

## **Capítulo 5**

### O sistema hidroclimático físico da Amazônia



Vista aérea da Terra Indígena Yanomami (Foto: Bruno Kelly/Amazônia Real)



Science Panel for the Amazon



## Sobre o Painel Científico para a Amazônia (SPA)

O Painel Científico para a Amazônia é uma iniciativa inédita convocada sob os auspícios da Rede de Soluções para o Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas (SDSN). O SPA é composto por mais de 200 cientistas e pesquisadores proeminentes dos oito países amazônicos, da Guiana Francesa e de parceiros globais. Esses especialistas se reuniram para debater, analisar e reunir o conhecimento acumulado da comunidade científica, dos Povos Indígenas e de outros atores que vivem e trabalham na Amazônia.

O Painel é inspirado no Pacto de Letícia pela Amazônia. Este é um relatório inédito que fornece uma avaliação científica abrangente, objetiva, aberta, transparente, sistemática e rigorosa do estado dos ecossistemas da Amazônia, das tendências atuais e de suas implicações para o bem-estar, a longo prazo, da região, bem como oportunidades e opções políticas relevantes para a conservação e o desenvolvimento sustentável.

Relatório de Avaliação da Amazônia 2021, Copyright @ 2021, Painel Científico para a Amazônia. Traduzido do Inglês para o Português por Jens Munck, Carol Moraes, Brian Rodrigues, Eráclito Sousa Neto, Henrique Braz, Matheus Almeida, Valeria Gauz, Azevedo Ventura, Ane Alencar, Igor Arnaldo de Alencar, Leonardo Mueller Vilela de Carvalho, Lucas Dutra, and Nathália Nascimento. Este relatório é publicado sob uma licença Creative Commons Atribuição – Não-Comercial – Compartilhamento pela mesma Licença 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0). ISBN: 978-1-7348080-6-3

### Citação sugerida

Costa MH, Borma LS, Espinoza JC, Macedo M, Marengo JA, Marra DM, Ometto JP, Gatti LV. 2021. Capítulo 5: O sistema hidroclimático físico da Amazônia. Em: Nobre C, Encalada A, Anderson E, Roca Alcazar FH, Bustamante M, Mena C, Peña-Claros M, Poveda G, Rodriguez JP, Saleska S, Trumbore S, Val AL, Villa Nova L, Abramovay R, Alencar A, Rodriguez Alzza C, Armenteras D, Artaxo P, Athayde S, Barretto Filho HT, Barlow J, Berenguer E, Bortolotto F, Costa FA, Costa MH, Cuvi N, Fearnside PM, Ferreira J, Flores BM, Frieler S, Gatti LV, Guayasamin JM, Hecht S, Hirota M, Hoorn C, Josse C, Lapola DM, Larrea C, Larrea-Alcazar DM, Lehm Ardaya Z, Malhi Y, Marengo JA, Melack J, Moraes R M, Moutinho P, Murmis MR, Neves EG, Paez B, Painter L, Ramos A, Rosero-Peña MC, Schmink M, Sist P, ter Steege H, Val P, van der Voort H, Varese M, Zapata-Ríos G (Eds). Relatório de Avaliação da Amazônia 2021. Traduzido do Inglês para o Português por Carol Moraes. Rede de Soluções para o Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas, Nova Iorque, EUA. Disponível em <https://www.aamazoniaquequeremos.org/pca-publicacoes/>. DOI: 10.55161/AUUX4812

## ÍNDICE

<b>RESUMO GRÁFICO .....</b>	<b>2</b>
<b>MENSAGENS-CHAVE.....</b>	<b>3</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>3</b>
<b>5.1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>4</b>
<b>5.2 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO CLIMA AMAZÔNICO .....</b>	<b>5</b>
5.2.1 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS .....	5
5.2.1.1 .....	5
5.2.1.2 <i>Circulação Atmosférica</i> .....	6
5.2.1.3 <i>Precipitação</i> .....	7
5.2.2 O PAPEL DA ENOS E DE OUTROS MECANISMOS DE GRANDE ESCALA .....	7
5.2.2.1 <i>ENOS</i> .....	7
5.2.2.2 <i>ODP, OMA, OMJ</i> .....	8
5.2.3 EVENTOS EXTREMOS DE SECA E INUNDAÇÃO.....	8
5.2.4 HIDROMETEOROLOGIA E VARIABILIDADE ANDINA-AMAZÔNICA .....	9
5.2.4.1 <i>Padrões sazonais</i> .....	9
5.2.4.2 <i>Variabilidade interanual e extremos</i> .....	11
<b>5.3 A CONVECÇÃO AMAZÔNICA E AS CIRCULAÇÕES DE MESOESCALA .....</b>	<b>12</b>
5.3.1 NATUREZA DA CONVECÇÃO AMAZÔNICA.....	12
5.3.2 VARIAÇÕES SOLARES .....	13
5.3.3 CIRCULAÇÕES DA BRISA DA FLORESTA E DA BRISA DO RIO .....	14
5.3.4 BRISA DO MAR E CIRCULAÇÕES COSTEIRAS .....	15
5.3.5 CIRCULAÇÕES OROGRÁFICAS INDUZIDAS E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE CHUVAS NA REGIÃO ANDINO-AMAZÔNICA ..	16
5.3.6 O PAPEL DOS EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NA DINÂMICA DOS ECOSISTEMAS.....	17
5.3.6.1 <i>Tempestades severas, blowdowns e impactos na dinâmica dos ecossistemas florestais</i> .....	17
5.3.6.2 .....	19
<b>5.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....</b>	<b>19</b>
<b>5.5 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS HIDROLÓGICOS DE SUPERFÍCIE NA AMAZÔNIA .....</b>	<b>21</b>
5.5.1 SAZONALIDADE DA VAZÃO .....	22
5.5.2 SAZONALIDADE DA DINÂMICA DE VÁRZEA .....	22
<b>5.6 O PAPEL DOS RIOS NOS CICLOS BIOGEOQUÍMICOS.....</b>	<b>24</b>
<b>5.7 CONCLUSÕES.....</b>	<b>25</b>
<b>5.8 RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>25</b>
<b>5.9 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>25</b>

Resumo Gráfico

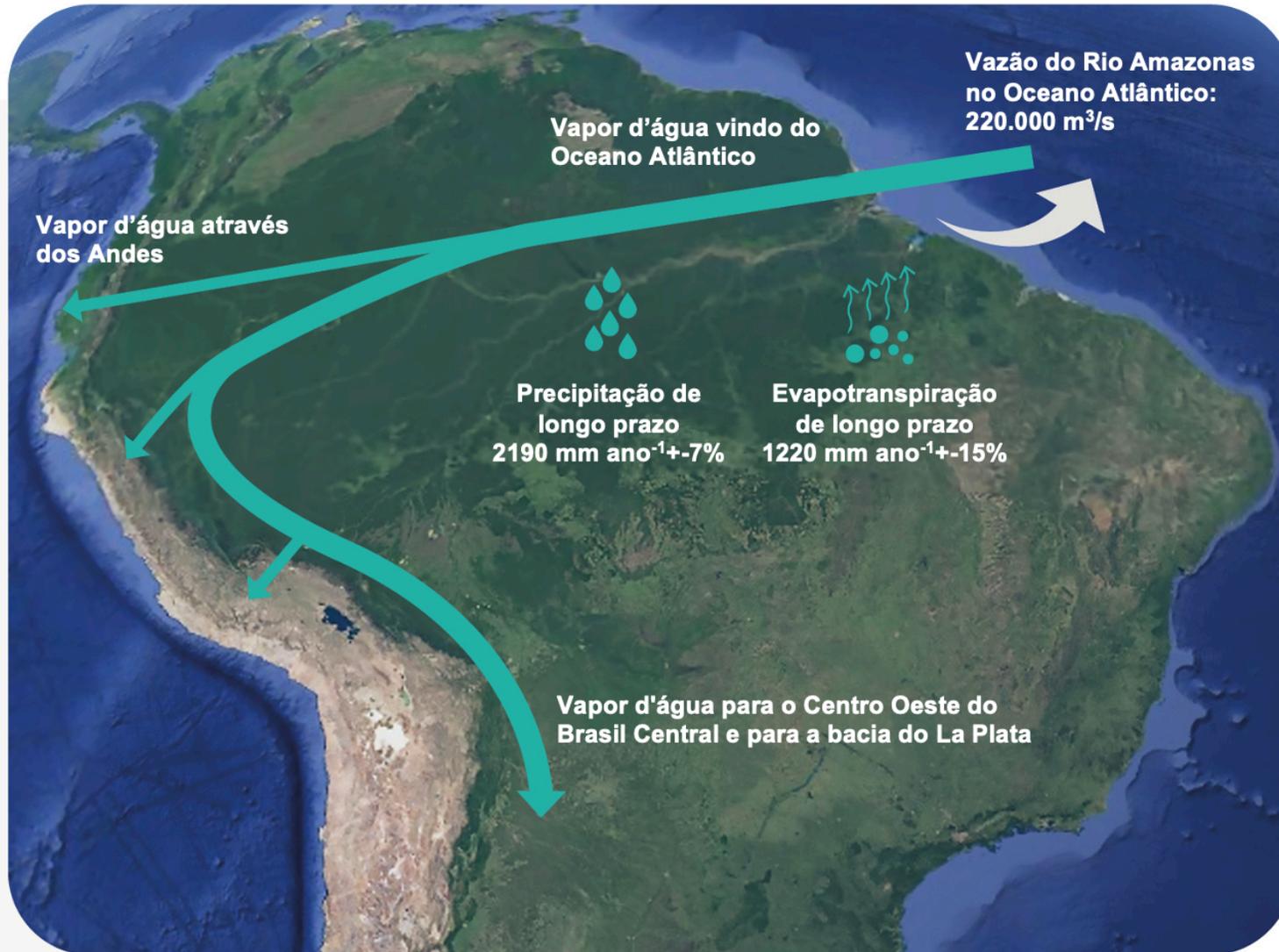


Figura 5.A Resumo Gráfico

## O sistema hidroclimático físico da Amazônia

Marcos H. Costa<sup>\*,a</sup>, Laura S. Borma<sup>b</sup>, Jhan C. Espinoza<sup>c</sup>, Marcia Macedo<sup>d</sup>, José A. Marengo<sup>e</sup>, Daniel M. Marra<sup>f</sup>, Jean P. Ometto<sup>b</sup>, Luciana V. Gatti<sup>b</sup>

### Mensagens-chave

- Dada sua localização tropical, próximo aos Andes, sua imensa extensão espacial (7.3 milhões de km<sup>2</sup>, incluindo a bacia do rio Tocantins), e cobertura florestal, a Bacia do Rio Amazonas é um dos maiores elementos críticos do sistema climático da Terra. É o maior e mais intenso centro convectivo terrestre, exercendo uma forte influência na dinâmica da atmosfera e padrões de circulação tanto dentro e fora dos trópicos. Produzindo precipitações que resultam na maior vazão de rio da Terra, com 220,000 m<sup>3</sup>/s, correspondendo a 16-22% do total de deságue de rio do mundo.
- A Bacia Amazônica é principalmente caracterizada por terras baixas com um clima quente e chuvoso. A parte mais alta da bacia inclui a encosta oriental dos Andes, caracterizada por uma vasta variedade de climas montanhosos (floresta nublada, Páramos, Yungas, Punas, etc.).
- O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é a principal causa da variabilidade interanual das chuvas. ENOS é tipicamente (mas não exclusivamente) acompanhado de secas na região Amazônica, com recentes secas severas produzindo baixos níveis de água nos rios, um alto risco de incêndios florestais e impactos nos ecossistemas naturais dos rios. Além do ENOS, a variabilidade da TSM do Pacífico e Atlântico influencia o clima na Amazônia em períodos interanuais e interdecadais, incluindo eventos extremos.
- Nos últimos 15 anos, a Amazônia vem testemunhando diversos extremos de clima: secas em 2005, 2010 e 2015/16 e enchentes em 2009, 2013, 2014, 2017 e 2021. Alguns desses foram classificados como eventos "únicos do século". Registros históricos anteriores mostram secas em 1926, 1964, 1980, 1983 e 1998 e enchentes em 1953, 1988 e 1989.

### Resumo

O Sistema hidroclimático físico da Amazônia opera em várias escalas espaciais e temporais. Processos de grande escala, incluindo as variações solares, controlam o principal padrão sazonal da circulação atmosférica, chuva, vazão do rio e inundação. Por exemplo, padrões persistentes da temperatura da superfície do mar, como essas associadas ao El Niño Oscilação Sul, são associadas com os principais modelos da variabilidade climática interanual e interdecadal. Processos de mesoescala tais como esses relacionados a topografia ou a interação terra atmosfera causam outras circulações localizadas. Enquanto o recurso final de água na bacia é a evaporação vinda dos oceanos, essa água é reciclada através da evaporação e reprecipitação antes de ser exportada de volta para o oceano pelo fluxo do Rio Amazonas ou exportada na forma de vapor de água vinda da bacia. A abundante chuva na Bacia Amazônica (média de 2.190mm por ano) é consequência, portanto, do intenso calor radioativo e baixo nível de convergência do vapor de água oceânico e permanente reintrodução de vapor de água na atmosfera produzido pela própria floresta, ajudado pela elevação

<sup>a</sup> Dep. de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil

<sup>b</sup> Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), S. J. Campos, SP, Brasil

<sup>c</sup> Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, G-INP, IGE (UMR 5001), Grenoble, França

<sup>d</sup> Woodwell Climate Research Center, Falmouth, MA, Estados Unidos

<sup>e</sup> Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), Estrada Doutor Altino Bondensan, 500, Distrito de Eugênio de Melo, São José dos Campos SP, Brasil

<sup>f</sup> Instituto Max Planck de Bioquímica (MPIB), Jena, Alemanha

mecânica do ar dos Andes. Os processos da superfície terrestre dividem a precipitação em evapotranspiração (~1.220 mm por ano), escoamento superficial e drenagem profunda para as águas subterrâneas. O sistema do Rio Amazonas drena os componentes das águas superficiais e subterrâneas dessa chuva abundante, formando a maior bacia hidrográfica do mundo e alimentando o maior rio do mundo, com uma vazão média de 220.000 m<sup>3</sup>/s. O Amazonas tem uma vazão cinco vezes maior que o Congo, o segundo maior rio do mundo. O fluxo é altamente sazonal e os desequilíbrios entre a adição de água aos rios pelas chuvas e a taxa de exportação de água a jusante causam inundações sazonais em uma grande área de planície de várzea, com implicações ecológicas e biogeoquímicas benéficas. Eventos extremos de inundações e secas estão associados a uma intensa variabilidade interanual de chuvas, que, por sua vez, influenciam incêndios florestais e ciclos biogeoquímicos.

*Palavras-chave: Equilíbrio hídrico amazônico, eventos extremos*

## 5.1 Introdução

A Amazônia é um dos três centros permanentes de convecção na zona intertropical (junto com a África Central e Sudeste da Ásia) - ou seja, um dos principais centros de ar ascendente que transporta energia da terra para a atmosfera. É também o mais poderoso dos três centros convectivos terrestres, exercendo forte influência na circulação atmosférica ambos dentro e fora dos trópicos. Como um dos principais condutores das circulações, a Amazônia é uma fonte essencial de energia para a atmosfera, removendo calor latente da superfície pela evaporação e transpiração da água (processo denominado evapotranspiração) e liberando calor para a atmosfera quando a água se condensa formando nuvens ou precipitações. A força do centro convectivo da Amazônia deve-se principalmente às suas características geográficas, incluindo seu grande tamanho, posição na linha do equador e presença da Cordilheira dos Andes localizada a favor do vento na bacia. Como explicado ao longo deste capítulo, a floresta tropical também contribui para o fortalecimento desse centro convectivo. O baixo albedo da floresta tropical aumenta a radiação líquida absorvida e o constante fluxo de vapor de água para a atmosfera da floresta tropical por meio da evapotranspiração adiciona energia aos campos de convecção médios. Ao mesmo tempo, suaviza a variabilidade sazonal e interanual de convecção e precipitação na região.

A abundante convecção e precipitação da região, junto com o amplo tamanho da bacia, produz o

maior rio do mundo, rodeado por uma complexa rede de canais e várzeas que transportam sedimentos, carbono e outros nutrientes. Intensa sazonalidade e a variabilidade interanual do ciclo da água também são fatores dominantes para as comunidades ribeirinhas locais que podem ter suas localidades inundadas ou completamente isoladas, dependendo do status desse sistema fluvial - ditado pelos regimes da variabilidade climática interanual das chuvas (Marengo e Espinoza, 2016).

A tabela 1 apresenta uma síntese de várias estimativas de longo período do equilíbrio hídrico da Bacia do Rio Amazonas. Estimativas de longo período de precipitação (P) mostram pouca variabilidade entre os estudos, com um valor mediano de ~2.190 mm/ano±7%.

Longo período de escoamento médio (E) é estimado em 1.100 mm/ano±15%, o que produz um coeficiente médio de escoamento ( $C=D/P$ ) de 0,51±0,08.

