vuille, 1999; Garreaud e Aceituno, 2001; Paegle e Mo, 2002; Grimm, 2003, 2004; Lau e Zhou, 2003], as condições da superfície terrestre, tal como a umidade do solo, ou cobertura vegetal por meio de sua influência na precipitação [ex., Poveda et al., 2001; Oyama e Nobre, 2003; Koster et al., 2004; Poveda e Salazar, 2004; Xue et al., 2006], os quais, por sua vez, podem produzir retroalimentação na dinâmica do oceano-atmosfera do Oceano Atlântico tropical [Poveda e Mesa, 1997; Wang e Fu, 2007] e interações com a circulação extratropical [e.g., Garreaud e Wallace, 1998; Seluchi e Marengo, 2000; Chou e Neelin, 2001; Marengo et al., 2004]. A importância relativa dos vários fatores que contribuem para a variabilidade do SMAS, entretanto, em geral é difícil de ser determinada, uma vez que muitos componentes, tais como a TSM do Pacífico e Atlântico tropicais, estão dinamicamente acoplados entre si [Enfield, 1996; Uvo et al., 1998; Vuille et al., 2000b; Pezzi e Cavalcanti, 2001; Giannini et al., 2001; Ronchail et al., 2002].

4. MECANISMOS DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA AMAZÔNICA

4.1. Forçante Solar do Clima Sazonal

Embora o ciclo de radiação solar anual seja, sem dúvida, o fator chave na forçante da convecção nessa região, há muitas lacunas no nosso entendimento da variabilidade espacial da precipitação na Bacia Amazônica em si mesma.

O impacto da insolação local sobre a precipitação pode ser explicado pelo balanço da entrada de energia líquida no topo da coluna atmosférica com a exportação de energia pela circulação divergente que

acompanha a convecção [Biasutti et al., 2004]. Além disso, o aumento da insolação reduz a estabilidade da atmosfera nos centros de convecção, mas não em regiões de monção. O ciclo anual pode ser entendido como sendo forçado localmente pela ação direta do sol e, remotamente, por circulações forçadas por regiões de precipitação persistente organizadas principalmente pela TSM e, subsequentemente, pelos processos terrestres [Biasutti et al., 2003]. O ciclo anual domina a convecção na Amazônia [Horel et al., 1989], com convecção para uma primeira aproximação seguindo (ou atrasando) a insolação solar.

4.2. Variabilidade Climática Interanual

Embora o ciclo anual domine a variabilidade climática na Amazônia, a variabilidade interanual é bem marcante, como revelados pelos registros históricos dos rios amazônicos [Molion e de Moraes, 1987; Richey et al., 1989; Marengo, 1992, 1995; Guyot et al., 1998; Marengo et al., 1998], mostraram que a variabilidade de precipitação na Amazônia é bem significativa e dinamicamente ligada com anomalias consistentes em todo o conjunto de variáveis dos balanços de água superficial e de energia sobre a Bacia Amazônica. A maioria dos estudos de variabilidade interanual da precipitação na Amazônia tem dado maior atenção às anomalias associadas ao fenômeno ENOS [Aceituno, 1988; Ropelewski e Halpert, 1987, 1989; Rao e Hada, 1990; Figueroa e Nobre, 1990; Obregón et Nobre, 1990; Marengo, 1992, 1995; Marengo e Hastenrath, 1993; Rao et al., 1996; Poveda e Mesa, 1997; Marengo e Nobre, 2001; Fu et al., 2001; Poveda e Salazar, 2004; Poveda et al., 2006]. O papel das interações entre a superfície terrestre e a atmosfera e, particularmente, o da umidade do solo e da evapotranspiração têm sido propostos como possíveis mecanismos dinâmicos da variância não explicada de processos hidroclimatológicos em escalas temporais anuais e interanuais na Amazônia [Poveda e Mesa, 1997; Makarieva e Gorshkov, 2007].

A redução da precipitação na América do Sul tropical durante o El Niño é também consistente com o desenvolvimento de uma posição anômala e direção da célula de Hadley sobre a região equatorial. Isso implica a existência de um efeito de retroalimentação positiva entre a precipitação tropical e a circulação de Hadley [Numaguti, 1993; Kiehl, 1994]. Anomalias negativas na precipitação da América do Sul tropical

durante o El Niño estão também associadas às anomalias negativas da umidade do solo em escalas interanuais [Nepstad et al., 2004; Jipp et al., 1998; Poveda e Mesa, 1997; Poveda et al., 2001]. O trabalho de Poveda et al. [2006] discute todo o conjunto de anomalias hidroclimáticas associadas à ocorrência de El Niño na América do Sul, incluindo a Amazônia.

4.3. Variabilidade Intrazonal

Sobre a América do Sul tropical, o modo principal de flutuações climáticas na banda espectral intranual está na oscilação de 30 a 60 dias, conforme revelado nos padrões de anomalias da ROL em 250 hPa do período de 1979 – 1990 [Mo e Kousky, 1993].

4.4. Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais

A correlação entre precipitação na Amazônia brasileira e a TSM no Pacífico e Atlântico tem sido documentada desde o início do século 20. O impacto de cada oceano na variabilidade (frequência e intensidade) das estações úmidas e seca sobre a Bacia Amazônica e os mecanismos subjacentes vem sendo gradativamente explicados. Entretanto, inicialmente, deve ser enfatizado que a variabilidade da TSM combinada do Pacífico e Atlântico tropicais explica pouco mais de 50% da variância na precipitação interanual na Amazônia e pouco se sabe a respeito de outros mecanismos, internos ou externos à região, responsáveis pela variabilidade interanual que permanece não explicada.

A influência do Pacífico tropical ocorre principalmente por perturbações de um mecanismo similar ao da célula de Walker. Episódios de El Niño com TSMs cálidas do Pacífico Equatorial estão associados com o enfraquecimento da célula, subsidência, e reduzida nebulosidade e precipitação sobre a Amazônia setentrional, central e oriental. Uma discussão detalhada dos mecanismos que atuam nas anomalias hidroclimatológicas sobre a região durante o El Niño é apresentada por Poveda et al. [2006; ver Figura 8, dos autores]. Durante o La Niña geralmente prevalecem condições opostas, e a precipitação e descarga fluvial ficam acima da média. O ENOS poderia também influenciar a precipitação no sudeste da Amazônia por meio de um trem de ondas atmosférico anômalo geradas no Pacífico Sul tropical e deslocam-se em direção à América do Sul subtropical, forçado pela TSM e anomalias de

aquecimento atmosférico no Pacífico Sul tropical [Kalney et al., 1986; Liebmann et al., 1999; Fu et al., 2001].