As estimativas de evapotranspiração (ET) têm incertezas muito maiores em comparação com valores medianos de ~1.250mm/ano±50%. Esse desequilíbrio é causado provavelmente porque a maioria das altas estimativas da ET (>1.500mm/ano) são derivadas de reanálise de dados que (por modelo) não mantém quantidades por longo período. Se esses altos valores forem excluídos, o valor mediano da ET é próximo de 1.220mm/ano±15%, com uma fração evaporativa mediana de ( $FE = ET/P$ ) de 0,54±0,07. A longo prazo, a precipitação total deve ser dividida em escoamento ou evaporação. A tabela 1 mostra

**Tabela 5.1** Equilíbrio hídrico de longo período da bacia do Rio Amazonas de acordo com vários estudos. Estudos marcados por um asterisco (\*) incluem a bacia do Rio Tocantins. Precipitação (P), evapotranspiração (ET), escoamento (E) e desequilíbrio (P – ET – E) são expressos em mm/ano. O coeficiente de escoamento (C = E/P) e a fração evaporativa (FE=ET/P) são variáveis adimensionais.

Estudos	Período	P	E	ET	C	FE	Desequilíbrio
					(E/P)	(ET/P)	P-ET-E
Costa e Foley (1999)*	1976-1996	2160	1106	1679	0,51	0,78	-625
Zeng (1999)	1985-1993	2044	1095	1879	0,54	0,92	-930
Salazar (2004)	1961-1990	2189	940	1248	0,43	0,57	1
Marengo (2004)*	1970-1999	2117	1059	1570	0,5	0,74	-512
Getirana <i>et al.</i> (2014)	1989-2008	2208	1188	1033	0,54	0,47	-13
Carmona (2015)	1982-2008	2266	1163	1189	0,51	0,52	-86
Builes-Jaramillo e Poveda (2018)	1984-2007	2225	965	1248	0,43	0,56	12

estimativas desse equilíbrio produzido pela literatura – com muitas estimativas separando a precipitação uniformemente entre ET e escoamento.

Este capítulo analisa as principais características e os principais mecanismos de grande escala e mesoescala que provocam o clima Amazônico Médio, sua variabilidade interanual e interdecadal e eventos extremos de seca e inundação (seções 5.2 e 5.3). Os efeitos de eventos extremos na dinâmica da vegetação são discutidos na Seção 5.3. Em seguida, o capítulo descreve o particionamento da precipitação em evapotranspiração (Seção 5.4), escoamento, sazonalidade da vazão e dinâmica de várzea (seção 5.5). Finalmente, o papel das várzeas nos ciclos biogeoquímicos é discutido na Seção 5.6.

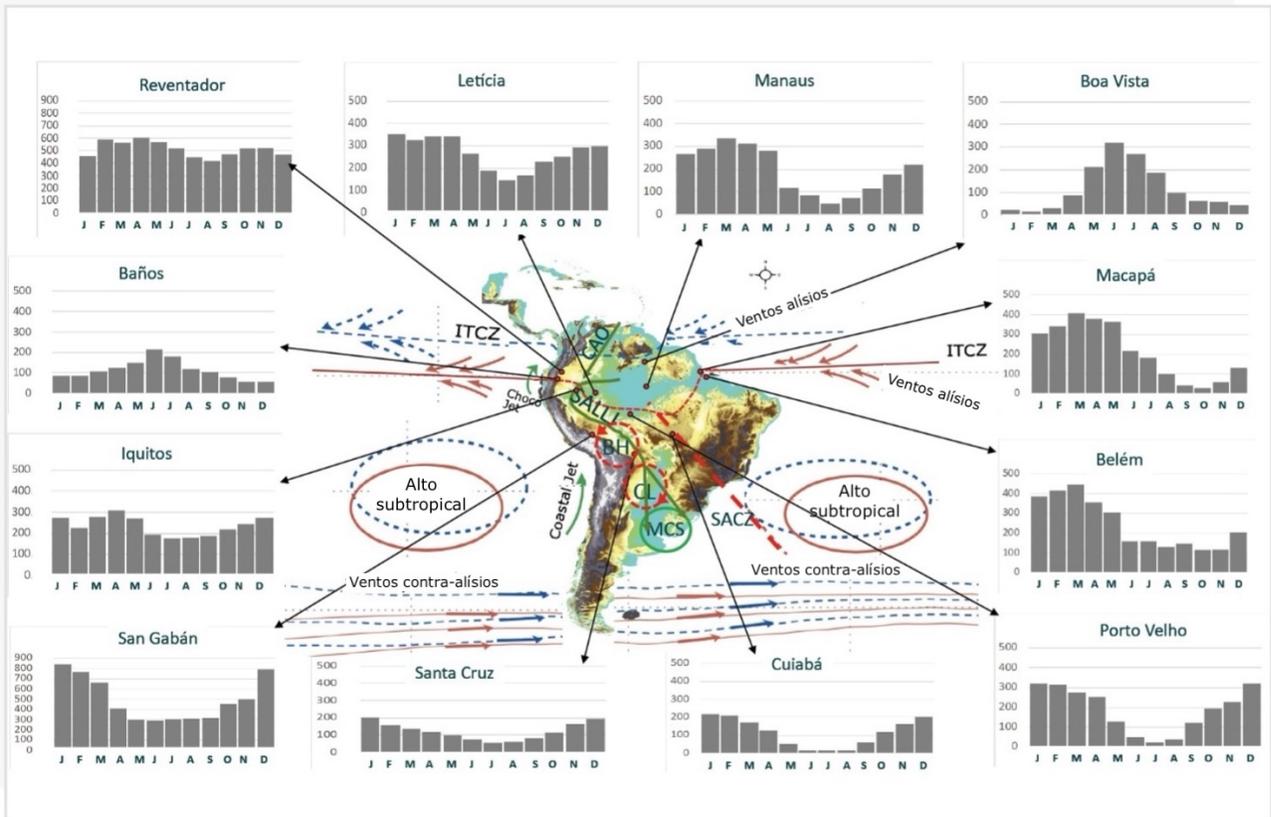
A descrição deste capítulo do sistema de hidroclimático físico da Amazônia também serve como uma introdução às interações biosfera-atmosfera discutidas nos capítulos 6 e 7 e à mudança climática discutido no Capítulo 22. O Capítulo 6 discute a influência do sistema hidroclimático físico nos ciclos biogeoquímicos, enquanto o Capítulo 7 apresenta o papel da floresta tropical na transferência de água e energia desse sistema acoplado biosfera-atmosfera. O Capítulo 22 apresenta a variabilidade em longo

período e as mudanças na temperatura e hidrometeorologia na Amazônia.

## 5.2 Principais características do clima Amazônico

### 5.2.1 Distribuição espacial das variáveis climáticas

*5.2.1. Temperatura do ar* Devido à alta e relativamente constante recepção de radiação solar, a temperatura do ar na Amazônia é praticamente isotérmica, com apenas uma pequena variação durante o ano, exceto na parte Sul (Rondônia, Mato Grosso, Amazônia boliviana e Amazônia do Sul do Peru). As médias anuais mostram temperaturas muito altas na região equatorial Central, superiores a 27-29°C. A amplitude térmica sazonal é 1-2°C, e os valores médios variam de 24°C a 26°C. A cidade de Belém (PA) tem uma temperatura média mensal máxima de 26,5 °C em novembro, e um mínimo de 25,4 °C em março, enquanto Manaus (AM) tem temperaturas extremas em setembro (27,9 °C) e abril (25,8 °C). No inverno austral, as massas de ar frio que produzem geadas no sul e Sudeste do Brasil também podem resfriar o sul e o oeste Amazônico, com quedas significativas de temperatura do ar (Ricarte e Herdies 2014, Viana e Herdies 2018). Perto dos Andes, a média da tem-



**Figura 5.1** Esquema das principais características climatológicas na América do Sul. As linhas azul e vermelha representam junho-julho-agosto (JJA) e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), respectivamente. O ciclo anual de chuvas (barras) é mostrado por estações localizadas em várias partes da região amazônica (em mm), indicadas por pontos. Características da circulação de baixo nível: BCH, Baixa do Chaco; AB, Alta da Bolívia; ZCIT, Zona de Convergência Intertropical; CCM, Sistema Convectivo de Mesoescala; ZCAS, Zona de Convergência do Atlântico Sul; JBNAS, Jato de Baixos Níveis da América do Sul. Fontes de dados de precipitação: INMET e ANA (Brasil), SENAMHI (Peru), SENAMHI (Bolívia) e INAMHI (Equador). A figura é adaptada da Figura 1 do Cai *et al.* (2020). A climatologia é do período 1961-2010.

peratura máxima mensal em Santa Cruz de la Sierra, Bolívia, chega a 26,1°C em setembro e 20°C em junho. Apesar das pequenas flutuações sazonais, amplas oscilações de temperatura (alta amplitude) são típicas do ciclo diurno nesta região, em associação com o tempo das chuvas locais.

**5.2.1.2 Circulação Atmosférica** A circulação atmosférica média na Amazônia é forçada pelo ciclo anual da radiação solar. As principais características da circulação atmosférica são descritas aqui, enquanto as variações solares são descritas na seção 5.3.2.

Perto do Delta do Amazonas, a precipitação máxima é observada durante o verão-outono austral, e os estados de secas predominam durante o inverno (figura 5.1). Isso se deve a alternância de aquecimento dos dois hemisférios e ao ciclo anual associado à migração meridional sazonal da zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Vera *et al.* 2006a). Os ventos alísios provenientes do Atlântico Norte e Sul tropical convergem ao longo da ZCIT e são associados com anticiclones subtropicais no Atlântico Norte e Sul.

A chuva de monções sobre a Bacia Amazônica durante o verão austral fornece umidade para estabelecer uma Zona de Convergência do Atlântico Sul ativa (ZCAS; figura 5.1). O ZCAS é caracterizado por uma faixa convectiva que se estende noroeste-sudeste da Bacia Amazônica até o Oceano Atlântico Sul subtropical. É identificável por nebulosidade persistente e frequentemente parametrizado no verão austral (Ambrizzi e Ferraz 2015). A borda Norte da ZCAS se funde com a Atlântica da ZCIT (Cai *et al.* 2020). Aquecimento diabático na Bacia Amazônica contribui para a formação da Alta da Bolívia (AB) na atmosfera superior (Lakers e Cook 1997). Em escala regional, o transporte de umidade dentro e fora da Bacia Amazônica é fundamental para o regime pluvial, particularmente durante a estação chuvosa. A umidade da Amazônia é exportada para fora da região, transportada pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) a leste dos Andes, interagindo com a Baixa do Chaco (BCH) e contribuindo para a precipitação sobre a Bacia de La Plata, intensificando o Sistema Convectivo de Mesoescala (Marengo *et al.* 2004, Drumond *et al.* 2008, 2014; Arraut *et al.* 2012; Vera *et al.* 2006b, Liebmann e Mechoso 2011, Jones e Carvalho 2018, Gimeno *et al.* 2016, 2020, Jones 2019, Cai *et al.* 2020).

**5.2.1.3 Precipitação** Por se estender em ambos os hemisférios, a Amazônia é caracterizada por vários regimes pluviais devido ao aquecimento alternado de cada hemisfério. Durante um ano "normal", a precipitação na região mostra fases opostas entre os trópicos do Norte e do Sul, com uma estação chuvosa no inverno austral no norte e verão austral no sul. No sul da Amazônia, as chuvas atingem o pico durante o verão austral; na Amazônia central e perto do Delta do Amazonas, atinge o pico no outono austral; e ao norte do Equador, atinge o pico no inverno austral (figura 5.1). A região noroeste equatorial experimenta baixa sazonalidade pluviométrica, com condições úmidas ao longo do ano. Para mais detalhes sobre os regimes de chuvas na Bacia Amazônica, consulte Figueroa e Nobre (1990), Rao e Hada (1990), Rao *et al.* (2016), Espinoza *et al.* (2009a, 2015), Debortoli *et al.* (2015), Marengo e Espinoza (2016), e Cai *et al.* (2020).

O início e o fim da estação chuvosa na Amazônia variam gradualmente do sul ao norte. O final da estação chuvosa é mais regular do que o seu início. A estação chuvosa no sul da Amazônia termina em abril, enquanto no norte termina em setembro. As anomalias da TSM no Pacífico ou no Atlântico Tropical desempenham um papel dinâmico no controle do início e do fim da estação chuvosa (Liebmann e Marengo 2001, Liebmann *et al.* 2007; Arias *et al.* 2015).

## 5.2.2 O papel da ENOS e de outros mecanismos de grande escala

**5.2.1.1 ENOS** O El Niño Oscilação do Sul (ENOS) é a principal causa da variabilidade interanual global nos montantes de água e energia. ENOS extremos representam uma reversão dos padrões típicos da TSM no Pacífico Tropical – El Niño(EN)/La Niña(LN), quando há aquecimento/resfriamento no Pacífico tropical oriental ou centro-oriental. O EN é tipicamente (mas não exclusivamente) acompanhado de seca na região amazônica. Em geral, recentes secas severas sobre a Amazônia resultaram em baixos níveis de água nos rios, um alto risco de incêndios florestais e impactos nos ecossistemas naturais dos rios (Cai *et al.* 2020).

Mudanças na circulação atmosférica durante o EN e seca foram resumidas por Builes-Jaramillo *et al.* (2018A) e Jiménez-Muñoz *et al.* (2019). Anomalias observadas na distribuição vertical do vento zonal e meridional são consistentes com as anomalias da TSM. Durante a seca e os anos do EN, anomalias de subsidência aparecem em áreas com diferenças negativas de precipitação sobre a Amazônia, com convecção e chuvas intensas sobre uma TSM quente na região leste do Pacífico Equatorial. As anomalias de convergência de nível superior observadas durante os anos de seca na América do Sul equatorial tropical (Leste dos Andes) são consistentes com anomalias de subsidência de baixo nível. Isso sugere anomalias nas esferas superior e inferior da Circulação Hadley sobre a América do Sul tropical a leste dos Andes, e da Circulação Walker sobre o Atlântico equatorial. A esfera ascendente da Circulação Walker sobre o Pacífico central oriental é o principal

motor da esfera de subsidência sobre a Bacia Amazônica a leste dos Andes, que se estende até o Atlântico tropical.

Existem diferentes “tipos” de EN dependendo da localização do máximo anomalias quentes sobre o Pacífico tropical, EN do Pacífico Oriental (PO) ou EN do Pacífico Central (PC) (Takahashi *et al.* 2011). Como as circulações de Hadley e Walker são afetadas de forma diferente durante os episódios EN-PO e EN-CP (Zhelez-nova e Gushchina 2017), elas levam a diferentes anomalias de precipitação na América do Sul (Tedeschi e Collins 2017; Sulca *et al.* 2018). Os mecanismos físicos por trás dos diferentes padrões de déficits pluviométricos durante os eventos do EN-PC e PO e o calor no Tropical Norte Atlântico (TNA) são descritos em Jiménez-Muñoz *et al.* (2019). Os anos de EN-PO foram detectados em 1983 e 1998, enquanto os de EN-PC ocorreram em 2010 e 2016 (Sulca *et al.* 2018; Gu e Adler 2019, Gloor *et al.* 2013, 2018).

**5.2.2.2 ODP, OMA, OMJ** Além do ENSO, há duas outras formas de variabilidade interanual e interdecadal com teleconexões que influenciam o clima da Amazônia, a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA). Eles representam mudanças na organização das interações ar-mar que variam em escalas decadais e afetam a superfície do mar, induzindo mudanças posteriores de circulação e precipitação na Amazônia. Para uma definição detalhada dessas formas de variabilidade, consulte o Glossário.

Consistente com a fase positiva do ENOS (EN), as fases positivas da ODP e da OMA corresponderam com à intensificação de anomalias pluviométricas negativas na Amazônia no final de 2015, durante o evento do EN de 2015-16 (Aragão *et al.* 2018). Este achado é consistente com trabalhos anteriores (Kayano e Capistrano, 2014) mostrando que a Oscilação Multidecadal Atlântica (OMA) e o ENOS influenciam as chuvas sul-americanas no final do ano, antes do Pico do EN.

As fases positivas da ODP estão associadas a um aumento da precipitação nas partes central e norte da

bacia e a uma diminuição nas regiões do sul (Gloor *et al.* 2013). Andreoli e Kayano (2005) mostram que os efeitos do EN nas chuvas na América do Sul diferem das fases ODP na Amazônia. Por exemplo, eles mostram anomalias negativas de precipitação para o regime da ODP quente, consistentes com o movimento descendente e a circulação ciclônica sobre o norte da América do Sul e o setor adjacente do Atlântico. Por outro lado, os padrões de circulação relativamente mais fracos nesses setores resultam em anomalias de precipitação de menor magnitude na Amazônia para a fase fria da ODP.

A variabilidade intra-sazonal é particularmente importante durante o inverno austral (Mayta *et al.* 2018). Anteriormente, Souza e Ambrizzi (2006) constataram que a Oscilação de Madden Julian (OMJ) é o principal mecanismo atmosférico que influencia a variabilidade pluviométrica em escalas de tempo intra-sazonais sobre a Amazônia Oriental e durante a estação chuvosa no nordeste do Brasil. Durante a seca de 2005, no entanto, a oscilação intra-sazonal foi mais fraca do que o normal, favorecendo as condições de seca na região. O Atlântico Norte Tropical desempenhou um papel importante nessa seca (Builes-Jaramillo *et al.* 2018).