Modelos observacionais, conceituais, atmosféricos e atmosférico-oceânicos acoplados mostram evidências de que o Atlântico tropical influencia significativamente a variabilidade climática interanual das Américas [Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath et al., 1984; Hastenrath, 1990; Nobre e Shukla, 1996]. Embora o papel do Pacífico tropical tenha sido enfatizado em estudos sobre a associação entre a TSM e a precipitação amazônica, o Oceano Atlântico tem forte influência na precipitação. Marengo [1992] e Rao et al. [1996] mostraram que o aumento da precipitação na Bacia Amazônica está associado a um incremento do transporte de vapor d'água do Atlântico. Em particular, a região leste da Amazônia é fortemente influenciada pelas condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico tropical [Molion, 1993; Nobre e Shukla, 1996].

A influência das TSMs do Atlântico tropical sobre a precipitação na Amazônia está associada à perturbações similares à célula de Hadley. Anomalias positivas na precipitação na Amazônia setentrional são concomitantes com: (a) águas anormalmente quentes no Atlântico Norte tropical, (b) águas de superfície fria no Atlântico Sul, (c) alísios fracos de nordeste, que impõem um influxo reduzido de umidade do Atlântico em direção à Bacia Amazônica. Consequentemente, a ZCIT se localiza anormalmente ao norte de sua posição média.

5. MECANISMOS DE CONTROLE DE SECAS NA AMAZÔNIA: CONTROLES DO PACÍFICO VERSUS DO ATLÂNTICO

Conforme mencionado anteriormente, as secas na Amazônia em geral estão associadas ao El Niño ou ao aquecimento do Atlântico tropical Norte, e as secas causadas pelo El Niño são mais pronunciadas nas áreas centrais e norte da bacia, como em 1926, 1983 e 1998. Estudos anteriores [Poveda e Mesa, 1997; Marengo et al., 1998, 2008a, 2008b; Ronchail et al., 2002; Poveda e Salazar, 2004, dentre muitos outros] identificaram anomalias negativas na precipitação da Amazônia associada a eventos de ENOS e também à anomalias de TSM no Atlântico tropical. Esses estudos têm mostrado associações de algumas das maiores secas na Amazônia a: (a) à ocorrência de eventos intensos de El Niño, (b) ao

forte aquecimento das águas superficiais do Atlântico Norte tropical durante as estações de verão-outono no Hemisfério Norte, ou (c) a ambos. Eventos muito intensos do El Niño foram associados às secas extremas de 1925–1926, 1982–1983 e 1997–1998, e nos dois últimos eventos houve também um intenso aquecimento do Atlântico Norte tropical juntamente com o aquecimento do Pacífico equatorial. Há evidência de secas extensivas e talvez de ampla propagação de fogo relacionadas a eventos de paleo-ENOS que ocorreram na Bacia Amazônica em 1.500, 1.000, 700 e 400 A.P., e esses eventos podem ter sido substancialmente mais severos do que aqueles de 1982–1983 e de 1997–1998 [Meggers, 1994]. O caso mais bem documentado de um evento de seca antigo na Amazônia associado a evento de El Niño foi durante 1925–1926 [Sternberg, 1987; Williams et al., 2005]. A precipitação na região centro-norte da Amazônia brasileira e meridional da Venezuela em 1926 foi cerca de 50% mais baixa do que o normal.

Diferentemente das secas mencionadas acima, a de 2005, bem como as de 1963–1964 e de 1979–1981 não estão associadas a eventos de El Niño. Embora vários estudos tenham analisado as secas de 1982–1983 [ex., Marengo et al., 1998], de 1997–1998 [ex., Nepstad et al., 1999] e 2005 [Marengo et al., 2008a, 2008b; Zeng et al., 2008] e seus impactos sobre o clima, hidrologia e fogo na Amazônia, há referências sobre as causas apenas com relação à seca de 1963–1964. Os efeitos combinados das TSMs do Pacífico e Atlântico tropicais explicam 53% da variabilidade da precipitação da Bacia Amazônica, com contribuição equivalente do Pacífico e Atlântico [Uvo et al., 1998], sugerindo que o efeito de outras fontes de variabilidade, tais como os processos de superfície terrestre e a variabilidade na frequência de transientes do Atlântico Sul podem também ser importantes na variabilidade da precipitação interanual da região. Por exemplo, esses processos podem contribuir para as anomalias da precipitação interanual por meio de mudanças nas datas do início da estação úmida [Fu e Li, 2004; Li e Fu, 2006].

5.1. Modulação do Oceano no Clima Costeiro

As circulações de brisas marinhas e linhas de instabilidade que se propagam sobre a Amazônia, oriundas da costa atlântica, constituem um sistema complexo cujas escalas de interações vão desde as características ambientais de grande escala às circulações de mesoescala e escala de nuvens. Tais

sistemas são mecanismos chave na produção de chuva, que podem explicar a máxima de precipitação sobre a costa atlântica. Em mesoescala, a propagação e a não propagação das linhas de instabilidade se iniciam, basicamente, pela circulação de brisa marinha [Kousky, 1980], enquanto as circulações em escala de nuvens mantêm a propagação das linhas de instabilidade em estado quase estável. Por exemplo, a circulação de mesoescala associada com a brisa marítima pode organizar a convecção em linhas de instabilidade costeiras, que são responsáveis por uma porção significativa da precipitação sobre a Amazônia oriental [Garstang et al., 1994]; Cohen et al., 1995]. A interação entre a circulação de grande escala e a circulação de brisa marítima também determinam o período do dia em que ocorrem eventos de precipitação na costa nordeste da América do Sul [Kousky, 1980; Negri et al., 2000].

5.2. Controles Atmosféricos e Oceânicos da ZCAS

A ZCAS conecta processos atmosféricos em baixas latitudes com aqueles dos subtropicais e latitudes médias e, portanto, é um mecanismo que permite a variabilidade, devido à dinâmica atmosférica interna de latitudes médias influenciar diretamente a variabilidade climática do clima amazônico e vice-versa. A convecção tropical é um fator chave para o início e a manutenção da ZCAS por meio do calor latente liberado na região amazônica [Kodama, 1992; Liebmann et al., 1999]. Vários estudos analisaram a influência das anomalias da temperatura da superfície oceânica na variabilidade da ZCAS. Barros et al. [2000] indicaram que a TSM cálida (fria) na região entre 20 – 40°S e oeste a 30°O é seguido por um deslocamento da ZCAS de sul (de norte). De acordo com Robertson e Mechoso [2000], a variabilidade interanual da ZCAS é acompanhada por anomalias na TSM com forçante atmosférica no Atlântico sudoeste, com uma estrutura dipolar em aproximadamente 40°S. Essa variabilidade é independente do ENOS. Doyle e Barros [2002] sugeriram uma retroalimentação positiva na escala interanual entre anomalias positivas (negativas) na TSM na parte oeste do Atlântico subtropical e intensidade fraca (intensa) da ZCAS que intensifica a circulação em nível baixo da ZCAS. Para entender o acoplamento da ZCAS e o Oceano Atlântico, Chaves e Nobre [2004] realizaram uma série de experimentos com modelos atmosféricos e oceânicos. Os

resultados sugerem que as anomalias negativas na TSM, geralmente observadas na região da ZCAS, representam uma resposta do oceano à forçante atmosférica.

5.3. Variabilidade Interdecadal e Decadal: Relação ODP e OAN

Registros históricos de precipitação na Amazônia mostram variabilidade decadal e interdecadal [Dias de Paiva e Clarke, 1995; Chu et al., 1995; Zhou e Lau, 2001; Matsuyama et al., 2002; Marengo, 2004; Botta et al., 2002; Chen et al., 2003]. Em escala regional, observa-se uma tendência levemente decrescente sobre a Amazônia, enquanto a porção sul apresenta uma tendência positiva; aparentes mudanças no clima foram identificadas por volta dos meados de 1940 e 1970 [Marengo, 2004]. Após 1975, as partes norte/sul da Amazônia mostram relativamente menos/mais precipitação comparativamente ao período anterior [Obregón e Nobre, 2003; Marengo, 2004].

Essas alterações no clima estão relacionadas às mudanças tanto na circulação atmosférica como na oceânica sobre o Pacífico Norte, ocorridas em 1975 – 1976, associadas à Oscilação Decadal do Pacífico. Durante o período após 1975, aparentemente associado à fase positiva de ODP, houve menos precipitação sobre a parte norte da Amazônia associada aos eventos mais frequentes e intensos de El Niño (1982–1983, 1986–1987, 1990–1991, 1997–1991, 1997-1998).

Outro mecanismo potencial importante de variabilidade climática de longo prazo na Amazônia é a Oscilação do Atlântico Norte (OAN). A variação anual de precipitação parece estar relacionada, pelo menos indiretamente, à OAN porque os fortes ventos alísios do Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento para o sul da ZCIT, a qual, por sua vez, está relacionada a uma distribuição anômala da TSM do Atlântico [Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996]. Rajagopalan et al. [1999] apresentam evidências estatísticas de que as TSMs do subtropical do Atlântico Sul tropical estão associadas às variações da OAN. Esta conexão parece funcionar por meio do impacto das TSMs do Atlântico Sul sobre a precipitação amazônica; esta última influência a OAN por meio das teleconexões atmosféricas ou mudanças na célula de Hadley [Robertson et al., 2000]. Há algumas evidências observacionais que

relacionam a descarga do Rio Amazonas e o índice de OAN. As correlações são maiores em escalas de tempo interanuais (5 – 6 anos) e interdecadais, com a OAN precedendo à descarga do rio por cerca de 9 meses [Obregón e Nobre, 2004].

Considerando que as áreas desmatadas na Amazônia, em sua grande maioria, se localizam nas porções sul da bacia e que essa região apresenta uma tendência positiva de longo prazo na precipitação, pode-se conjecturar que essa tendência provavelmente esteja mais associada à variabilidade interdecadal relacionada à ODP, em menor extensão à OAN e, em menor grau, ao desmatamento.

5.4. Possível Influência dos Aerossóis de Queima de Biomassa na Transição de Monções

Além de um grande número de estudos que tratam das influências dos aerossóis de queima de biomassa no balanço de radiação à superfície, nuvens e precipitação [ex., Artaxo et al., 2002; Andreae et al., 2004], resumidos na Seção II deste livro, vários estudos recentes exploraram os impactos de aerossóis de queima de biomassa na variabilidade do clima das transições de monções. Por exemplo, Zhang et al. [2008] e Liu [2005] têm sugerido que o efeito radiativo dos aerossóis de queima de biomassa, inclusive seus efeitos diretos e indiretos, podem retardar e enfraquecer a transição para a circulação da monção de verão, com base em simulações de modelo de clima regional impostas por forçantes radiativas de aerossol estimadas a partir de observações da campanha de campo do Projeto Interação de Aerossóis, Fumaça, Nuvens, Precipitação e Clima (SMOCC) e do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada (MODIS), respectivamente. Uma análise realizada por Yu et al. [2007] com base em dados de aerossóis do MODIS e dados de nuvem também sugere que a relação aerossol-nuvem se altera interanualmente sob condições climáticas, de tal modo que ela pode amplificar ou reforçar as anomalias climáticas originais. Em particular, durante uma estação de transição anormalmente seca, a fração quente da nuvem decresce com a profundidade ótica do aerossol. Ao passo que em uma transição normal ou relativamente úmida a fração quente da nuvem incrementa com a profundidade ótica do aerossol. Embora não se possa afirmar que esses resultados, mencionados acima, possam ser generalizados, eles sugerem,

entretanto, um impacto potencialmente significativo dos aerossóis de queima de biomassa sobre as variabilidades do clima da transição da circulação de monções.

6. PALEOCLIMA NA AMAZÔNIA DURANTE O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL: A AMAZÔNIA ERA MAIS SECA DURANTE O UMG?

O curto período de registros instrumentais e a insuficiência de registros representativos significam que pouco se sabe sobre as características e as causas das variações em escala de tempo (milenares ou orbitais) do clima tropical e suas possíveis teleconexões globais. Há, entretanto, uma pequena variedade de séries temporais paleoclimáticas disponível sobre a América do Sul. Muitas delas existem no Altiplano da Bolívia, Peru, e Colômbia, onde os arquivos mais importantes incluem testemunhos de depósitos fluviais, sedimentos lacustres e pólen, e ambientes salinos, bem como testemunhos de gelo de glaciações tropicais. Esses registros revelam mudanças climáticas de grande amplitude com uma gama de periodicidades.