### 5.2.3 Eventos extremos de seca e inundação

Nos últimos 15 anos, a Bacia Amazônica tem testemunhado extremos climáticos, alguns deles caracterizados como "eventos do século"; secas em 2005, 2010 e 2015-16; e inundações em 2009, 2012, 2014 e 2021. Registros históricos mostram secas anteriores em 1926, 1964, 1980, 1983 e 1998; e inundações em 1953, 1988, 1989 e 1999. Esses eventos têm sido associados as formas de variabilidade climática natural (EN, anomalias do TNA quentes) com fortes impactos nos sistemas naturais e humanos. Algumas das principais cidades amazônicas foram inundadas durante anos de enchentes ou isoladas por níveis extremamente baixos de rios durante as secas. O número de incêndios aumentou durante os anos de seca, liberando carbono, fumaça e fuligem na atmosfera e afetando a população local (Marengo e Espinoza 2016, Gatti *et al.* 2014, Aragão *et al.* 2018, Jiménez-Muñoz *et al.* 2016, 2019). O ano de 1999 e ou-

tros anos chuvosos (1988-89, 2007-2008 e 2011-2012) foram anos de LN (ver Capítulo 22). Vale ressaltar que as secas e inundações não são síncronas e não afetam toda a bacia da mesma forma, como visto nas figuras 5.2 e 5.3.

No geral, as secas afetam o centro norte da Amazônia, mas o padrão espacial difere de um evento de EN para outro e até mesmo de um caso de seca para outro (figura 5.2). Secas na Amazônia têm sido relacionadas a eventos de EN, como em 1912, 1926, 1983, 1997-1998 e 2015-16 (por exemplo, Aceituno 1988; Williams *et al.* 2005, Coelho *et al.* 2013, Marengo *et al.* 2018, Jiménez Muñoz *et al.* 2018, 2019). No entanto, secas severas de 1964 e 2005 foram exceções, indicando a influência ativa da TNA nesses extremos (Marengo *et al.* 2008, Zeng *et al.*, 2008, Builes-Jaramillo *et al.*, 2018b). A seca extrema de 2010 foi relacionada às sucessivas ocorrências de um El Niño no verão austral e uma TNA muito quente na primavera e no verão boreal (Espinoza *et al.* 2011; Marengo *et al.* 2011, Lewis *et al.* 2011, Gatti *et al.* 2014, Andreoli *et al.* 2012). As figuras 5.2 e 5.3 mostram anomalias sazonais da precipitação na América do Sul para os anos de seca e chuvosos, respectivamente. Em cada caso, seja EN ou não, a distribuição geográfica das secas pode diferir, afetando diferenciadamente a Amazônia Sudeste, Central ou Norte e, assim, impactando a hidrologia da região.

#### 5.2.4 Hidrometeorologia e variabilidade Andina-Amazônica

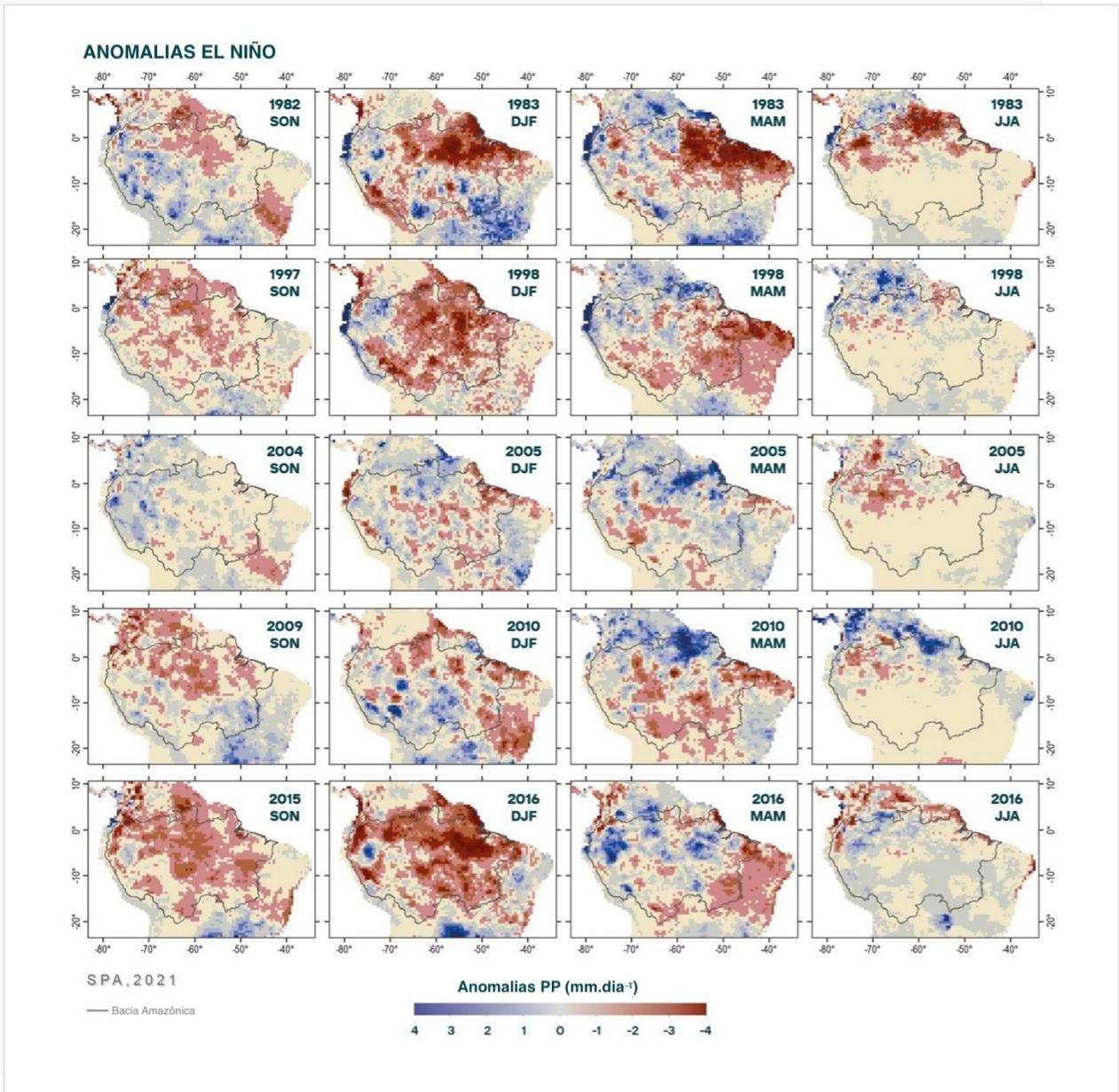
Esta seção tem foco na Amazônia ocidental, incluindo a parte andina da Bacia Amazônica. A região abrange a bacia superior do Madeira na Bolívia, Peru e Brasil; a Bacia Amazonas-Solimões no Peru e Equador; e a Bacia Japurá-Caquetá na Colômbia e no Brasil. Esta região apresenta uma grande variedade de climas montanhosos, incluindo condições úmidas nas florestas nubladas, Páramos e Yungas, e condições secas nas Terras Altas de Punas.

**5.2.4.1 Padrões sazonais** Os ciclos sazonais de chuvas na parte superior das bacias andino-amazônicas da Colômbia e do Equador seguem um regime unimo-

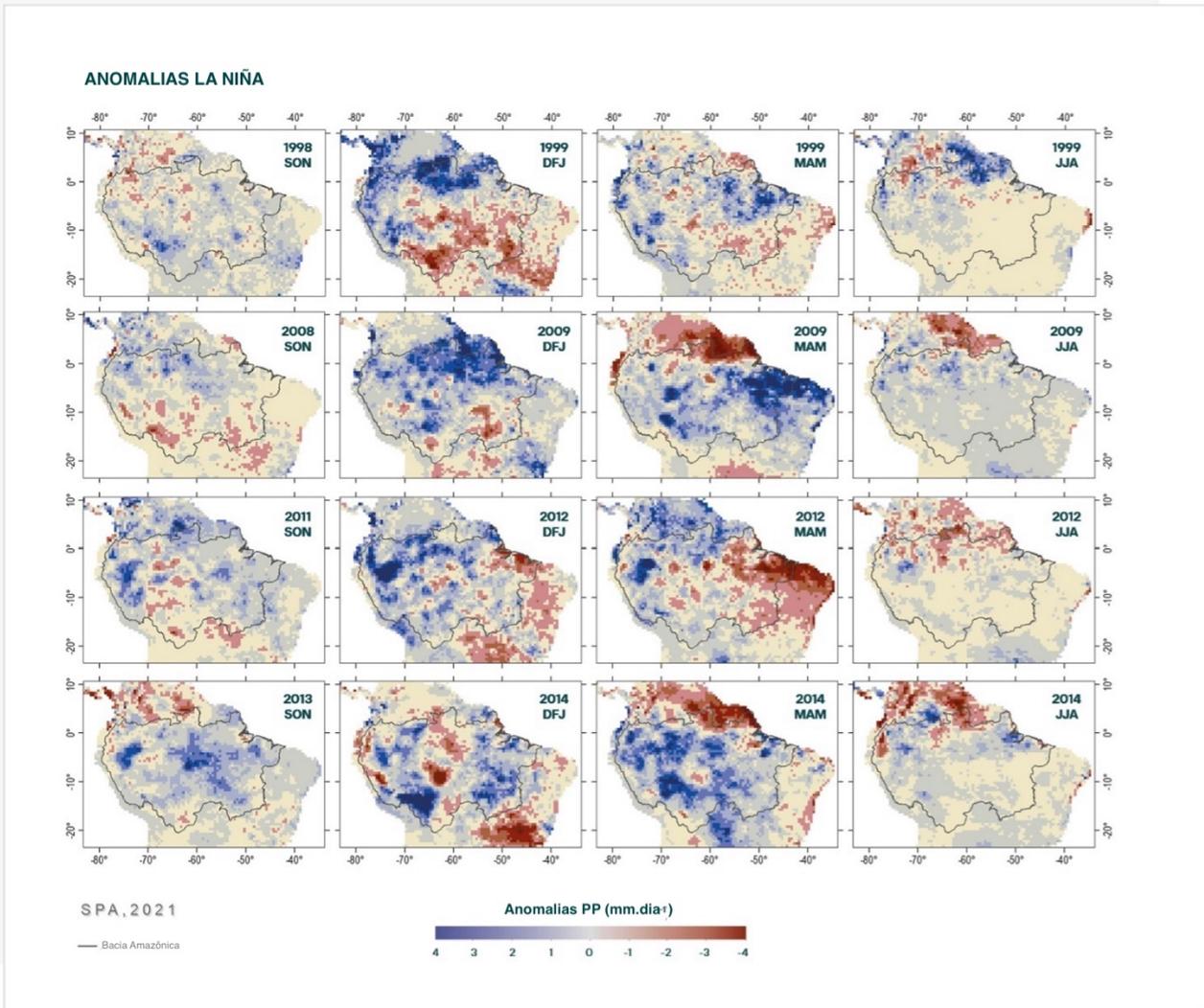
dal com estação chuvosa durante o verão boreal (Laraque *et al.* 2007; Arias *et al.* 2020). Nessas bacias, a vazão dos rios atinge o pico entre maio e julho (por exemplo, rios Napo e Caquetá na figura 5.7), um padrão associado a intensificação da advecção da umidade ocidental para a Bacia equatorial amazônica e elevação geográfica forçada pela topografia andina durante o verão boreal (Rollenbeck e Bendix 2011; Campozano *et al.* 2016).

As bacias andino-amazônicas do Equador exibem um ciclo anual bimodal de precipitação, com pico de vazão observado por volta de março-abril e outubro-novembro na parte superior das Bacias de Napo, Pastaza e Santiago (Campozano *et al.* 2018) (por exemplo, Estação Reventador na figura 5.1). Consequentemente, as terras baixas dessas bacias intra-andinas seguem um ciclo anual bimodal de vazão com picos por volta de junho-julho e outubro-novembro (Laraque *et al.* 2007). Nessas regiões, menos chuvas durante o verão boreal estão associadas à subsidência atmosférica que inibe a atividade convectiva (Campozano *et al.* 2016; Segura *et al.* 2019).

Nas bacias tropicais andino-amazônicas do Sul (principalmente ao sul de 8°S), a estação seca ocorre em junho-agosto e a estação chuvosa em dezembro-março, ligada à fase madura do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e ao movimento meridional da ZCIT. As vazões dos rios sobre essas bacias mostram ciclos unimodais com pico em torno de janeiro e março (por exemplo, rios Beni, Ucayali e Huallaga na figura 5.7; e estações Santa Cruz e San Gabán na figura 5.1) (Espinoza *et al.* 2011; Lavado-Casimiro *et al.* 2012; Molina-Carpio *et al.* 2017). A sazonalidade das chuvas é particularmente forte na parte superior e mais seca das bacias andino-amazônicas (geralmente acima de 3.000m), onde cerca de 75% do total anual de precipitação é observado entre novembro e março (~100 mm/mês), impulsionado pelo transporte ascendente de umidade da Amazônia em direção às montanhas (Garreaud *et al.* 2009). Ventos leste na troposfera superior (200-300 hPa) também favorecem fluxos de umidade da Amazônia para os Andes em diferentes escalas de tempo (Garreaud *et al.* 2009; Segura *et al.* 2020).



**Figura 5.2** Padrões espaciais de anomalias de precipitação durante as estações DJF, MAM, JJA e SON para anos de seca na Amazônia. Estes são para diferentes ENs fortes e TNA quentes. Anomalias de precipitação foram obtidas a partir do conjunto de dados CHIRPSv2.0 usando o período de referência 1981-2010. Um contorno preto marca a Bacia Amazônica. Adaptado de Jiménez-Muñoz et al. (2021; ©RMets).



**Figura 5.3.** O mesmo da figura 5.2, mas para episódios chuvosos (2019; ©RMetS).

A maioria dos afluentes andinos da Amazônia escoam para dois rios principais, o alto Rio Madeira (principalmente da Bolívia e do Sul do Peru Amazônico) e o Rio Amazonas-Solimões (predominantemente da Amazônia peruana e equatoriana) (figura 5.7). Na estação de Porto Velho, a bacia do Rio Madeira estende-se por 975.500 km<sup>2</sup>, dos quais 23% estão nos Andes. A vazão anual média em Porto Velho é estimada em 18.300 m<sup>3</sup>/s, com valores de pico em torno de 36.000 m<sup>3</sup>/s de março a abril e baixas de cerca de 5.000 m<sup>3</sup>/s de setembro a outubro (Molina-Carpio et

al. 2017) (figura 5.7). Na estação de Tabatinga, a bacia do Rio Amazonas-Solimões se estende por 890.300 km<sup>2</sup>, dos quais ~40% estão nos Andes. A vazão anual média em Tabatinga é estimada em 38.000 m<sup>3</sup>/s, com valores de pico em torno de 51.000 m<sup>3</sup>/s de abril a maio e baixos em torno de 20.000 m<sup>3</sup>/s em setembro (Lavado-Casimiro et al. 2012) (figura 5.7).

**5.2.4.2 Variabilidade interanual e extremos** Na região andina-amazônica, um déficit pluviométrico (ex-

cesso) durante o verão austral é frequentemente associado aos eventos de El Niño e La Niña (Poveda *et al.* 2006; Espinoza *et al.* 2011). No entanto, diferentes padrões ocorrem nas partes superiores e inferiores das bacias andino-amazônicas (Arango-Rueda e Poveda 2019). Estudos recentes também relataram diferentes anomalias de precipitação para os tipos de El Niño Centro-Pacífico e Leste-Pacífico (Lavado-Casimiro e Espinoza 2014; Sulca *et al.* 2018; Navarro-Monterroza 2019). Em geral, o El Niño do Pacífico Central (La Niña) é associado a déficits de precipitação (excessos) na parte superior da bacia (as regiões andinas da Colômbia, Equador e Peru). Essas anomalias são mais fracas durante os eventos de El Niño (La Niña) do Pacífico Oriental. Em contraste, na Bacia superior do Madeira, anomalias de precipitação são mais fortes durante o El Niño do Pacífico Oriental.

Em escalas de tempo sazonais, as anomalias de precipitação na bacia andino-amazônica variam de  $\pm 0,5$  a  $\pm 2,0$  mm/dia e podem persistir por períodos de vários meses (Sulca *et al.*, 2018; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2021). Durante o outono austral, inverno e primavera, as anomalias de precipitação na região andino-amazônica estão principalmente relacionadas à variabilidade do TSM no TNA, que é a principal fonte de umidade atmosférica para a região andino-amazônica (Árias *et al.* 2015; Hoyos *et al.* 2017; Poveda *et al.* 2020). Anomalias de TNA quentes estão associadas com o aumento da precipitação na Colômbia e na Venezuela, relacionados ao aumento do transporte de vapor de água atmosférico do Atlântico tropical e do mar do Caribe em direção ao norte da América do Sul (por exemplo, Árias *et al.* 2020). Nas regiões andino-Amazônicas do Equador, Peru e Bolívia, as condições quentes na TNA estão relacionadas aos déficits pluviométricos, associados à redução da advecção da umidade do Oceano Atlântico e ao aumento da subsidência atmosférica sobre a Amazônia Central e do Sul (Silva *et al.* 2008, Espinoza *et al.* 2019a; Jiménez-Muñoz *et al.* 2021).