Com base no postulado de que as interações oceano-atmosfera que influenciam a variabilidade climática interanual moderna na América do Sul tropical também influenciaram a variabilidade climática em escalas milenares e orbitais, os ecossistemas tropicais sensíveis ao clima podem fornecer informações importantes que nos auxiliem a preencher as lacunas do nosso conhecimento sobre a evolução das florestas chuvosas durante períodos de completa glaciação. Pequenas mudanças na precipitação da Bacia Amazônica têm consequências imediatas na sobrevivência das florestas andinas chuvosas porque sua fonte de umidade dominante hoje é o Oceano Atlântico.

Pesquisa sobre comunidades de plantas [Colinvaux et al. 2000] e registros de pólen do leque submarino do Amazonas [Haberle e Maslin, 1999] concluíram que a Amazônia era mais seca durante o UMG. Mourguiart e Ledru [2003], ao estudarem um registro lacustre de 40.000 anos ao leste da Cordilheira na Bolívia, uma região rica em espécies endêmicas e ecologicamente ameaçada, descobriram um UMG seco, indicando um declínio drástico da fonte de umidade da Amazônia. Para explicar essa aridez, os autores inferiram gradientes de temperatura abrupta entre o pólo e o equador em

ambos os hemisférios que teriam reduzido consideravelmente a extensão e o deslocamento da ZCIT e a precipitação do verão austral. Essa grande mudança no suprimento de água produziu uma drástica redução da diversidade de espécies e sugere que as florestas andinas chuvosas não ofereceram habitat adequado para as espécies de planícies tropicais durante eras glaciais completas.

Por outro lado, registros sedimentares do Lago Titicaca revelam que o Altiplano era mais úmido durante o UMG do que no clima moderno [Baker et al., 2001] e isso possibilitou inferir que a Amazônia era também mais úmida. Os autores utilizaram três mecanismos físicos para explicar a umidade na Amazônia. Primeiro, a insolação da estação úmida estava no máximo nos trópicos sul há 20.000 anos A.P. [Baker et al., 2001]; portanto, a SMAS foi maximizada. Segundo, durante o UMG, os gradientes das TSMs zonais (frio no leste [Bard et al., 2000], calor a oeste [Rühlermann et al., 1999]) e meridional (frio no norte, calor no sul [Mix et al., 1999]) no Atlântico equatorial favoreceram a intensificação da forçante da TSM dos alísios de nordeste e a advecção atmosférica de vapor d'água na Amazônia [Baker et al., 2001]. Terceiro, a TSM mais baixa do Atlântico equatorial facilitou o aumento de gradientes entre a temperatura à superfície da terra e do mar durante o verão austral, intensificando também o transporte de vapor d'água para a Amazônia.

Há ainda muitas questões não resolvidas para determinar se a Amazônia foi mais seca e se houve uma diminuição das áreas cobertas por florestas, ou se mais úmida e totalmente coberta por florestas. Uma questão fundamental, certamente, é verificar se os dados paleoclimáticos do Altiplano são relevantes para revelar o paleoclima da Amazônia. É necessário acreditar que as mudanças em grande escala na precipitação são sincrônicas e que apresentam os mesmos traços para o Altiplano e Amazônia [Baker et al., 2001]. Por exemplo, é possível que o UMG tenha sido mais úmido do que a Amazônia é hoje, embora a maioria dos estudos recentes tenha concluído que a Amazônia (e mesmo os trópicos globais) foi mais seca [Betancourt et al., 2000; Argollo e Mourguiart, 2000; Heine, 2000; Thompson et al., 2002]. Embora tal variabilidade milenar da região do Atlântico Norte seja sincrônica com mudanças milenares na América do Sul tropical [Baker et al., 2001], estudos recentes concluíram que o Younger Dryas, por exemplo, foi apenas um evento do Hemisfério Norte [Bennet et al., 2000]. É interessante notar que um estudo recente

concluiu bem o oposto: que a Amazônia foi mais seca durante o Younger Dryas [Maslin et al. 2000]. Para acrescentar mais complexidade à suposta relação persistente entre os padrões de anomalia da TSM do Atlântico e a variabilidade na precipitação do Altiplano, um estudo detalhado de climatologia moderna [Vuille et al., 2000b] concluiu que a variabilidade da precipitação na região central dos Andes não está correlacionada com a TSM do Atlântico.

Recentemente, o clima do UMG sobre a América do Sul foi simulado sem influências remotas utilizando um Modelo Climático Regional [Cook e Vizy, 2006]. Os resultados mostraram que na Bacia Amazônica durante o UMG, a precipitação calculada era de 25% a 35% mais baixa do que simulações do presente. Naquele modelo de simulação, o retardo de 2 a 4 meses do início da estação chuvosa foi devido a um influxo mais seco, em baixo nível, do Atlântico para a América do Sul comparativamente ao clima presente.

Não se pode negligenciar o papel do desmatamento no clima amazônico ou os diversos papéis da mudança no uso e cobertura da terra sobre a precipitação [Pielke et al., 2007]. A maior parte desses estudos considera que o desmatamento produz significativa redução da precipitação na Amazônia [Werth e Avissar, 2002; Oyama e Nobre, 2003; Sampaio et al., 2007; Sampaio, 2008]. Todas essas mudanças no uso da terra enfraqueceriam o ciclo hidrológico na Amazônia e em escala global. A análise detalhada do desmatamento e clima na Amazônia está apresentada na Seção II deste livro.

Agradecimento. A contribuição de um dos autores (G. Poveda) é parte do Programa GRECIA, financiado pelo COLCIENCIAS da Colômbia.