Como resultado de anomalias de precipitação, eventos hidrológicos extremos nas bacias andino-amazônicas foram associados a eventos El Niño/La Niña ou a anomalias de TSM no TNA. O período chuvoso

muito incomum do Verão Austral de 2014, originário das encostas orientais dos Andes peruanos e bolivianos, foi associado a anomalias quentes no Oceano Pacífico-Índico ocidental e sobre o Oceano Atlântico Sul subtropical (Espinoza *et al.* 2014). As condições chuvosas na Amazônia boliviana durante o verão austral de 2014 foram sobrepostas às ondas de inundação vindas das principais sub-bacias, produzindo grandes inundações na região naquele mesmo ano (Ovando *et al.* 2016). Isso também estava relacionado a sistemas de bloqueio atmosférico de longa duração durante janeiro e fevereiro de 2014 sobre o sudeste do Brasil, o que acabou causando a seca em São Paulo durante o verão austral de 2014. Na parte superior dos rios Inter-Andinos das bacias amazônicas, as inundações são frequentemente desencadeadas por tempestades intensas e/ou derretimento acelerado das geleiras durante a primavera-verão austral (Huggel *et al.* 2015).

### **5.3 A convecção Amazônica e as Circulações de Mesoescala**

#### **5.3.1 Natureza da convecção Amazônica**

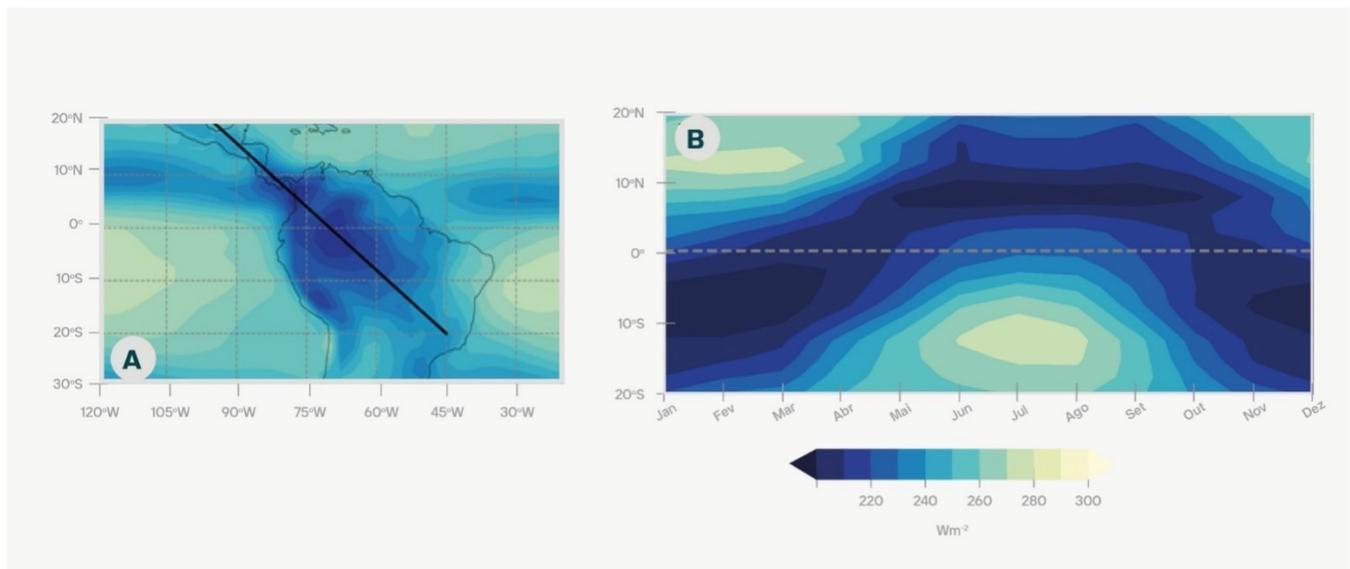
A convecção atmosférica profunda é própria do trópico em associação com o ramo ascendente das Células Hadley-Walker. O movimento ascendente se estende de perto da superfície até acima do nível de 500 hPa, atingindo o nível de convecção livre (NCL) onde a convecção flutuante começa. Em grande escala ( $>1.000$  km), mudanças sazonais no contraste térmico entre a América do Sul tropical e o Oceano Atlântico modulam a circulação do vento, que suprime a energia disponível e a instabilidade da umidade sobre a Bacia Amazônica (Vera *et al.* 2006a). Estas características provêm a energia potencial convectiva disponível, a instabilidade de umidade bruta, e o movimento de elevação essenciais para produzir a convecção atmosférica profunda (Garstang *et al.* 1994; Cohen *et al.* 1995; Zhou e Lau 1998). De regional (100-1.000 km) para escala local ( $<100$ km), a convecção amazônica também está relacionada à temperatura do bulbo úmido da superfície terrestre, geralmente acima de  $22^{\circ}\text{C}$  (Eltahir e Pal 1996), que é intimamente determinada pela umidade da superfície e fluxos de calor sensíveis e latentes da superfície terrestre local (Fu *et al.* 1999).

A convecção atmosférica profunda contribui com cerca de 80% da precipitação anual total na Bacia Amazônica, enquanto apenas 20% da precipitação anual está associada aos sistemas locais (Greco *et al.* 1990). Mudanças sazonais na convecção estão relacionadas a mudanças na umidificação da camada limite planetária (CLP) e mudanças na temperatura no topo da CLP (Fu *et al.* 1999; Liebmann e Marengo 2001). No entanto, no noroeste da Amazônia, a convecção profunda é particularmente intensa durante todo o ano porque a superfície terrestre mais quente fornece um perfil atmosférico altamente instável. Além disso, a forma côncava dos Andes induz uma convergência de baixo nível sobre o noroeste da bacia amazônica, o que está relacionado à alta precipitação anual (>3.000 mm) nesta região (Figueroa e Nobre 1990; Espinoza *et al.* 2009b). Como a convecção profunda sobre a Amazônia está relacionada a uma forte liberação de calor latente, a Bacia Amazônica é uma importante fonte de energia. Através das ondas equatoriais Kelvin e Rossby e suas interações com a orografia, a Amazônia modula as principais estruturas regionais da circulação atmosférica na América do Sul (Silva Dias *et al.* 1983; Figueroa *et al.* 1995; Junquas *et al.* 2015).

### 5.3.2 Variações solares

Após a migração sazonal do máximo de radiação solar, a principal zona de aquecimento migra do extremo norte da América do Sul (incluindo o norte da Bacia Amazônica) no inverno austral para o centro e sul da Amazônia no verão austral (Horel *et al.* 1989). Consequentemente, a atividade convectiva e o aumento da precipitação mostram um deslocamento sazonal seguindo a migração da zona de calor (ver seção 5.2.1). A figura 5.4 mostra a evolução espacial e temporal da radiação de ondas longas emitida (ROL) na América do Sul tropical, intimamente relacionada a variação solar e ao desenvolvimento da convecção profunda.

O aquecimento alternado dos dois hemisférios modula o deslocamento sazonal da ZCIT, incluindo sua parte Amazônica (figura 5.1) e o ramo ascendente das células Hadley-Walker, que é associado com a precipitação máxima sobre a Bacia Amazônica equatorial. Sobre esta região, a radiação solar atinge o pico nos equinócios (figura 5.4), e o nordeste da Bacia Amazônica demonstra a precipitação máxima no outono austral, com picos em abril e maio. No entanto, em algumas regiões da Amazônia equatorial



**Figura 5.4** (A) 1974-2019 valores anuais médios de radiação de ondas longas emitida (ROL, em  $w \cdot m^{-2}$ ) sobre a América do Sul tropical. (B) Diagrama de latitude Temporal da climatologia mensal do ROL (1974-2019) em média em uma faixa longitudinal de  $10^\circ$  centrada na linha preta sobre a América do Sul tropical mostrada em (a). Adaptado de Horel *et al.* (1989). Dados ROL interpolados fornecidos pelo NOAA/OAR/ESRL PSL ([HTTPS://PSL.NOAA.GOV](https://psl.noaa.gov) Liebman e Smith (1996).

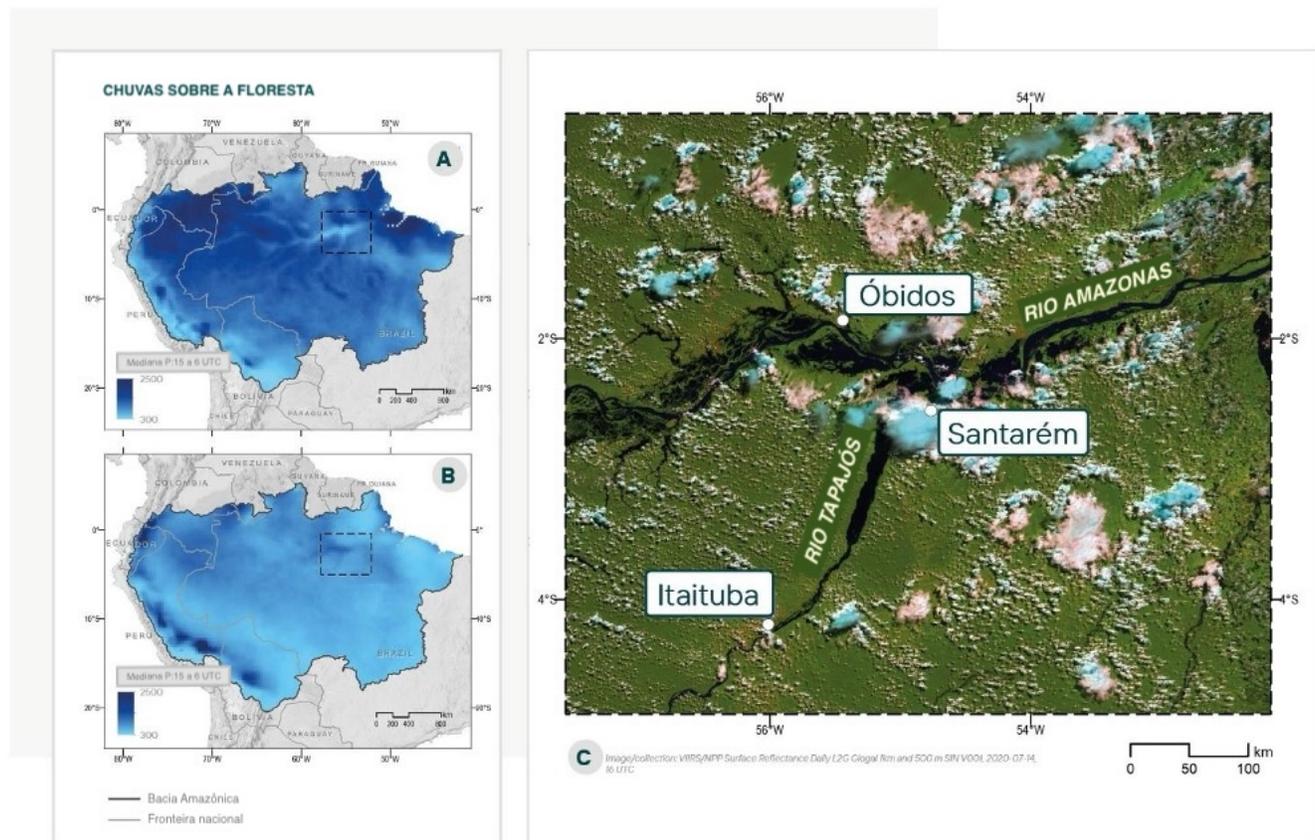
ocidental, a estação chuvosa ocorre durante o outono austral e a primavera (ver secção 5.2.1). Na primavera austral, o aquecimento de superfície por radiação solar é mais elevado sobre o centro e sul da Amazônia (ao sul de 5°S), onde a convecção profunda aparece. No fim de novembro, a convecção profunda acontece sobre a maior parte da Bacia Amazônica, principalmente de 5°s a 20°S, mas ainda é ausente na Bacia Amazônica Oriental e no nordeste do Brasil (Horel *et al.* 1989; Zhou e Lau 1998).

No pico do verão austral, seguindo a migração do Sol para o sul, calor e atividade convectiva se movem em direção às terras altas subtropicais. A precipitação atinge o pico sobre os Andes centrais e o sul da Bacia Amazônica durante esta temporada. O contraste térmico entre o continente determina a configuração SMAS (Marengo *et al.* 2012). A fase madura

dos SMAS (tipicamente do final de novembro ao final de fevereiro) exibe quatro características dominantes (Seção 5.2.1 e figura 5.1): (i) um anticiclone localizado sobre a Bolívia em 200-300 hPa (a Alta da Bolívia); (ii) a ocorrência de altas temperaturas sobre a superfície do Oceano Atlântico antes do início da estação chuvosa no sul da Amazônia; (iii) uma faixa orientada noroeste-sudeste de nebulosidade máxima sobre o sudeste do continente, o ZCAS; e (iv) a intensificação do JBNAS para o leste dos Andes (ver revisão em Espinoza *et al.* 2020).

### 5.3.3 Circulações da brisa da floresta e da brisa do rio

As brisas da floresta e do Rio são circulações de mesoescalas (10-100km) perto de grandes rios. Eles resultam de diferenças nos fluxos de calor sensível e latente entre a terra quente e a água fria durante o



**Figura 5.5** Precipitação estimada em TRMM 3B42 entre (A) 15 a 06 UTC e (B) 06 e 15 UTC. Adaptado de Paiva *et al.* (2011). (C) Imagem do sensor VIIRS (Suíte Radiômetro de Imagem Infravermelho visível) em cor verdadeira correspondente a 14 de julho de 2020 às 16:48 UTC sobre a confluência dos Rios Tapajós e Amazonas (caixa preta pontilhada em a e b). Por NOAA/OAR / ESRL PSL (<https://psl.noaa.gov> Liebman e Smith 1996).

dia, o que produz um contraste de pressão horizontal. Este mecanismo aumenta a nebulosidade sobre a terra durante o dia, enquanto o céu claro predomina sobre a água. O oposto ocorre durante a noite. Na Bacia Amazônica, as zonas de convergência levam a intensificação das chuvas sobre as florestas longe dos grandes rios e a atividade convectiva é reduzida próximo dos rios (por exemplo, Paiva *et al.* 2011; figura 5.5).

Vários estudos descrevem a brisa do rio na Amazônia central, usando ambas abordagens de observação e modelagem (exemplo, Ribeiro e Adis 1984; Garstang e Fitzjarrald 1999; Cutrim *et al.* 2000). Perto da confluência entre os rios Amazonas e Tapajós (figura 5.5), pluviômetros próximos a grandes rios mostram menos chuvas convectivas à tarde. Ainda assim, esse déficit é mais do que compensado por chuvas noturnas adicionais (Fitzjarrald *et al.* 2008). Perto de Manaus, dos Santos *et al.* (2014) mostram que a brisa do rio e seu impacto no transporte de umidade são mais evidentes durante a estação seca. Os autores mostram que os ventos distantes dos rios são frequentes pela manhã e à tarde, transportando ar úmido dos rios para a cidade de Manaus. Em contraste, os ventos que sopram em direção aos rios são observados principalmente à noite.

Brisas do rio afetam o transporte de umidade (Silva Dias *et al.* 2004) e padrões locais de precipitação. Paiva *et al.* (2011) mostraram uma redução acentuada nas chuvas sobre o Rio Solimões no Amazonas e ao longo da maioria dos afluentes Amazônicos. Como as estações meteorológicas costumam estar localizadas perto de grandes rios (onde a maioria das cidades amazônicas estão situadas), pluviômetro-estimativas derivadas da precipitação amazônica podem ser influenciadas pela brisa do rio (Silva Dias *et al.* 2004; Paiva *et al.* 2011).

### 5.3.4 Brisa do mar e circulações costeiras

O sistema de brisa marítima ocorre em locais costeiros devido à propagação do ar marinho frio para áreas interiores. Este sistema é iniciado quando a superfície da terra aquece mais rápido do que a su-

perfície do mar (geralmente sob condições de céu relativamente claro). O contraste térmico cria uma força de gradiente de pressão direcionada do mar para terra, fazendo com que uma camada fina de ar marinho se mova para o interior (Miller *et al.* 2003).

Sobre a parte mais oriental da Bacia Amazônica, a presença de inúmeras baías, rios, lagos e o Oceano Atlântico criam o ambiente ideal para a formação de circulações locais, que modulam o tempo e o clima regionais (Souza Filho 2005, Planchon *et al.* 2006; Germano e Oyama 2020). Os principais padrões de circulação das brisas costeiras e da baía sobre essa região foram descritos em outros lugares, baseados em estudos observacionais e de modelagem (por exemplo, Silva Dias *et al.* 2004; Germano *et al.* 2017; Wanzeler 2018). Em Belém (na Bacia Amazônica oriental), a brisa da baía começa de manhã e no início da tarde. É caracterizada por significativa mudanças na direção do vento de sul para norte (Matos e Cohen 2016) e é associado à presença de nebulosidade estacionária. Picos de precipitação durante a temporada de abril a maio coincidem com a atividade máxima da brisa marítima, que interage com os ventos alísios do Oceano Atlântico para produzir sistemas de tempestades conhecidos como linhas de instabilidade (Kousky 1980; Silva Dias 1987; Cohen *et al.* 1995).