REFERÊNCIAS

- Aceituno, P. F. (1988), On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface climate, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-524.
- Amerasekera, K.N., R. F. Lee, E. R. Williams, and E. A. B. Eltahir (1997), ENSO and the natural variability in the low of tropical rivers, *J. Hydrol.*, **2000**, 24-39.
- Andreae, M. O, D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva Dias (2004), Smoking Rain Clouds over the Amazon, *Science*, **303**, 1337-1341,
- Argollo, J., and P. Mourguiart (2000), Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano, *Quat. Int.*, **72**, 37-51.
- Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procópio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gaty, and A. M. Cordova Leal (2002), Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia, *J. Geophys. Res.*, **107** (D20), 54.1-54.6.
- Baker, P.A., G. O. Seltzer, S. C. Fritz, R. B. Dunbar, M. J. Grove, P. M. Tapia, S. L. Cross, H. D. Rowe, and J. P. Broda. (2001), The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years, *Science*, **291**, 640-643.
- Bard, E., R. Rostek, J.-L. Turon, and S. Gendreau (2000), Hydrological Impact of Heinrich events in the Subtropical Northeast Atlantic, *Science*, **289**, 1321-1324..
- Barros, V. R., M. Gonzalez, and I. Camilloni (2000), Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America, *Theor. Appl. Clim.*, **67**, 123-133.
- Bennett, D. K., S. G. Haberle, and S. H. Lumley (2000), The Last Glacial-Holocene Transition in Southern Chile. *Science*, **290**, 325-328.
- Betancourt, J. L., C. Latorre, J. A. Rech, J. Quade, and K. A. Rylander (2000), A 22,000- year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert, *Science*, **289**, 1542-1546.
- Biasutti, M., David S. Battisti, and Edward S. Sarachick (2004), Mechanism controlling the annual cycle of precipitation in the Atlantic sector in an atmospheric GCM, *J. Clim.*, **17**, 4708-4723.
- Biasutti, M., David S. Battisti, and Edward S. Sarachick (2003), The Annual Cycle over the Tropical Atlantic, South America, and Africa, *J. Clim.*, **16**, 2491-2508.
- Botta, A., N. Ramankuttym, and J. A. Foley (2003), Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9), 1319, doi:10.1029/2001GL013607
- Campetella, C. M. and C. S. Vera (2002), The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow, *Geophys. Res. Lett.* **29**(17), 1826, doi:10.1029/2002GL015451.

- Caviedes, C. (1981), Rainfall in South America, seasonal trends and spatial correlation, *Erdkunde*, 35, 107-118.
- Chaves, R. R., and P. Nobre (2004), Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L0320410.1029/2003GL018647.
- Chen, T. C., S. Takle, J. H. Yoon, S. T. K. Croix, and P. Hsieh (2003), Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation, paper presented at 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington, New Zealand.
- Chou, C, and J. D. Neelin (2001), Mechanisms limiting the southward extent of the South American summer monsoon, *Geophys Res Lett.*, 28, 2433–2436.
- Chu, P. S., Z.-P. Yu, and S. Hastenrath (1995), Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone?, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 75, 579-583.
- Cohen, J. C. P., Maria A. F. Silva Dias, and Carlos A. Nobre (1995), Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Line: A Case Study, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3163-3174.
- Colinvaux, P. A, P. E. De Oliveira, and M. B. Bush (2000), Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses, *Q. Sci. Rev.*, 19, 141–169.
- Cook, K. H., and E. K. Vizy (2006), South American climate during the Last Glacial Maximum: Delayed onset of the South American monsoon, *J. Geophys. Res.*, 111, D02110, doi:10.1029/2005JD005980.
- Culf, A.D., J. L. Esteves, A. O. Marques Filho, and H. R. Ocha (1996), Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia, in *Amazonian deforestation and climate*, edited by J. H. C. Gash, C. A. Nobre, and J. M. Roberts, pp. 175-191, J. Wiley and Sons, New York.
- Dias De Paiva, E. M. C., and R. Clarke (1995), Time trends in rainfall records in Amazonia, *Bull Amer Met Soc.*, 75, 579-583.
- Dickinson, R. (1987), *The Geophysiology of Amazonia: Vegetation and climate interactions*, 526 pp. J. Wiley and Sons, New York.
- Doyle, M. E., and V. R. Barros (2002), Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic, *J. Clim.*, 15, 3394-3410.
- Eltahir, E. A. B., and R. L. Bras (1996), Precipitation recycling, *Rev. Geophys.*, 34, 367–379.
- Enfield, D. B. (1996), Relationship of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability, *Geophys Res Lett*, 23, 3305–3308.
- Figueroa, N., and C. A. Nobre (1990), Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America, *Climanálise*, 5, 36-48.
- Figueroa, N., P. Satyamurty, and P. L. Silva Dias (1995), Simulations of the summer circulation over the South America region with an eta coordinate model, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1573-1584.
- Fu, R., and W.H. Li (2004), Influence of land surface on transition from dry to wet season over the Amazon, *J. Theor. Appl. Clim.*, 78, 97-110.
- Fu, R., B. Zhu, and R. E. Dickinson (1999), How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon?, *J. Clim.*, 12, 1306–1321.
- Fu, R., M. Chen, W. Li, and R. E. Dickinson (2001), How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?, *J. Clim.*, 14, 4003– 4026.
- Grastang, K., L. Massier, Jr., J. Halverson, S. Greco, and J. Scala (1994), Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 608-622.
- Garreaud, R., and P. Aceituno (2001), Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, *J Clim*, 14, 2779–2789
- Garreaud, R., and J. M. Wallace (1998), Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2713-2733.
- Garstang, K., L. Massier Jr., J. Halverson, S. Greco, and J. Scala (1994), Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics, *Mon. Weather Rev.*, 122,608-622
- Giannini, A, J. C. H. Chiang, M. Cane, Y. Kushnir, and R. Seager (2001), The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: contributions of the remote and local SST's to rainfall variability in the tropical Americas, *J Clim.*, 14, 4530–4544.
- Grimm, A. M. (2003), The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences, *J. Clim.*, 16, 263–280.
- Grimm, A. M. (2004), How do la Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?, *Clim Dyn*, 22, 123–138.