As linhas de instabilidade são tempestades multicelulares que se propagam no interior da Bacia Amazônica por mais de 1000 km a velocidades de 50-60 km h<sup>-1</sup> (Garstang *et al.* 1994; Greco *et al.* 1994). Na mesoescala, as linhas de instabilidade são caracterizadas pela advecção da umidade produzida por uma brisa marítima, um jato de leste forte e profundo de baixo nível e uma fonte de calor na Amazônia central e ocidental (Cohen *et al.* 1995). Jatos fortes tendem a propagar as linhas de instabilidade em altas velocidades, com um tempo de vida mais longo e maior desenvolvimento de nuvens, formando tempestades com fortes correntes ascendentes e descendentes, bem como raios. Correntes descendentes e raios, por sua vez, causam distúrbios que afetam a dinâmica do ecossistema, conforme descrito na seção 3.6.

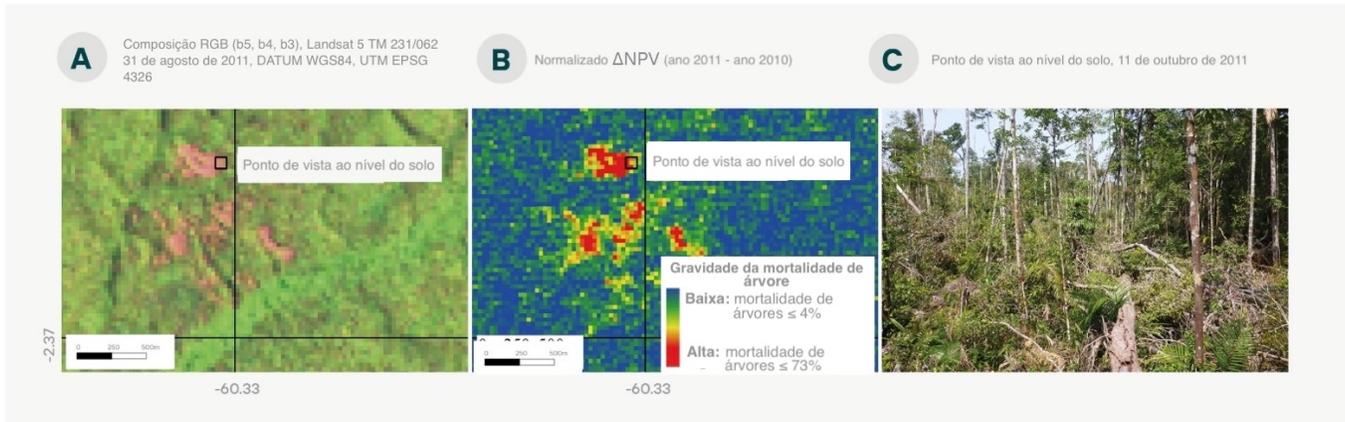
### 5.3.5 Circulações orográficas induzidas e distribuição espacial de chuvas na região Andino-Amazônica

A hidrometeorologia andino-amazônica é caracterizada por interações entre circulação atmosférica regional, contraste de temperatura terras baixas-terras altas e a complexa topografia andina (por exemplo, Houze 2012; Roe 2005; Barry 2008). Além disso, a circulação atmosférica regional sobre a América do Sul é diretamente influenciada pela orografia andina, particularmente em níveis baixos (Figueroa *et al.* 1995). Na região andino-amazônica, o JBNAS e o jato Llanos (ou *Corriente de Los Andes Orientales*, CAO) são fortemente controlados pela presença dos Andes, que atua como uma barreira a oeste, e a Bacia Amazônica a leste (por exemplo, Marengo *et al.* 2004; Jiménez-Sánchez *et al.* 2019). Esses LLJs são elementos chave da circulação atmosférica Sul-Americana pois transportam vasta quantidade de umidade ao longo de grandes distâncias meridionais em todo o leste dos Andes. De fato, o fluxo oriental do CAO atinge o piedmonte oriental dos Andes como a perna mais ao norte do JBNAS (Espinoza *et al.* 2020; Poveda *et al.* 2020).

Em escala local, a orografia andina pode influenciar a circulação atmosférica através de processos mecânicos e térmicos. O ciclo diurno de insolação gera ventos termicamente impulsos, como ventos anabáticos (sobe a encosta quente) e catabáticos (desce a encosta fria) devido ao aquecimento radiativo da superfície durante o dia e resfriamento radiativo durante o final da tarde e da noite, respectivamente (por exemplo, Wallace e Hobbs 2006; Junquas *et al.* 2018). Além disso, os ventos catabáticos das terras altas andinas podem desencadear sistemas convectivos de mesoescala (CCM) sobre a região de transição andino-amazônica (Trachte *et al.* 2010a, B; Kumar *et al.* 2020). Sobre esta região, CCMs grandes e médios estão geralmente relacionados a episódios chuvosos, amplificado pela elevação orográfica da advecção de umidade do JBNAS (por exemplo, Giovannettone e Barros 2009; Romatschke e Houze 2013). Consequentemente, o ciclo diurno de precipitação montanhosa está associado a características complexas relacionadas às circula-

ções atmosféricas locais (Poveda *et al.*, 2005; Junquas *et al.*, 2018). Por exemplo, nas encostas orientais dos Andes tropicais, as maiores taxas de precipitação são observadas à noite devido ao vento e ao transporte de umidade (figuras 5.5 a e b). Estudos observacionais e de modelagem mostraram que vales inter-andinos também geram canalização mecânica do fluxo de umidade, o que poderia contribuir para a umidade e as chuvas sobre os Andes tropicais, onde geleiras, Agricultura e segurança alimentar dependem da precipitação. Isso inclui regiões como La Paz, Cuzco e os vales Mantaro (Egger *et al.* 2005; Junquas *et al.* 2018; Saavedra *et al.* 2020). A atividade convectiva forçada pelos Andes também gera reversões súbitas do estágio do rio na Amazônia ocidental (por exemplo, próxima a Iquitos, Peru), onde a agricultura ribeirinha está intimamente relacionada ao ciclo hidrológico anual (Figueroa *et al.*, 2020).

As interações entre a circulação atmosférica de grande escala e as circulações orográficas descritas acima contribuem para a alta variabilidade espacial da precipitação sobre a região andes-amazônica. Estudos descrevem uma relação complexa entre altitude e precipitação, que produz um forte gradiente de precipitação espacial associado à exposição de barlavento ou sotavento da estação de chuva ao vento úmido dominante (Bookhagen e Strecker 2008; Espinoza *et al.* 2009b, Rollenbeck e Bendix 2011). As maiores taxas de precipitação na Bacia Amazônica (6.000–7.000 mm/ano) são geralmente observadas em cerca de 400-2.000m na Bacia Amazônica da Colômbia, Equador, Peru e Bolívia (Poveda *et al.* 2014; Espinoza *et al.* 2015; Chávez e Takahashi 2017) (por exemplo, estação de San Gabán na figura 5.1). Como resultado dessas características pluviais, as bacias andinas apresentam o maior escoamento por unidade de área da bacia do Rio Amazonas (Moquet *et al.* 2011; Builes-Jaramillo e Poveda 2018), e os rios andinos drenam sedimentos, poluentes e nutrientes rio abaixo para as planícies amazônicas (McClain e Naiman 2008; Vauchel *et al.* 2017). Por sua vez, as terras baixas da Amazônia exportam vapor de água e nutrientes para os Andes através dos ventos alísios carregados de umidade, que faz parte de uma forte interação entre o sistema hidroclimá-



**Figura 5.6** Blowdown florestal (área total de 91 ha) em 2011 na Amazônia Central, Brasil. Blowdowns podem ser identificados em imagens de satélite por características geométricas e espectrais, como defuse shape e alta refletância infravermelha de ondas curtas, indicando vegetação não fotossintética (VNF) resultante de danos generalizados em árvores e mortalidade (a). A gravidade da mortalidade das árvores associada pode ser estimada usando normalizado  $\Delta$ VPL (blowdown – ano anterior) combinado com mortalidade das árvores medidas em campo (B). Borda do blowdown florestal/florestal primária menos de seis meses após a perturbação, com derrubada, sobrevivente e rebrota de árvores (C). Por NOAA/OAR / ESRL PSL (<https://psl.noaa.gov/>) Liebman e Smith (1996).

tico Amazônia-Andes (por exemplo, Staal *et al.* 2018; Weng *et al.* 2018, Espinoza *et al.* 2020).

### 5.3.6 O papel dos eventos climáticos extremos na dinâmica dos ecossistemas

Pelo menos dois tipos de eventos climáticos extremos afetam a dinâmica do ecossistema e o ciclo natural do carbono. Primeiro, tempestades severas associadas a linhas de instabilidade podem propagar fortes correntes descendentes (Fujita 1990, 1981, Garstang *et al.* 1998) que causam blowdowns florestais (Nelson 1994, Garstang *et al.* 1998, Negrón-Juárez *et al.* 2010, Espírito Santo *et al.* 2010), afetando a estrutura florestal e a composição das espécies (Marra *et al.* 2014, Rifai *et al.* 2016, Magnabasco Marra *et al.* 2018, Chambers *et al.* 2009). Segundo, o raio é um mecanismo de perturbação frequente que pode propagar fogo e matar árvores diretamente (Gora *et al.* 2020, Yanoviak *et al.* 2020, McDowell *et al.* 2018, Foster, Knight e Franklin 1998). A frequência dos raios está positivamente associada com a densidade de grandes árvores e estoques de biomassa em florestas tropicais (Gora *et al.* 2020). Na Amazônia, isso é importante nas zonas de transição sul e leste entre florestas e savanas, mas também no estado de Roraima (Gora *et al.* 2020).

**5.3.6.1 Tempestades severas, blowdowns e impactos na dinâmica dos ecossistemas florestais** O vento é uma das principais causas de distúrbios nas florestas em todo o mundo, com impactos que variam de pequenas perdas de folhas a mortalidade generalizada de árvores (Mitchell 2013). Na Amazônia, tempestades convectivas podem gerar fortes ventos de correntes descendentes e chuvas extremas (por exemplo, 26-41m s<sup>-1</sup> e 30mm h<sup>-1</sup>, respectivamente) (Garstang *et al.* 1998; Fujita *et al.* 1990; Negrón-Juárez *et al.* 2010) que podem derrubar fragmentos de florestas variando em tamanho de <2 ha (Negrón-Juárez *et al.* 2011) para >3.000 ha (Nelson *et al.* 1994). Grandes blowdowns podem ser associados com linhas de instabilidade (Negrón-Juárez *et al.* 2010; Araujo *et al.* 2017). Blowdown florestais podem ser detectados com imagens de sensoriamento remoto porque criam um grande contraste em padrões geométricos e de refletância entre as imagens adquiridas antes e depois do evento (figura 5.6A).

Blowdowns ocorrem em toda a Bacia Amazônica, com a maior frequência na região noroeste (Nelson *et al.* 1994; Negrón-Juárez *et al.* 2018; Espírito-Santo *et al.* 2010). Na Amazônia Central, perto de Manaus, os blowdowns ocorrem principalmente durante a transição da estação seca para a chuvosa (Negrón-Juárez *et al.* 2017). A distribuição de tamanho dos

blowdowns segue uma lei de poder (Negrón-Juárez *et al.* 2018; Chambers *et al.* 2009), resultando em um mosaico de manchas florestais em diferentes estágios sucessionais (câmaras *et al.* 2013). Por causa de sua maior frequência, manchas de tamanho relativamente pequeno dominam a paisagem.

Os danos e a mortalidade das árvores ocorrem quando as cargas de vento e chuva excedem a estabilidade mecânica das árvores, levando a rachaduras e desenraizamentos (Ribeiro *et al.* 2016; Peterson *et al.* 2019). Na Amazônia, ventos e chuvas interagem com diferentes tipos de florestas que podem abrigar mais de 280 espécies de árvores em um único hectare (de Oliveira *et al.* 1999). Nessas florestas heterogêneas, a mortalidade por tempestades pode ser controlada por fatores bióticos e abióticos (por exemplo, nas espécies e através da topografia), com áreas gravemente danificadas experimentando até 90% de mortalidade por árvores (Magnabasco Marra *et al.* 2014; Rifai *et al.* 2016) (Figura 5.6B). A floresta pode perder sua estrutura típica de dossel fechado e acumular grandes quantidades de detritos de madeira no chão da floresta (figura 5.6C). Esse gradiente de tamanhos de lacunas e recursos/nichos disponíveis tem consequências relevantes para os padrões regionais de dinâmica florestal, biodiversidade e ciclos biogeoquímicos.

A mortalidade arbórea pode ser seletiva e depende das características das espécies e das características individuais (Ribeiro *et al.* 2016; Magnabasco *et al.* 2014; Rifai *et al.* 2016). A rachadura e o desenraizamento de grandes árvores individuais podem derrubar vizinhos, alterando o número e a distribuição do tamanho das árvores e reduzindo a biomassa de suporte. As taxas de mortalidade entre as árvores sobreviventes são maiores nos primeiros anos após o evento, retardando a recuperação da biomassa. A rebrota e o crescimento das árvores sobreviventes contribuem pouco para a recuperação da biomassa, o que pode levar décadas (Magnabasco Marra *et al.* 2018). As trajetórias de recuperação diferem com a gravidade da mortalidade. No entanto, mesmo as baixas severidades desencadeiam a sucessão secundária, com substancial renovação de espécies e dinâmica distintas daquelas observadas em peque-

nas lacunas de queda de árvores e desmatamento de florestas por humanos (câmaras *et al.* 2009b; Magnabasco Marra *et al.* 2014, 2018). O carbono orgânico do solo também pode aumentar em função da gravidade do blowdown devido à matéria orgânica em decomposição disponível a partir de detritos de madeira (dos Santos *et al.* 2016).

Blowdowns também podem promover a diversidade de árvores, fornecendo nichos para uma coorte diversificada de espécies que diferem amplamente em seus requisitos e estratégias de recrutamento (Magnabasco *et al.* 2014; Chambers *et al.* 2009). No entanto, a composição funcional alterada indica que blowdowns podem afetar a resiliência dos estoques de biomassa, favorecendo as espécies de madeirama com vida útil mais curta, que também são mais vulneráveis a distúrbios futuros (Magnabasco Marra *et al.* 2018; Trumbore *et al.* 2015). Os impactos dos blowdowns podem ser mais pronunciados em florestas secundárias e fragmentadas com composição e estrutura alteradas e uma proporção relativamente maior de bordas expostas (Silvério *et al.* 2019; Schwartz *et al.* 2017). Esse aspecto é crucial, pois são responsáveis por grandes áreas das florestas remanescentes em regiões altamente desmatadas da Amazônia (Brando *et al.* 2014; Hansen *et al.* 2013).

A pesquisa se concentrou em detectar blowdowns e quantificar seus impactos locais a regionais na composição das espécies, e estrutura e dinâmica florestal. No entanto, os efeitos dos blowdowns no funcionamento da floresta em escala ambiental ainda são pouco compreendidos. Avaliação da frequência de retorno dos distúrbios e as taxas de recuperação de biomassa e composição funcional em diferentes regiões é fundamental para compreender as variações no equilíbrio de carbono em escalas espaciais mais amplas. As projeções de mudanças climáticas indicam que a frequência e a intensidade das tempestades convectivas podem aumentar na Amazônia (Negrón-Juárez *et al.* 2017; McDowell *et al.* 2018; IPCC Mudança Climática 2014). Determinar os possíveis limites de gravidade de perturbação sob esses regimes de perturbação móvel é, portanto, crucial, uma vez que afetará a vulnerabilidade e resiliência futuras da floresta amazônica (Trumbore *et al.* 2015;

Turner *et al.* 2010). Os efeitos dos blowdowns florestais em outros táxons permanecem sem avaliação na Amazônia.

*5.3.6.2 Raios, incêndios naturais e impactos na estrutura da vegetação e na distribuição do bioma* O raio é um fenômeno impressionante e comum na Amazônia devido aos sistemas meteorológicos que ocorrem lá, como as linhas de instabilidade e o ZCAS. Incêndios naturais podem acontecer quando tempestades elétricas se desenvolvem em condições onde a vegetação está seca, especialmente quando o raio de nuvem-terra é acompanhado por pouca precipitação (convencionalmente  $\leq 2,5$  mm) (Viegas 2012; Nauslar *et al.* 2013). Esse fenômeno, conhecido como "raio seco" ou "tempestade seca", também acontece quando a chuva evapora antes de atingir o solo, se uma tempestade se move rapidamente ou se um raio de nuvem-terra ocorre fora da região onde acontece a precipitação (Dowdy e Mills 2012).

Natural causes have been reported as important for ignition in the Cerrado, mainly due to cloud-to-ground lightning during the transition between dry and rainy seasons (Ramos-Neto and Pivello 2000). There is still no conclusive information on the proportion of human versus natural causes, but natural fires are believed to be around 1-2% of total fires (Alvarado *et al.* 2018).

Causas naturais têm sido relatadas como importantes para a ignição no Cerrado, principalmente devido a raios de nuvem-terra durante a transição entre as estações seca e chuvosa (Ramos-Neto e Pivello 2000). Ainda não há informações conclusivas sobre a proporção de causas humanas versus naturais, mas acredita-se que os incêndios naturais sejam cerca de 1-2% do total de incêndios (Alvarado *et al.* 2018).