- Grimm, A. M., and P. L. Silva Dias (1995), Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model, *J. Atmos. Sci.*, *52*, 3538–3555.
- Guyot, J.L., J. Callede, M. Molinier, W Guimaraes, and E. de Oliveira (1998), La variabilite hydrologique actuelle dans le bassin amazonien, *Bulletin Institut Français Etudes Andines*, *27*, 779–788.
- Haberle, S. G., and M. A. Maslin (1999), Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon Fan, ODP Site 932. *Quaternary Research*, *51*, 27–38.
- Hamilton M.G. and J. R. Tarifa (1978), Synoptic aspects of polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, *Mon. Wea Rev.*, *106*, 1545-1556.
- Hastenrath, S. (1990), Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies, *J. Clim.*, *3*, 893-904
- Hastenrath, S., and L. Greischar (1993), Further work on the prediction of northeast Brazil rainfall anomalies, *J. Clim.*, *6*, 743–758.
- Hastenrath, S, and L. Heller (1977), Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *103*, 77–92.
- Hastenrath, S., M. C. Wu, and P.S. Chu (1984), Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *110*, 411–425.
- Heine, K. (2000), Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records, *Quat. Int.*, *72*, 7-21.
- Horel, L. D., A. N. Hahmann, and J. E. Geisler (1989), An investigation of convective activity over the Tropical Americas, *J. Clim.*, *2*, 1388-1403.
- Hsu, C. P., and J. M. Wallace (1976), The global distribution of annual and semiannual cycles in precipitation. *Mon. Wea Rev.*, *104*, 1093-1101.
- Instituto Nacional de Meteorología-INMET (1992), Normais Climatológicas (1961–1990), report, PP. 84, Departamento Nacional de Meteorologia, Brasília, Brazil.
- Jipp, P. H., D. C. Nepstad, D. K. Cassel, and C. Reis de Carvalho (1998), Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia, *Clim. Change*, *39*, 395-412.
- Kalney, E., K. C. Mo, and J. Paegle (1986), Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 252-275.
- Kiehl, J. T. (1994), On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions, *J. Clim.*, *7*, 559-565.
- Kodama, Y. M. (1992), Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ), Part I, Characteristics of sub-tropical frontal zones, *J. Meteor. Soc. Japan*, *70*, 813-836.
- Kodama, Y. M. (1993), Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs, *J. Meteor. Soc. Japan*, *71*, 581–610.
- Koster, R. D., et al., (2004), Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, *305*, 1138–1140.
- Kousky, V. E. (1980), Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil, *Mon. Weather Rev.*, *108*, 488-498.
- Kousky, V. E. (1988), Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteor.*, *3*, 217–231.
- Kousky, V. E., and M. A. Gan (1981), Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic, *Tellus*, *33A*, 538-550.
- Kreuels, R., K. Fraedrich, and E. Ruprecht (1975), An aerological climatology of South America, *Meteor. Rundsch*, *28*, 17-24.
- Lau, K. M., and J. Zhou (2003), Anomalies of the South America summer monsoon associated with the 1997-1999 El Niño-Southern Oscillation, *Int. J. Climatol.*, *23*, 529-539
- Li, W.H., and R. Fu (2006), Influence of Cold Air Intrusions on the Wet Season Onset over Amazonia, *J. Clim.*, *19*, 257-275.
- Liebmann, B., Marengo J. A. (2001), Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin, *J. Clim.*, *14*, 4308–4318.
- Liebmann, B., J. Marengo, J. Glick, I Wainer, V Kousky, and O. Massambani (1998), Comparison of Long wave radiation, divergence and rainfall in the Amazon basin on subseasonal scales, *J. Clim.*, *7*, 2898-2909.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick (1999), Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone, *J. Clim.*, *12*, 1877-1891.
- Liu, Y. Q. (2005), Atmospheric response and feedback to radiative forcing from biomass burning in

- tropical South America, *Agri. Forest Meteorol.*, **133**, 40-53.
- Makarieva, A. M., and V. G. Gorshkov (2007), Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land, *Hydrol. Earth Sys. Sci.*, **11**, 1013–1033.
- Marengo, J. A. (1992), Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin, *Int. J. Climatol.*, **12**, 853-863.
- Marengo, J. A. (1995), Interannual variability of deep convection over the tropical South America sector as deduced from ISCCP C2 data, *Int. J. Climatol.*, **15**, 995-101.
- Marengo, J. (2004), Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin, *Theo. Appl. Climatol.*, **78**, 79-96.
- Marengo, J. (2005), The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability, *Clim. Dyn.*, **24**, 11-22.
- Marengo, J. A., and S. Hastenrath (1993), Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin, *J. Clim.*, **6**, 617–627
- Marengo, J. A. and Nobre, C. (2001), General Characteristics and variability of Climate in the Amazon Basin and its Links to the Global Climate System, *The hydroclimatological framework of Amazonia, Biogeochemistry of Amazonia*, edited by J. Richey, M. MacClaine, and R. Victoria, pp. 17-41, Cambridge University Press.
- Marengo, J., A. Cornejo, P. Satyamurty, C. A. Nobre, and W. Sea (1997a), Cold waves in the South American continent. The strong event of June 1994, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2759-2786.
- Marengo, J., C. Nobre, and A. Culf (1997b), Climatic impacts of Friagens in forested and deforested areas of the Amazon Basin, *J. Appl. Met.*, **36**, 1553-1566.
- Marengo, J., J. Tomasella, and C. Uvo (1998), Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru, *J. Geophys. Res.*, **103**, 1775-1783.
- Marengo, J. A., B. Liebmann, V. E. Kousky, N. P. Filizola, and I. C. Wainer (2001), Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin, *J. Clim.*, **14**, 833–852.
- Marengo, J. A., W. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini (2004), Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses, *J. Clim.*, **17**, 2261-2280.
- Marengo, J., A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M Oyama, G. Sampaio, R. de Oliveira, H, Camargo, L. M. Muniz and I. F. Brown (2008a), The Drought of Amazonia in 2005, *J. Clim.*, **21**, 495-516.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. F. Cardoso, and M. D. Oyama (2008b), Hydroclimatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005, *Phil. Trans. R. Soc. B*, **363**, 1773–1778.
- Maslin, M. A., E. Durham, S. J. Burns, E. Platzman, P. Grootes, S. E. Greig, M. Nadeau, M. Schleicher, U. Pflaumann, and B. Lomax (2000), Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. *J. Quat. Sci.*, **15**, 419-434.
- Matsuyama, H., J. Marengo, G. Obregón, and C. A. Nobre (2002), Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation, *Int. J. Climatol.*, **22**, 175-195,
- Mechoso, C. R., S. W. Lyons and J. A. Spahr (1990), The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over northeast Brazil, *J. Clim.*, **3**, 812-826.
- Mechoso, C. R., S. W. Lyons, and J. A. Spahr (1990), The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over north-east Brazil, *J. Clim.*, **3**, 812-826.
- Meggers, B. (1994), Archeological evidence for the impact of Mega-El Niño events on Amazonia during the past two millennia, *Clim. Chan.*, **28**, 321-338.
- Mix, A. C., A. E. Morey, N. G. Pisias, and S. W. Hostetler (1999), Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics, *Paleoceanography*, **14**, 350–359.
- Mo, K. C., and V. E. Kousky (1993), Further analysis of the relationship between circulation anomaly patterns and tropical convection, *Geophys. Res.*, **98**(D3), 5103-5 113.
- Molion, L. C. B. (1993), Amazonian rainfall and its variability, in, *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, edited by M. Bonel, M. M. Hufschmidt, and J. S. Gladwell, pp. 99-111, Cambridge University Press, Cambridge.
- Molion, L.C.B., and J. C. de Moraes (1987), Oscilação Sul e descarga de rios na America do Sul Tropical. *Rev. Brás. Eng.*, **5**, 53–63.