A transição entre a Amazônia e o Cerrado no Brasil tem a maior área de contato entre floresta e savana nos trópicos, e esses biomas diferem fundamentalmente em suas características estruturais e composição de espécies (Torello-Raventos *et al.* 2013). Nesta transição, a sazonalidade das chuvas e os dis-

túrbios de incêndios têm um importante efeito ecológico na estrutura e composição da vegetação devido às influências nos processos ecológicos e biogeoquímicos da vegetação que afetam diretamente a produção primária líquida e a respiração que, com o tempo, levam a mudanças na composição e estrutura da vegetação (Alves *et al.* 1997). Incêndios mudam a fenologia e a fisiologia das plantas, modificam a competição entre as árvores e as plantas do dossel inferior, como gramíneas, arbustos e lianas. Dependendo de sua frequência e intensidade, o fogo pode aumentar a mortalidade das árvores e transformar uma floresta intocada em uma perturbada e inflamável (House *et al.* 2003; Hirota *et al.* 2010; Hoffmann *et al.* 2012). As espécies de árvores associadas à vegetação de floresta ou savana diferem em inúmeras características fisiológicas, como sobrevivência ao fogo (Hoffmann *et al.* 2009; Ratnam *et al.* 2011) e suas características de madeira e foliar (Gotsch *et al.* 2010).

Couto-Santos *et al.* (2014) demonstraram os efeitos da variabilidade climática e da ocorrência de incêndios nas fronteiras floresta-savana em Roraima, na parte norte da Amazônia Brasileira. Em anos chuvosos, a floresta avançou sobre as savanas, enquanto em anos com poucas chuvas, a floresta recuou e a savana se expandiu devido ao aumento da frequência de seca e incêndio.

## 5.4 Evapotranspiração

Quando a água da chuva atinge a superfície terrestre da floresta tropical, a maior parte se infiltra no solo, aumentando a umidade do solo. Cerca de 50% da precipitação retorna à atmosfera como evapotranspiração (ET: transpiração da planta mais evaporação da água de superfícies de água livres e solo exposto; veja a Tabela 1). O restante abastece o reservatório de água subterrânea, o que acaba contribuindo para a formação dos riachos e rios da Bacia Amazônica. Esta seção discute os padrões sazonais do ET e seus mecanismos de controle. O papel do ET como fonte de água para a atmosfera e, conseqüentemente, para os processos de formação de chuva, é discutido no Capítulo 7.

Uma tentativa inicial de caracterizar ET amazônica foi feita durante um experimento micrometeorológico da região Amazônica (ARME), um experimento Britânico-Brasileiro. A partir de 1983, esta campanha fez várias medições micrometeorológicas na reserva Ducke, cerca de 30 km a nordeste de Manaus. Usando dados do ARME e a equação de Penman-Monteith, Shuttleworth (1988) mostrou uma pequena sazonalidade no ET, com picos em março e setembro que coincidiram com extremos de radiação líquida (Rl). O estudo também descobriu que as Taxas Reais de ET eram quase iguais às taxas potenciais de ET ao longo do ano, sugerindo muita disponibilidade de água, mesmo durante os períodos de seca.

A partir do final dos anos de 1990, durante o projeto biosfera-atmosfera em grande escala (LBA), uma rede de medições intensivas de covariância de vórtices (CV) foi criada em toda a planície amazônica para quantificar a energia da superfície, água e fluxos de carbono sob diferentes coberturas de terra (Keller *et al.* 2004). A análise dos dados das torres de fluxo EC revelou sazonalidade diferente ET dependendo do local do estudo. A maioria dos locais apresentaram um padrão sazonal semelhante ao observado em Manaus durante ARME – ou seja, ET em fase com Rl, mantendo um fluxo constante ou apresentando um ligeiro aumento durante o período seco em comparação com a estação chuvosa (Costa *et al.*, 2004; Hutyra *et al.* 2005; Juárez *et al.* 2007; da Rocha *et al.* 2004; Sommer *et al.* 2003; Souza-Filho *et al.* 2005; Vourlitis *et al.* 2002). Alguns estudos, a principalmente localizados no sudoeste da Amazônia (Aguilar *et al.* 2006) ou na transição entre as florestas amazônicas e as savanas do cerrado (Borma *et al.* 2009), observou maior ET na estação chuvosa em comparação com a estação seca.

Sínteses de observações da torre de fluxo em toda a Amazônia (Costa *et al.* 2010; Hasler e Avissar 2007; Juárez *et al.* 2007), comparações da Amazônia com outros biomas (da Rocha *et al.* 2009), e uma análise Pan-tropical (Fisher *et al.* 2009) ajudou a elucidar a variabilidade sazonal e espacial do ET amazônico. Hasler e Avissar (2007) encontraram forte sazonalidade no ET para as estações próximas ao equador

(2°S-3°S), com ET elevado durante períodos secos (junho-setembro) e diminuindo durante períodos úmidos (dezembro-março), tanto correlacionados quanto em fase com Rl. Nas estações localizadas mais ao sul (9°S-11°S), ET e Rl não apresentaram sazonalidade clara. Esses estudos encontraram as melhores correlações entre ET e Rl nesses locais durante os períodos chuvosos, mas nenhuma correlação durante os períodos secos. Os autores atribuíram essa resposta ao estresse hídrico durante os períodos de seca, especialmente nos locais mais secos do Sul.

Negron-Juarez *et al.* (2007) analisaram dez locais do LBA e concluíram que todos eles tiveram ET mais alto durante o período seco do que durante o período chuvoso. Fisher *et al.* (2009) analisaram 21 sítios pan-tropicais e observaram um aumento de ET no período seco em relação ao período chuvoso, com Rl explicando 87% da variância mensal de ET. Da Rocha *et al.* (2009) analisaram dados de ET de torres de fluxo EC em sete locais, quatro deles localizados no norte da Bacia Amazônica e três no Cerrado (Floresta semidecídua, transição de floresta de várzea e cerrado). Eles observaram que os sete sítios analisados poderiam ser divididos em dois grupos funcionais em termos de sazonalidade ET. Locais mais ao sul, geralmente mais secos e com uma estação seca mais longa, mostraram diminuição do ET no período seco em comparação com o período chuvoso. Valores mínimos de ET de 2,5mm/dia foram observados em florestas de transição e um mínimo de 1mm/dia foi observado nos locais de cerrado. Locais ao norte e mais úmidos, com duração de estação seca inferior a quatro meses, apresentaram o padrão oposto, com aumento de ET na estação seca e valores máximos de cerca de 4mm/dia. ET, Rl e déficit de pressão de vapor (DPV) foram positivamente correlatos nesses locais, sugerindo que as condições atmosféricas exercem controle sobre ET. No entanto, é importante considerar que os locais mais sazonais estudados por Da Rocha *et al.* (2009) tiveram predomínio de vegetação decídua e semidecídua. Nesses locais, as folhas caídas no período seco podem ter exercido importantes controles sobre a ET, juntamente com as condições climáticas.

Costa *et al.* (2010) analisaram três locais equatoriais úmidos de floresta tropical perene (2°S-3°S) e dois locais de floresta tropical sazonalmente secos (a cerca de 11°S). Eles observaram que, em geral, a estação seca ET é maior que a estação chuvosa ET. Após estudos anteriores, eles descobriram que o RI era o principal fator de controle do ET em locais mais úmidos, seguido por DPV e resistência aerodinâmica. Eles identificaram diferentes fatores de controle do ET em locais chuvosos e sazonalmente secos. Enquanto a sazonalidade do ET em florestas equatoriais chuvosas foi controlada unicamente por fatores ambientais (ou seja, controles abióticos), em florestas sazonalmente secas o ET foi controlado por parâmetros bióticos (por exemplo, condutância estomática, gs), com condutância superficial variando por um fator de dois entre as estações.

Estudos observacionais geralmente concordam com o padrão sazonal de ET na floresta amazônica, onde ET é fortemente dependente de radiação líquida (RI) para florestas sazonalmente úmidas. No início dos anos 2000, no entanto, a maioria dos modelos ainda simulava ET como estando em fase com precipitação (Bonan 1998; Werth e Avizar 2004; Dickinson *et al.* 2006), sugerindo que a disponibilidade de água limita o ET. Por volta de 2010, o projeto LBA de Intercomparação de Modelo de Dados (LBA-DMIP) comparou os resultados de 21 modelos de ecossistemas superfície e terrestres ao conjunto de dados observacionais abrangente da rede de torres de fluxo LBA para avaliar o quão bem a nova geração de modelos poderia reproduzir as funções da floresta amazônica e do Cerrado (de Gonçalves *et al.* 2013). Como parte deste projeto, Christoffersen *et al.* (2014) concluíram que os modelos evoluíram em sua capacidade de simular a magnitude e sazonalidade do ET nas florestas tropicais equatoriais, tendo eliminado a maior parte da limitação da água da estação seca. Seu desempenho diverge em florestas de transição, onde os déficits hídricos sazonais são maiores, mas capturam principalmente as depressões sazonais observadas no ET visto no Cerrado. Muitos modelos dependiam apenas de raízes profundas ou águas subterrâneas para mitigar os déficits hídricos da estação seca. Alguns modelos foram capazes de corresponder à sazonalidade ET obser-

vada, embora não simulassem nenhuma sazonalidade na condutância estomática (gs). Algumas dessas deficiências podem ser melhoradas por ajuste de parâmetros, mas na maioria dos modelos essas descobertas destacam a necessidade de desenvolvimento contínuo do processo (Christoffersen *et al.* 2014).

Em resumo, o ET é controlado pelo equilíbrio entre a demanda de água imposta pela atmosfera (condições acima do solo) e o abastecimento de água no solo (condições abaixo do solo). Ambos são considerados controles abióticos (Costa *et al.*, 2010) ou mecanismos ecoidrológicos (Christoffersen *et al.* 2014). Ao abrir e fechar os estômatos, as plantas podem exercer importante controle adicional sobre os fluxos de evapotranspiração através da condutância do dossel estomático (Costa *et al.* 2010; Christoffersen *et al.* 2014), resultando em um equilíbrio entre fotossíntese e transpiração (Beer *et al.* 2009; Lloyd *et al.* 2009). Estes bióticos (Costa *et al.*, 2010) ou ecofisiológico (Christoffersen *et al.* 2014) mecanismos de controle sobre ET e sua importância no contexto do clima regional serão discutidos em detalhes em Capítulo 7 (Seção 7.2.2).

### 5.5 Principais características dos sistemas hidro-lógicos de superfície na Amazônia

A bacia do Rio Amazonas (incluindo o Rio Tocantins como afluente e outras bacias costeiras) drena cerca de 7,3 milhões de km<sup>2</sup> e tem vazão de cerca de 16-22% de todos os insumos fluviais globais para os oceanos (Richey *et al.* 1989; Ver também Caixa 5.1). Este vasto sistema hidrológico é formado pelos Andes, pela Guiana e pelos escudos brasileiros, e pela planície amazônica (Sorribas *et al.* 2016). Como consequência do ciclo de chuvas sazonais (seção 5.2.2), o ramo principal do Rio Amazonas e seus afluentes exibem níveis altos e baixos de rios alguns meses após as estações chuvosas e secas anteriores.

Em geral, os rios do sul da Bacia Amazônica (por exemplo, Solimões, Madeira, Xingu, Tapajós, Tocantins-Araguaia) tem pico de abril a maio, enquanto os rios do norte da Amazônia (por exemplo, Japurá-Caquetá, Rio Negro) tem pico de maio a junho (Espí-

noza *et al.* 2009a, b, Marengo e Espinoza *et al.* 2016). Em escalas de tempo anuais, a contribuição hidrológica dos rios do sul e norte é aproximadamente equivalente devido à precipitação total muito maior nas bacias menores do norte em comparação com as bacias maiores do sul.

### 5.5.1 Sazonalidade da vazão

Como observado acima, a vazão do Rio Amazonas do tronco principal e seus afluentes integra flutuações hidrológicas ocorrendo a montante. Essas dinâmicas hidrológicas mostram fortes alguns meses (ver seção 5.2.2), com variações significativas no tempo e na magnitude da vazão nas bacias hidrográficas afluentes da Amazônia (Sorribas *et al.* 2016). Os trechos sul e oeste do Rio Amazonas geralmente inundam primeiro, atingindo o pico entre março e maio. Na Amazônia central, os níveis dos rios são controlados por contribuições dos afluentes do norte e sul, geralmente atingindo o pico em junho (figura 5.7).

Medições de vazão de longo prazo registradas perto de Óbidos, cidade central Amazônica, por exemplo, indicam um pico de vazão que se aproxima de  $\sim 250.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  durante o período de alta água em junho, e uma vazão mínima de  $\sim 100.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  durante o período de baixa água em novembro (Goulding *et al.* 2003).

Como as cabeceiras do Norte da Amazônia estão próximas do equador, seus níveis de água caem entre outubro e fevereiro, mesmo quando o Rio Amazonas está subindo devido às contribuições dos grandes afluentes do sul. Pequenas bacias costeiras do norte da Amazônia (por exemplo, o Araguari) também são influenciadas pelas marés oceânicas em seu curso inferior. Em contraste, a maioria dos afluentes do sul do Rio Amazonas atinge seus níveis mais altos em março ou abril (em pontos  $>300\text{km}$  a montante de suas fozes) e seus níveis mais baixos entre agosto e outubro (Goulding *et al.* 2003). Por exemplo, a vazão em Itaituba nos picos do Rio Tapajós a  $\sim 23.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  em março e atinge seu mínimo ( $\sim 5.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) em outubro (figura 5.7). A oeste, o Rio Purús em Arumã-Jusante apresenta variabilidade ainda mais pronunciada, com pico de vazão de

$11.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  em abril e uma vazão mínima de  $\sim 1.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  em setembro (Coe *et al.* 2008). As seções inferiores desses afluentes do sul são fortemente influenciadas por um efeito de Remanso do próprio Rio Amazonas, subindo e descendo em resposta às mudanças no ramo principal (Sorribas *et al.* 2016).

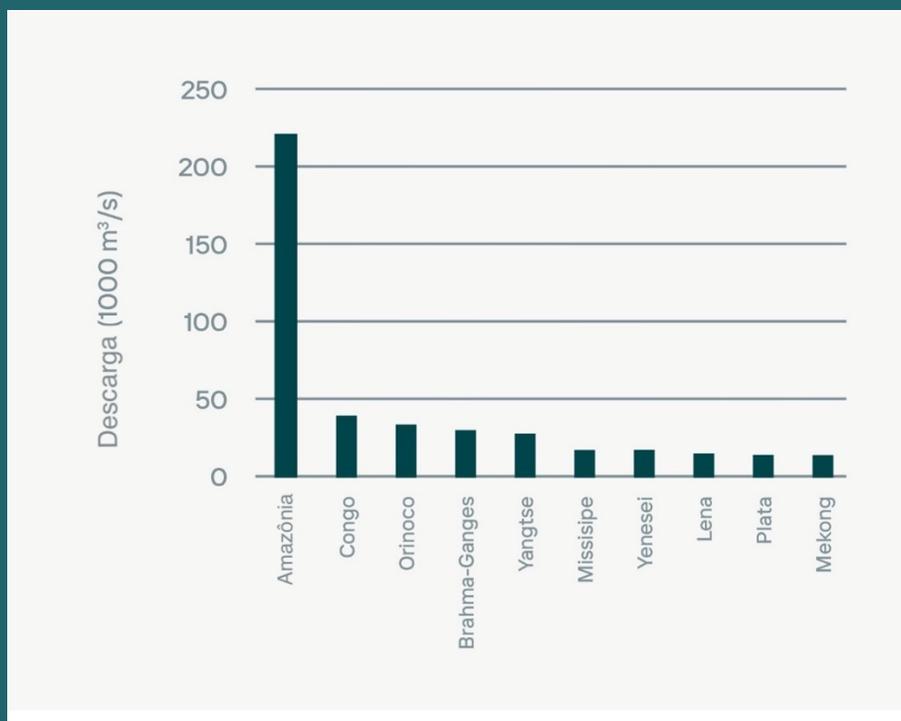
### 5.5.2 Sazonalidade da dinâmica de várzea

As flutuações na precipitação e na vazão do rio impulsionam mudanças sazonais pronunciadas no nível da água dos grandes rios da Amazônia, causando o transbordamento de suas margens em várzeas adjacentes. Em escala local, as inundações também podem resultar diretamente de chuvas em áreas com solos mal drenados ou aumento dos níveis das águas subterrâneas, como no caso dos Llanos de Mojos na Bolívia. O aumento e queda periódicos dos níveis de água – muitas vezes referido como o pulso de inundação sazonal – conecta rios e suas várzeas durante parte do ano (os rios sobem entre novembro e junho e recuam entre junho e novembro), resultando em estrutura de habitat heterogênea, reciclagem rápida de nutrientes e matéria orgânica e altas taxas de produção biológica (Junk *et al.* 2012). O Rio Amazonas e seus grandes afluentes são caracterizados por um padrão de inundação monomodal com uma amplitude média de 10m perto de Manaus, variando de 2 a 18m dependendo da localização e do ano (Melack e Coe 2013). As maiores flutuações anuais no nível do rio ocorrem no sudoeste da Amazônia, especialmente nos rios Madeira, Purus e Juruá, enquanto as menores mudanças acontecem no leste. Pequenos fluxos (de baixa ordem) nas terras baixas amazônicas exibem uma hidráulica complexa, com efeitos de Remanso resultando em um regime hidrológico Polimodal menos previsível (Piedade *et al.* 2001).

A vegetação característica nessas regiões inundadas é fortemente influenciada pela dinâmica hidrológica, incluindo extensão máxima de inundação, amplitude de inundação e duração das fases de baixa e alta água do pulso de inundação. Em média, os rios da planície da Amazônia são inundados por 6-7 meses fora do ano, com afluentes do sul inundando de janeiro a maio e afluentes do norte de junho a agos-

### QUADRO 5.1: Quão grande é o Rio Amazonas?

“Nascido nos elevados Andes cobertos de neve, o Amazonas flui quatro mil quilômetros até confrontar o Atlântico no Equador. O Amazonas não é apenas o rio mais longo do mundo; transporta mais água do que qualquer outro rio – mais de dez vezes o do Mississippi, por exemplo (*Figura B. 5.1.1*). Um quinto de toda a água que flui da face da terra passa pela foz do Amazonas. Tal é a força do Amazonas, ao entrar em conflito com o Atlântico, que empurra uma vasta pluma de água doce por centenas de quilômetros no mar. Cinco séculos atrás, um explorador espanhol que viajava pela costa do Brasil observou que em um certo ponto o mar tinha um sabor fresco, embora seu navio estivesse fora da vista da terra. Pinzón apelidou esse local de Mar Doce (Mar dulce), que historiadores e geógrafos consideram a foz do rio, em homenagem às mulheres guerreiras da mitologia grega. A corrente Equatorial Sul empurra essa pluma turva, que atinge cerca de 400 quilômetros de comprimento e entre 100 e 200 quilômetros de largura, em uma direção no-roeste até a costa de Amapá e as vizinhas Guianas. Por ser mais leve, a água doce substitui os oceanos salgados e dilui e turva a superfície por até um milhão de milhas quadradas” (Citado de Smith 2002).



*Figure B.5.1* A vazão dos 10 maiores rios do mundo.

A maioria das pessoas sabe que o Rio Amazonas é o maior rio do mundo. O que a maioria das pessoas não percebe é o quão grande ele realmente é. *Figura B. 5.1.1* compara os 10 maiores rios do mundo por vazão mostrando a notável diferença entre a Amazônia e todos os outros rios. O Amazonas descarrega cerca de cinco vezes mais água no oceano do que o segundo maior rio do mundo, O Congo. A magnitude da diferença é tão impressionante que o maior afluente do Amazonas, O Madeira – descarrega cerca de 50.000 m³/ s para o ramo principal – ficaria em segundo lugar entre os maiores rios do mundo se considerados de forma independente.

Uma grande vazão é uma consequência direta de uma grande área de drenagem e alta precipitação. O Amazonas ocupa o primeiro lugar em ambas as variáveis, com a maior área de drenagem e a maior precipitação do mundo.

to. Por outro lado, o sul da Amazônia sofre uma estação seca pronunciada de agosto a dezembro, que geralmente coincide com o período de baixa da água. No norte, as inundações podem durar até setembro (Goulding *et al.* 2003). As áreas úmidas sazonalmente inundadas cobrem, assim, uma extensa área (17%) da planície amazônica – estimada em  $8,4 \times 10^5$  km<sup>2</sup> da região <500m acima do nível do mar (Hess *et al.* 2015). Cerca de 44% da área úmida está localizada nas bacias hidrográficas do Rio Madeira e Rio Negro, os dois maiores afluentes do Amazonas (figura 5.2). A sub-bacia de Marañon tem a maior proporção de área total como área úmida (20%), seguida pelo Madeira (19%) e Içá-Putumayo (17%). As sub-bacias de Tapajós (5%) e Xingu (8%) têm a menor proporção de área úmidas (Hess *et al.* 2015).

### 5.6 O papel dos rios nos ciclos biogeoquímicos

Rios e sistemas aquáticos relacionados são ecossistemas chave na região amazônica. A geologia subjacente da região e a estrutura do ambiente determinam as conexões terra-água por meio de caminhos de fluxo hidrológico que influenciam o fluxo e a química do rio. Em sistemas perturbados, a dinâmica hidrológica é fortemente influenciada pelo tipo e intensidade do uso da terra, o que pode alterar as taxas de escoamento, infiltração de água nos solos e química da água. Castello e Macedo (2015), considerando sistemas fluviais de diferentes ordens, ressaltaram que os atributos do solo (químico, físico e biológico) e o uso da terra são os principais impulsores da biogeoquímica e do metabolismo do rio. Em pequenas bacias hidrográficas, o desmatamento pode aumentar os insumos de nutrientes, fósforo e carbono para ambientes aquáticos, mudando drasticamente suas funções naturais. Por exemplo, estudos em pequenas bacias hidrográficas identificaram o crescimento extensivo de uma espécie herbácea aquática, levando a uma alta concentração de matéria orgânica dissolvida e, conseqüentemente, maiores taxas de decomposição e respiração (Deegan *et al.* 2011).

A cascata de sistemas fluviais, de pequenos a maiores rios, depende da extensão do desmatamento, tipo de solo e topografia. Os rios são importantes

provedores de matéria orgânica dissolvida e nutrientes para o oceano. As características químicas desta matéria orgânica são fundamentais para definir seu papel no metabolismo do oceano costeiro. A pluma do Rio Amazonas tem uma influência global. Dados recentes mostram que 50-76% da matéria orgânica dissolvida transportada pela Amazônia para o oceano é estável (Medeiros *et al.* 2015), contribuindo para o armazenamento de longo prazo do carbono terrestre e potencialmente adicionando ao profundo reservatório de carbono do oceano.

A biogeoquímica do carbono em sistemas aquáticos envolve produção, transformações e conexões com sistemas terrestres em ambientes que variam de pequenos rios a grandes várzeas. Pequenos rios, que estão bem conectados à bacia hidrográfica circundante, são fortemente influenciados pela vegetação ribeirinha e pela biota. No caso de grandes rios e suas planícies de inundação, por outro lado, os processos de carbono, nitrogênio e outros nutrientes são intensamente modulados dentro do sistema aquático (ver também Seção 6.2.2).

As mudanças no fluxo do rio e a frequência de inundações e secas estão ligadas às mudanças nos padrões climáticos (Seção 5.2), assim como os ciclos biogeoquímicos aquáticos. Martinelli *et al.* (2010) mostraram uma diminuição na concentração de espécies de nitrogênio (nitrogênio inorgânico e orgânico dissolvido) em sistemas aquáticos no Amazonas com o aumento do fluxo do rio, mas também observaram os efeitos da mudança do uso da terra e do aumento da densidade populacional (>10 pessoas/km<sup>2</sup>) na região. Um importante motor do fluxo de nutrientes para os sistemas aquáticos é o material e a química do solo. Em solos tropicais intemperizados e fortemente lixiviados, a cobertura vegetal é um componente chave nos ciclos de nitrogênio e carbono (Capítulo 6). A lixiviação de nitrogênio para sistemas aquáticos de “terra firme” pode variar de 3 a 6kg N-NO<sub>3</sub>/ha/ano com exportações de fluxo de cerca de 4kg-N/ha/ano (Wilcke *et al.* 2013). Em contraste, em áreas inundadas onde N é exportado como não dissolvido e NH<sub>4</sub>, As exportações de N podem alcançar até 12Kg-N/ha/ano. Lesack e Melack (1996) analisaram o impacto do desmatamento na

exportação de nitrogênio para o sistema aquático, encontrando uma exportação de 2,7kg N-NO<sub>3</sub>/ha/ano para florestas de terras altas ao longo da várzea. Após o desmatamento parcial na mesma área, as medições identificaram um aumento de 40% na exportação de nitrogênio em águas correntes, atingindo 3,6kg N-NO<sub>3</sub>/ha /ano (Williams and Melack 1997).

Em contraste, a exportação de fósforo dissolvido é tipicamente baixa. Valores revisados por Buscardo *et al.* (2016) indicam exportação de fósforo dissolvido em riachos que variam de 0,01kg/ha/ano em uma floresta de terra firme (Leopoldo *et al.* 1987) a 0,006kg P/ha/ano em uma floresta montanhosa na fronteira com um lago de várzea (Lesack e Melack 1996). As exportações foram uma ordem de magnitude maior em uma floresta montanhosa inferior no Equador, atingindo 0,6kg/ha/ano (Wilcke *et al.* 2008).

## 5.7 Conclusões

TAs chuvas na Amazônia, o fluxo do rio e o regime de enchentes exibem considerável variabilidade em escalas sazonais, interanuais e interdecadais, com eventos extremos de enchentes e secas se tornando mais comuns nas últimas duas décadas. A variabilidade sazonal é controlada principalmente pelas variações solares. Os eventos ENOS são uma das principais causas de variação interanual na precipitação, fluxo e extensão da várzea na Bacia Amazônica. Os El Niños do Pacífico Central (La Niñas) estão relacionados aos déficits pluviométricos (excessos) na parte superior da bacia (região andina da Colômbia, Equador e Peru), mas essas anomalias são mais fracas durante os Eventos do El Niño do Pacífico Oriental (La Niña). Durante os Eventos do El Niño do Pacífico oriental, as anomalias pluviiais são mais fortes na Bacia do Madeira. As formas interanuais de variabilidade são moduladas por formas interdecadais dos oceanos próximos, como a oscilação Decadal do Pacífico e a oscilação Multidecadal do Atlântico. Além disso, eventos extremos de chuvas e inundações não estão necessariamente associados a eventos ENOS.

As interações entre a circulação atmosférica em grande escala e circulações orográficas induzidas resultam em alta variabilidade espacial de precipitação na região amazônica-andina, que pode chegar a 7.000 mm/ano – os maiores níveis de precipitação observados em qualquer lugar da Bacia Amazônica. Como resultado dessas interações, as bacias andinas também mostram o maior escoamento por unidade de área, e os rios andinos entregam sedimentos, poluentes e nutrientes a jusante das terras baixas amazônicas.

## 5.8 Recomendações

- Os principais processos do sistema de hidroclimático amazônico (convecção, circulações em mesoescala, processos de superfície terrestre) estão associados à presença da floresta tropical. Preservar e restaurar a floresta amazônica é essencial para manter esses processos, que são importantes localmente, para os Andes, para a América do Sul e globalmente.
- Ainda não se sabe quais fatores impulsionam acelerações recentes na variabilidade climática interanual, particularmente dadas as interações entre desflorestamento, mudanças nas concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa e formas naturais de variabilidade climática. Mais pesquisas são necessárias para atribuir as causas dessa aceleração e reduzir incertezas, ajudando a prever impactos e definir estratégias de conservação.

## 5.9 Referências

- Aceituno P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II. Upper-air circulation. *J Clim* **2**: 341–55.
- Aguiar RG, Manzi AO, Priante Filho N, *et al.* 2006. Fluxos de massa e Energia em uma Floresta Tropical do Sudoeste da Amazônia.
- Alvarado ST, Silva TSF, and Archibald S. 2018. Management impacts on fire occurrence: A comparison of fire regimes of African and South American tropical savannas in different protected areas. *J Environ Manage* **218**: 79–87.
- Alves D, Soares JV, Amaral S, *et al.* 1997. Biomass of primary and secondary vegetation in Rondônia, Western Brazilian Amazon. *Glob Chang Biol* **3**: 451–61.

- Ambrizzi T and Ferraz SET. 2015. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. *Front Environ Sci* **3**: 23.
- Andreoli R V and Kayano MT. 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int J Climatol A J R Meteorol Soc* **25**: 2017–30.
- Andreoli RV, Ferreira de Souza RA, Kayano MT, and Candido LA. 2012. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *Int J Climatol* **32**: 1193–205.
- Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, *et al.* 2018. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat Commun* **9**: 536.
- Arango-Ruda E and Poveda G. 2019. Efectos de El Niño y La Niña sobre la hidrología de la Amazonia colombiana. *Rev Colomb Amaz Nueva Época* **11**: 33–58.
- Araujo RF, Nelson BW, Celes CHS, and Chambers JQ. 2017. Regional distribution of large blowdown patches across Amazonia in 2005 caused by a single convective squall line. *Geophys Res Lett* **44**: 7793–8.
- Arias PA, Fu R, Vera C, and Rojas M. 2015. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Clim Dyn* **45**: 3183–203.
- Arias PA, Garreaud R, Poveda G, *et al.* 2020. Hydroclimate of the Andes Part II: Hydroclimate Variability and Sub-Continental Patterns. *Front Earth Sci* **8**.
- Arraut JM, Nobre C, Barbosa HMJ, *et al.* 2012. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *J Clim* **25**: 543–56.
- Barry RG. 2008. Mountain Weather and Climate Third Edition. Cambridge: Cambridge University Press.
- Beer C, Ciais P, Reichstein M, *et al.* 2009. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. *Global Biogeochem Cycles* **23**.
- Bonan GB. 1998. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J Clim* **11**: 1307–26.
- Bookhagen B and Strecker MR. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophys Res Lett* **35**: L06403.
- Bordon NG, Nogueira A, Leal Filho N, and Higuchi N. 2019. Blowdown disturbance effect on the density, richness and species composition of the seed bank in Central Amazonia. *For Ecol Manage* **453**: 117633.
- Borma LS, Rocha HR da, Cabral OM, *et al.* 2009. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. *J Geophys Res* **114**: G01003.
- Brando PM, Balch JK, Nepstad DC, *et al.* 2014. Abrupt increases in Amazonian tree mortality due to drought-fire interactions. *Proc Natl Acad Sci* **111**: 6347–52.
- Builes-Jaramillo A and Poveda G. 2018. Conjoint Analysis of Surface and Atmospheric Water Balances in the Andes-Amazon System. *Water Resour Res* **54**: 3472–89.
- Builes-Jaramillo A, Marwan N, Poveda G, and Kurths J. 2018a. Nonlinear interactions between the Amazon River basin and the Tropical North Atlantic at interannual timescales. *Clim Dyn* **50**: 2951–69.
- Builes-Jaramillo A, Ramos AMT, and Poveda G. 2018b. Atmosphere-Land Bridge between the Pacific and Tropical North Atlantic SST's through the Amazon River basin during the 2005 and 2010 droughts. *Chaos An Interdiscip J Nonlinear Sci* **28**: 085705.
- Buscardo E, Nardoto G, Luizão F, *et al.* 2016. The Biogeochemistry of the Main Forest Vegetation Types in Amazonia
- Cai W, McPhaden MJ, Grimm AM, *et al.* 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nat Rev Earth Environ* **1**: 215–31.
- Campozano L, Céleri R, Trachte K, *et al.* 2016. Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study. *Adv Meteorol* **2016**: 1–15.
- Campozano L, Trachte K, Céleri R, *et al.* 2018. Climatology and teleconnections of mesoscale convective systems in an Andean Basin in Southern Ecuador: The case of the Paute Basin. *Adv Meteorol* **2018**: 1–13.
- Carmona Duque AM. 2015. Impacts of climate change and climate variability on the spatio-temporal hydrological dynamics of Amazonia.
- Castello L and Macedo MN. 2015. Large-scale degradation of Amazonian freshwater ecosystems. *Glob Chang Biol* **22**: 990–1007.
- Chambers JQ, Negron-Juarez RI, Marra DM, *et al.* 2013. The steady-state mosaic of disturbance and succession across an old-growth Central Amazon forest landscape. *Proc Natl Acad Sci* **110**: 3949–54.
- Chambers JQ, Robertson AL, Carneiro VMC, *et al.* 2009. Hyperspectral remote detection of niche partitioning among canopy trees driven by blowdown gap disturbances in the Central Amazon. *Oecologia* **160**: 107–17.
- Chavez SP and Takahashi K. 2017. Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *J Geophys Res Atmos* **122**: 5870–82.
- Christoffersen BO, Restrepo-Coupe N, Arain MA, *et al.* 2014. Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. *Agric For Meteorol* **191**: 33–50.
- Coe MT, Costa MH, and Howard EA. 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol Process An Int J* **22**: 2542–53.
- Coelho C, Cavalcanti I, Ito R, *et al.* 2013. As secas de 1998, 2005 e 2010. Análise climatológica. *Secas na Amaz Causas e Consequências of Textos Press São Paulo*: 89–116.
- Cohen JCP, Silva Dias MAF and Nobre CA. 1995. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Mon Weather Rev* **123**: 3163–74.
- Costa MH, Biajoli MC, Sanches L, *et al.* 2010. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *J Geophys Res* **115**: G04021.
- Costa MH and Foley JA. 1999. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin. *J Geophys Res Atmos* **104**: 14189–98.