- Moura, A. D. and J. Shukla (1981), On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J. Atmos. Sc.*, *38*, 2653-2675.
- Mourguiart, P. and M.-P. Ledru (2003), Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (eastern Cordillera, Bolivia), *Geology*, *31*, 195–198.
- Negri, A. J., E. N. Anagnostou, and R. F. Adler (2000), A 10-yr climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations, *J. Appl. Meteorol.*, *39*, 42– 56.
- Nepstad, D., A. Moreira, and A. Alencar (1999), *A Floresta em chamas: origens, impactos e Prevenção de Fogo na Amazônia*, Programa Piloto para proteção das Florestas Tropicais do Brasil, Brasília, Brasil, 202.
- Nepstad, D., P. Lefebver, U. Lopes da Silva, J. Tomasella, P. Sch-lesinger, L. Solórzano, P. Moutinho, D. Ray, and J. Guerreira Benito (2004), Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis, *Global Change Biol.*, *10*, 704-717
- Nobre, C. A. (1983), The Amazon and climate, paper presented at *climate Conference for Latin America and The Caribbean*, WMO, Paipa, Colombia.
- Nobre, P., and J. Shukla (1996), Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, *J. Clim*, *9*, 2464–2479.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla, (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Clim.*, *4*, 957-988.
- Nogues-Paegle, J., and K. C. Mo (1997), Alternating wet and dry conditions over South America during summer, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 279–291.
- Numaguti, A. (1993), Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation, *J. Atmos. Sci.*, *50*, 1874-1887.
- Obregón, G. O. (2003), Dinâmica da Variabilidade climática da precipitação sobre a América do Sul, PhD. thesis, 172, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE, Brazil.
- Obregon, G., and C. A. Nobre (1990), Principal Component Analysis applied to rainfall in Amazonia. *Climanálise*, *5*, 35–46.
- Obregón, G. and C. A. Nobre (2003), A climate shift in mid-1970 in Northwest Amazonia and Southern Brazil, paper presented at *7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Wellington, New Zealand, Edited by The American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 88-89.
- Obregón, G. O., and C. A. Nobre (2004), Hydrologic variability over the Amazon basin and its relationship with ENOS and NAO, paper presented at. *Conference of CLIVAR 2004*, Baltimore, USA, June, 2004.
- Oliveira, A.S. (1986), Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia, M. S. thesis, 246 pp., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, Brazil.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, *Geophys Res Lett.*, *2199*, DOI:10.1029/2003GL018600.
- Paegle, J. N., and K. C. Mo (2002), Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies, *J Clim*, *15*, 1389–1407.
- Pezzi, L. P., and I. F. A. Cavalcanti (2001), The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Clim Dyn*, *17*, 205–212.
- Pielke, R. A., Sr., J. Adegoke, A. Beltrán-Przekurat, C. A. Hiemstra, J. Lin, U. S. Nair, D. Niyog and T. E. Nobis (2007), An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall, *Tellus*, *3B*, 1-15.
- Poveda G., and O. J. Mesa (1997), Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic atmospheric phenomena, *J. Clim.*, *10*, 2690-2702.
- Poveda, G., and L. F. Salazar (2004), Annual and interannual (ENSO) variability of spatial scaling properties of a vegetation index (NDVI) in Amazonia, *Remote Sens. Environ.*, *93*, 391-401.
- Poveda, G., A. Jaramillo, M. M. Gil, N. Quiceno, and R. Mantilla (2001), Seasonality in ENSO related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index (NDVI) in Colombia, *Water Resour. Res.*, *37*, 2169-2178.
- Poveda, G., P. R. Waylen, and R. Pulwarty (2006), Modern climate variability in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeo*, *234*, 3-27.
- Rajagopalan, B., Y. Kushnir, and Y. M. Tourre (1998), Observed decadal midlatitude and tropical

- Atlantic climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3967–3970.
- Rao, V. B., and K. Hada (1990), Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, *42*, 81-91.
- Rao, V. B., I. F. A. Cavalcanti, and K. Hada (1996), Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, *J. Geophys. Res.*, *101*, D21, 26539-26551.
- Ratisbona, C. R. (1976), The climate of Brazil. Climate of Central and South America, *World Survey of Climatology*, *12*, edited by W. Schwerdtfeger and H. E. Landsberg, pp. 219-293, Elsevier Press, Amsterdam.
- Richey, J. E., C. A. Nobre, and C. Deser (1989), Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985, *Science*, *246*, 101–103.
- Robertson, A. W., and C. R. Mechoso (2000), Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone, *Mon. Wea. Rev.*, *128*, 2947-2957.
- Robertson, A. W., C. R. Mechoso, and Y.-J. Kim (2000), The influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation, *J. Clim.*, *13*, 122-138.
- Ronchail, J., G. Cochonneau, M. Molinier, J. L. Guyot, A. G. D. M. Chaves, V. Guimaraes, and E. De Oliveira (2002), Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans, *Int J Climatol.*, *22*, 1663–1686.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 1606–1626.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1989), Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, *J. Clim.*, *2*, 268–282.
- Rühlemann, C., S. Mulitza, J. P. Müller, G. Wefer, and R. Zahn (1999), Warming of tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last glaciation, *Nature*, *402*, 511–514.
- Salati, E. (1987), The forest and the hydrological cycle. In: *The Geophysiology of Amazonia*, edited by R. E. Dickinson, pp. 273-293, Wiley, New York.
- Salati, E., and Marques, J. (1984), Climatology of the Amazon region, in *Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, edited by H. Sioli, W. Junk, Dordrecht, the Netherlands.
- Sampaio de Oliveira, G. (2008), Conseqüências climáticas da substituição gradual da floresta Tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: Um estudo de modelagem. PhD., thesis, 417 pp., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brazil.
- Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, B. S. Soares-Filho, and M. Cardoso (2007), Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.* *34*, L17709, doi:10.1029/2007GL030612.
- Santos de Oliveira, A., and C. Nobre (1986), Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over Amazon, Paper presented at 2nd International Conference on Southern Hemispheric Meteorology, Wellington, New Zealand, 1-5 December.
- Schwerdtfeger, W. (1976), The atmospheric circulation over Central and South America, in: Schwerdtfeger, W. ed. *Climates of Central and South America: world survey of climatology*, Elsevier Press, Amsterdam., *12*, 532 pp.
- Seluchi, M., and J. A. Marengo (2000), Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events, *Int J Climatol.*, *20*, 1167–1190.
- Seluchi, M., Y. V. Serafini, and H. Le Treut (1998), The impact of the Andes on transient atmospheric systems: A comparison between observation and GCM results, *Mont. Wea. Rev.*, *126*, 890-912.
- Silva Dias, P. L., W. H. Schubert, and M. DeMaria (1983), Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection, *J. Atmos. Sci.*, *40*, 2689–2707.
- Silva Dias, P. L., J. P. Bonatti, and V. E. Kousky (1987), Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America, *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 1465-1478.
- Sternberg, H. (1987), Aggravation of floods in the Amazon as a consequence of deforestation?, *Geografiska Annaler*, *69A*: 201-219.
- Thompson, L. G., Ellen Mosley-Thompson, Mary E. Davis, Keith, A. Henderson, Henry H. Brecher, Victor S. Zagorodnov, Tracy A. Mashiotta, Ping-Nan Lin, Vladimir N. Mikhalenko, Douglas R. Hardy, and Jurgen Beer (2002), Kilimanjaro ice core

- records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa, *Science*, 298, 589-593.
- Uvo, B. C., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, and Y. Kushnir (1998), The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation, *J. Clim.*, 11, 551-562.
- Vera, C.; W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. R. Mechoso, J. Nogues-Paegle, P. L. Silvia Dias, and C. Zhang (2006), Toward an Unified Vision of the American Monsoon Systems, *J. Clim.*, 19, 4978-5000.
- Virji, H. (1981), A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 599-610.
- Vizy, E. K., and K. H. Cook (2007), Relationship between Amazon and high Andes rainfall, *J. Geophys. Res.*, 112, D07107, doi:10.1029/2006JD007980
- Vuille, M. (1999), Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *Int. J. Climatol.*, 19, 1579-1600
- Vuille, M., and M. Werner (2005), Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results, *Clim. Dyn.*, 25, 401-413.
- Vuille, M., R. S. Bradley, and F. Keimig (2000a), Climatic variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies, *J. Clim.*, 13, 2520-2535.
- Vuille, M., R. S. Bradley, and F. Keimig (2000b), Interannual climate variability in the central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, 105(D10), 12447-12460.
- Wang, H., and R. Fu (2002), Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America, *J. Clim.*, 15, 1591-1608.
- Wang, H., and R. Fu (2004), Influence of cross-Andes flow on the South American low-level jets, *J. Climate*, 17, 1247-1262.
- Wang, H., and R. Fu (2007), The Influence of Amazon Rainfall on the Atlantic ITCZ through Convectively Coupled Kelvin Waves, *J. Clim.*, 20, 1188-1201.
- Williams, E. R., and G. Satoru (2004), Lightning, Thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66, 1213-1231.
- Williams, E., A. Dall'Antonia, and V. Dall'Antonia (2005), The drought of the century in the Amazon Basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926, *Acta Amaz.* 35, 231-238.
- Xue, Y., F. De Sales, W. Li, C. R. Mechoso, C. Nobre, and H.-M. H. Juang (2006), Role of land surface processes in South American monsoon development, *J. Clim.*, 19, 741-762
- Yu, H., R. Fu, R. E. Dickinson, Y. Zhang, M. Chen, and H. Wang (2007), Interannual variability of smoke and warm cloud relationships in the Amazon as inferred from MODIS retrievals, *Remote Sens. Environ.*, 111, 435-449.
- Zeng, N., J. Yoon, and J. Marengo, A. Subramaniam, C. Nobre, A. Mariotti, and J. D. Neelin (2008), Causes and Impacts of the 2005 Amazon drought, *Environ. Res. Lett.*, 3, 014002, doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.
- Zhang, Y., R. Fu, H. B. Yu, R. E. Dickinson, R. Negron Juarez, M. Chin, and H. Wang (2008), A Regional Climate Model Study of How Biomass Burning Aerosol Impacts Land-Atmosphere Interactions over the Amazon, *J. Geophys. Res.*, 113, D14515, doi:10.1029/2007JD009449.
- Zhou, J., and K. M. Lau (1998), Does a monsoon climate exist over South America?, *J. Clim.*, 11, 1020-1040.
- Zhou, J., and K.M. Lau (2001), Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *Int. J. Climatol.*, 21, 1623-1644.

R. Fu, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX 78712, USA.

J. A. Marengo, C. A. Nobre, and G. O. Obregon, Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, SP 12630, Brasil. (carlos.nobre@inpe.br)

G. Poveda, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia. Medellin, Colombia

Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Guillermo O. Obregon

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

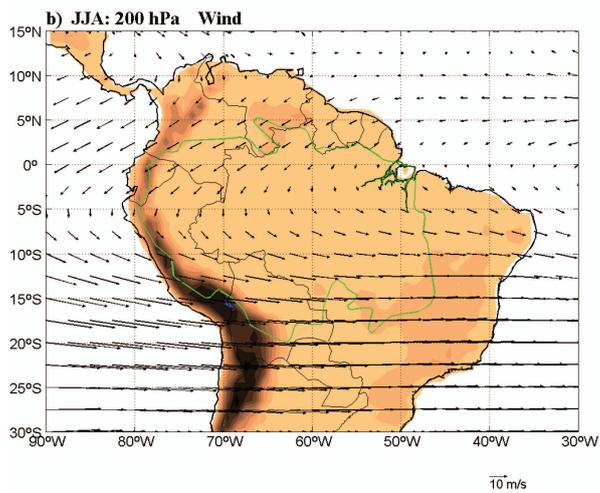
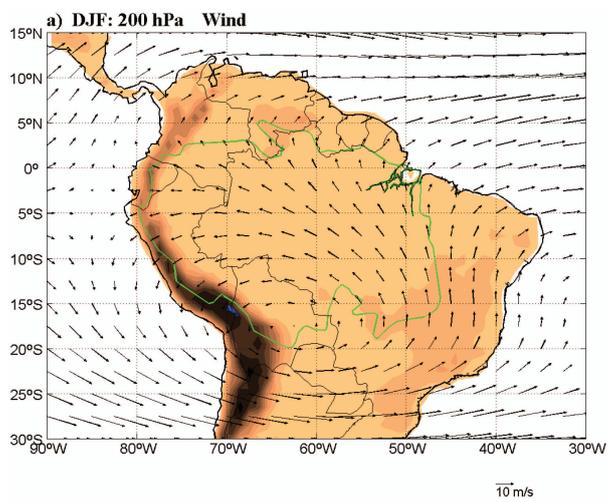


Plate 1