- Costa MH, Souza-Filho JC, and Ribeiro A. 2004. Comments on "The Regional Evapotranspiration of the Amazon." *J Hydro-meteorol* **5**: 1279–80.
- Couto-Santos FR, Luizão FJ, and Carneiro Filho A. 2014. The influence of the conservation status and changes in the rainfall regime on forest-savanna mosaic dynamics in Northern Brazilian Amazonia. *Acta Amaz* **44**: 197–206.
- Cutrim EMC, Martin DW, Butzow DG, *et al.* 2000. Pilot Analysis of Hourly Rainfall in Central and Eastern Amazonia. *J Clim* **13**: 1326–34.
- da-Rocha HR, Manzi AO, Cabral OM, *et al.* 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J Geophys Res* **114**: G00B12.
- da-Rocha HR, Goulden ML, Miller SD, *et al.* 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol Appl* **14**: 22–32.
- de-Gonçalves LGG, Borak JS, Costa MH, *et al.* 2013. Overview of the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project (LBA-DMIP). *Agric For Meteorol* **182**: 111–27.
- de-Oliveira AA De and Mori SA. 1999. A central Amazonian terra firme forest. I. High tree species richness on poor soils. *Biodivers Conserv* **8**: 1219–44.
- Debertoli NS, Dubreuil V, Funatsu B, *et al.* 2015. Rainfall patterns in the Southern Amazon: a chronological perspective (1971--2010). *Clim Change* **132**: 251–64.
- Deegan LA, Neill C, Haupt CL, *et al.* 2011. Amazon deforestation alters small stream structure, nitrogen biogeochemistry and connectivity to larger rivers. *Biogeochemistry* **105**: 53–74.
- Dickinson RE, Oleson KW, Bonan G, *et al.* 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. *J Clim* **19**: 2302–24.
- dos-Santos LT dos, Magnabosco Marra D, Trumbore S, *et al.* 2016. Windthrows increase soil carbon stocks in a central Amazon forest. *Biogeosciences* **13**: 1299–308.
- dos-Santos MJ dos, Silva Dias MAF, and Freitas ED. 2014. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. *J Geophys Res Atmos* **119**: 13,233–13,249.
- Dowdy AJ and Mills GA. 2012. Atmospheric and fuel moisture characteristics associated with lightning-attributed fires. *J Appl Meteorol Climatol* **51**: 2025–37.
- Drumond A, Marengo J, Ambrizzi T, *et al.* 2014. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrol Earth Syst Sci* **18**: 2577–98.
- Drumond A, Nieto R, Gimeno L, and Ambrizzi T. 2008. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. *J Geophys Res Atmos* **113**.
- Egger J, Blacutt L, Ghezzi F, *et al.* 2005. Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part I: observations. *Mon Weather Rev* **133**: 911–24.
- Eltahir EAB and Pal JS. 1996. Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *J Geophys Res Atmos* **101**: 26237–45.
- Espinoza JC, Chavez S, Ronchail J, *et al.* 2015. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resour Res* **51**: 3459–75.
- Espinoza JC, Garreaud R, Poveda G, *et al.* 2020. Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Front Earth Sci* **8**.
- Espinoza JC, Guyot JL, Ronchail J, *et al.* 2009a. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *J Hydrol* **375**: 297–311.
- Espinoza JC, Lengaigne M, Ronchail J, and Janicot S. 2012. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. *Clim Dyn* **38**: 121–40.
- Espinoza JC, Marengo JA, Ronchail J, *et al.* 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environ Res Lett* **9**: 124007.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, *et al.* 2009b. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int J Climatol* **29**: 1574–94.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, *et al.* 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys Res Lett* **38**: n/a-n/a.
- Espinoza JC, Ronchail J, Marengo JA, and Segura H. 2019. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). *Clim Dyn* **52**: 5413–30.
- Espinoza JC, Segura H, Ronchail J, *et al.* 2016. Evolution of wet-day and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. *Water Resour Res* **52**: 8546–60.
- Espinoza JC, Sörensson AA, Ronchail J, *et al.* 2019. Regional hydro-climatic changes in the Southern Amazon Basin (Upper Madeira Basin) during the 1982--2017 period. *J Hydrol Reg Stud* **26**: 100637.
- Espírito-Santo FDB, Keller M, Braswell B, *et al.* 2010. Storm intensity and old-growth forest disturbances in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **37**: n/a-n/a.
- Figueroa M, Armijos E, Espinoza JC, *et al.* 2020. On the relationship between reversal of the river stage (repiquetes), rainfall and low-level wind regimes over the western Amazon basin. *J Hydrol Reg Stud* **32**: 100752.
- Figueroa SN and Nobre CA. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climatolise* **5**: 36–45.
- Figueroa SN, Satyamurty P, and Silva Dias PL Da. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J Atmos Sci* **52**: 1573–84.
- Fisher JB, Malhi Y, Bonal D, *et al.* 2009. The land-atmosphere water flux in the tropics. *Glob Chang Biol* **15**: 2694–714.
- Fitzjarrald DR, Sakai RK, Moraes OLL, *et al.* 2008. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. *J Geophys Res Biogeosciences* **113**.
- Foster DR, Knight DH, and Franklin JF. 1998. Landscape Patterns and Legacies Resulting from Large, Infrequent Forest Disturbances. *Ecosystems* **1**: 497–510.

- Fu R, Zhu B, and Dickinson RE. 1999. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *J Clim* **12**: 1306–21.
- Fujita TT. 1990. Downbursts: meteorological features and wind field characteristics. *J Wind Eng Ind Aerodyn* **36**: 75–86.
- Fujita TT. 1981. Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales. *J Atmos Sci* **38**: 1511–34.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, and Marengo J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **281**: 180–95.
- Garstang M, White S, Shugart HH, and Halverson J. 1998. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. *Meteorol Atmos Phys* **67**: 199–212.
- Garstang M and Fitzjarrald DR. 1999. Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics. Oxford University Press, USA.
- Garstang M, Massie Jr HL, Halverson J, et al. 1994. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon Weather Rev* **122**: 608–22.
- Gatti L V., Gloor M, Miller JB, et al. 2014. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature* **506**: 76–80.
- Germano MF and Oyama MD. 2020. Local Circulation Features in the Eastern Amazon: High-resolution Simulation. *J Aerosol Technol Manag* **12**.
- Germano MF, Vitorino MI, Cohen JCP, et al. 2017. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. *Atmos Sci Lett* **18**: 67–75.
- Getirana AC V., Dutra E, Guimbertau M, et al. 2014. Water Balance in the Amazon Basin from a Land Surface Model Ensemble. *J Hydrometeorol* **15**: 2586–614.
- Gimeno L, Dominguez F, Nieto R, et al. 2016. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annu Rev Environ Resour* **41**: 117–41.
- Gimeno L, Vázquez M, Eiras-Barca J, et al. 2020. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Rev* **201**: 103070.
- Giovannettone JP and Barros AP. 2009. Probing Regional Orographic Controls of Precipitation and Cloudiness in the Central Andes Using Satellite Data. *J Hydrometeorol* **10**: 167–82.
- Gloor E, Wilson C, Chipperfield MP, et al. 2018. Tropical land carbon cycle responses to 2015/16 El Niño as recorded by atmospheric greenhouse gas and remote sensing data. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **373**: 20170302.
- Gloor M, Brienen RJW, Galbraith D, et al. 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys Res Lett* **40**: 1729–33.
- Gora EM, Burchfield JC, Muller-Landau HC, et al. 2020. Pantropical geography of lightning-caused disturbance and its implications for tropical forests. *Glob Chang Biol* **26**: 5017–26.
- Gotsch SG, Geiger EL, Franco AC, et al. 2010. Allocation to leaf area and sapwood area affects water relations of co-occurring savanna and forest trees. *Oecologia* **163**: 291–301.
- Goulding M, Barthem R, and Ferreira EJJ. 2003. The Smithsonian atlas of the Amazon.
- Greco S, Scala J, Halverson J, et al. 1994. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. *Mon Weather Rev* **122**: 623–35.
- Greco S, Swap R, Garstang M, et al. 1990. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLÉ 2B. *J Geophys Res Atmos* **95**: 17001–14.
- Gu G and Adler RF. 2019. Precipitation, temperature, and moisture transport variations associated with two distinct ENSO flavors during 1979–2014. *Clim Dyn* **52**: 7249–65.
- Hansen MC, Potapov P V, Moore R, et al. 2013. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science* **342**: 850–3.
- Hasler N and Avissar R. 2007. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? *J Hydrometeorol* **8**: 380–95.
- Hess LL, Melack JM, Affonso AG, et al. 2015. Wetlands of the lowland Amazon basin: Extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar. *Wetlands* **35**: 745–56.
- Hirota M, Nobre C, Oyama MD, and Bustamante MM. 2010. The climatic sensitivity of the forest, savanna and forest-savanna transition in tropical South America. *New Phytol* **187**: 707–19.
- Hodnett MG, Vendrame I, O. Marques Filho A De, et al. 1997. Soil water storage and groundwater behaviour in a catenary sequence beneath forest in central Amazonia: I. Comparisons between plateau, slope and valley floor. *Hydrol Earth Syst Sci* **1**: 265–77.
- Hoffmann WA, Adasme R, Haridasan M, et al. 2009. Tree topkill, not mortality, governs the dynamics of savanna-forest boundaries under frequent fire in central Brazil. *Ecology* **90**: 1326–37.
- Hoffmann WA, Geiger EL, Gotsch SG, et al. 2012. Ecological thresholds at the savanna-forest boundary: how plant traits, resources and fire govern the distribution of tropical biomes (F Lloret, Ed). *Ecol Lett* **15**: 759–68.
- Horel JD, Hahmann AN, and Geisler JE. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J Clim* **2**: 1388–403.
- House JI, Archer S, Breshears DD, and Scholes RJ. 2003. Conundrums in mixed woody-herbaceous plant systems. *J Biogeogr* **30**: 1763–77.
- Houze Jr RA. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Rev Geophys* **50**.
- Hoyos I, Dominguez F, Cañón-Barriga J, et al. 2017. Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America. *Clim Dyn* **50**: 971–90.
- Huggel C, Raissig A, Rohrer M, et al. 2015. How useful and reliable are disaster databases in the context of climate and global change? A comparative case study analysis in Peru. *Nat Hazards Earth Syst Sci* **15**: 475–85.
- Hutyra LR, Munger JW, Nobre CA, et al. 2005. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia. *Geophys Res Lett* **32**: L24712.
- IPCC Climate Change. 2014. Synthesis Report - Contribution of Working groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

- Jiménez-Muñoz JC, Marengo JA, Alves LM, *et al.* (2021). The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *Int J Climatol* **41**: 3761–80.
- Jiménez-Muñoz JC, Barichivich J, Mattar C, *et al.* 2018. Spatio-temporal patterns of thermal anomalies and drought over tropical forests driven by recent extreme climatic anomalies. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **373**: 20170300.
- Jiménez-Muñoz JC, Mattar C, Barichivich J, *et al.* 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015--2016. *Sci Rep* **6**: 1–7.
- Jiménez-Sánchez G, Markowski PM, Jewtoukoff V, *et al.* 2019. The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model. *J Geophys Res Atmos* **124**: 10696–711.
- Jones C. 2019. Recent changes in the South America low-level jet. *npj Clim Atmos Sci* **2**: 20.
- Jones C and Carvalho LM V. 2018. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. *NPJ Clim Atmos Sci* **1**: 1–7.
- Juárez RIN, Hodnett MG, Fu R, *et al.* 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *J Clim* **20**: 2827–39.
- Junk WJ, Piedade MTF, Schöngart J, and Wittmann F. 2012. A classification of major natural habitats of Amazonian white-water river floodplains (várzeas). *Wetl Ecol Manag* **20**: 461–75.
- Junquas C, Li L, Vera CS, *et al.* 2015. Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Clim Dyn* **46**: 3941–63.
- Junquas C, Takahashi K, Condom T, *et al.* 2018. Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Clim Dyn* **50**: 3995–4017.
- Kayano MT and Capistrano VB. 2014. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *Int J Climatol* **34**: 162–78.
- Keller M, Alencar A, Asner GP, *et al.* 2004. Ecological research in the large-scale biosphere--atmosphere experiment in Amazonia: early results. *Ecol Appl* **14**: 3–16.
- Kousky VE. 1980. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Mon Weather Rev* **108**: 488–98.
- Kumar S, Moya-Álvarez AS, Castillo-Velarde C Del, *et al.* 2020. Effect of low-level flow and Andes mountain on the tropical and mid-latitude precipitating cloud systems: GPM observations. *Theor Appl Climatol* **141**: 157–72.
- Laraque A, Ronchail J, Cochonneau G, *et al.* 2007. Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *J Hydrometeorol* **8**: 1364–81.
- Lavado-Casimiro WS, Ronchail J, Labat D, *et al.* 2012. Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrol Sci J* **57**: 625–42.
- Lavado-Casimiro W and Espinoza JC. 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Rev Bras Meteorol* **29**: 171–82.
- Lenters JD and Cook KH. 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J Atmos Sci* **54**: 656–78.
- Leopoldo PR, Franken W, Salati E, and Ribeiro MN. 1987. Towards a water balance in the Central Amazonian region. *Experientia* **43**: 222–33.
- Lesack LW and Melack J. 1996. Mass balance of major solutes in a rainforest catchment in the Central Amazon: Implications for nutrient budgets in tropical rainforests. *Biogeochemistry* **32**.
- Lewis SL, Brando PM, Phillips OL, *et al.* 2011. The 2010 amazon drought. *Science* **331**: 554.
- Liebmann B and Mechoso CR. 2011. The South American Monsoon System. In: Chih-Pei Chang *et al.* (Ed). The Global Monsoon System: Research and Forecast, 2nd Edition. World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate. The Global Monsoon System.
- Liebmann B, Camargo SJ, Seth A, *et al.* 2007. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. *J Clim* **20**: 2037–50.
- Liebmann B and Marengo J. 2001. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *J Clim* **14**: 4308–18.
- Liebmann B and Smith CA. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Am Meteorol Soc* **77**: 1275–7.
- Lloyd J, Goulden ML, Ometto JP, *et al.* 2009. Ecophysiology of forest and savanna vegetation. In: Geophysical Monograph Series.
- Magnabosco Marra D, Chambers JQ, Higuchi N, *et al.* 2014. Large-Scale Wind Disturbances Promote Tree Diversity in a Central Amazon Forest (HYH Chen, Ed). *PLoS One* **9**: e103711.
- Magnabosco Marra D, Trumbore SE, Higuchi N, *et al.* 2018. Windthrows control biomass patterns and functional composition of Amazon forests. *Glob Chang Biol* **24**: 5867–81.
- Marengo JA, Liebmann B, Grimm AM, *et al.* 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *Int J Climatol* **32**: 1–21.
- Marengo JA. 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. *Clim Dyn* **24**: 11–22.
- Marengo JA, Nobre CA, Tomasella J, *et al.* 2008. The Drought of Amazonia in 2005. *J Clim* **21**: 495–516.
- Marengo JA, Tomasella J, Alves LM, *et al.* 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **38**.
- Marengo JA, Alves LM, Soares WR, *et al.* 2013. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil. *J Clim* **26**: 9137–54.
- Marengo JA, Soares WR, Saulo C, and Nicolini M. 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**: 2261–80.
- Marengo JA, Souza Jr CM, Thonicke K, *et al.* 2018. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. *Front Earth Sci* **6**: 228.

- Marengo JA and Espinoza JC. 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *Int J Climatol* **36**: 1033–50.
- Marra DM, Fagg CW, Pereira BA da S, and Felfili JM. 2014. Árvores e variáveis ambientais influenciam a regeneração natural de uma floresta estacional decidual no Brasil Central. *Neotrop Biol Conserv* **9**.
- Martinelli LA, Coletta LD, Ravagnani EC, et al. 2010. Dissolved nitrogen in rivers: comparing pristine and impacted regions of Brazil. *Brazilian J Biol* **70**: 709–22.
- Matos AP and Cohen JCP. 2016. Circulação de Brisa Fluvial e a Banda de Precipitação na Margem Leste da Baía De Marajó. *Ciência e Nat* **38**: 21.
- Mayta VC, Ambrizzi T, Espinoza JC, and Silva Dias PL. 2018. The role of the Madden-Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *Int J Climatol* **39**: 343–60.
- McClain ME and Naiman RJ. 2008. Andean influences on the biogeochemistry and ecology of the Amazon River. *Bioscience* **58**: 325–38.
- McDowell N, Allen CD, Anderson-Teixeira K, et al. 2018. Drivers and mechanisms of tree mortality in moist tropical forests. *New Phytol* **219**: 851–69.
- Medeiros PM, Seidel M, Ward ND, et al. 2015. Fate of the Amazon River dissolved organic matter in the tropical Atlantic Ocean. *Global Biogeochem Cycles* **29**: 677–90.
- Melack JM and Coe MT. 2013. Climate change and the Floodplain Lakes of the Amazon Basin. *Amaz Glob Chang (eds Goldman CR, Kumagai M, Roberts R)*: 295–310.
- Miller STK. 2003. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Rev Geophys* **41**: 1011.
- Mitchell SJ. 2013. Wind as a natural disturbance agent in forests: a synthesis. *Forestry* **86**: 147–57.
- Molina-Carpio J, Espinoza JC, Vauchel P, et al. 2017. Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends. *Hydrol Sci J* **62**: 911–27.
- Moquet J-S, Crave A, Viers J, et al. 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chem Geol* **287**: 1–26.
- Nauslar N, Kaplan M, Wallmann J, and Brown T. 2013. A forecast procedure for dry thunderstorms. *J Oper Meteorol* **1**: 200–14.
- Navarro-Monterroza E, Arias PA, and Vieira SC. 2019. El Niño-Oscilación del Sur, fase Modoki, y sus efectos en la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia. *Rev la Acad Colomb Ciencias Exactas, Físicas y Nat* **43**: 120.
- Negrón-Juárez RI, Chambers JQ, Guimaraes G, et al. 2010. Wide-spread Amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. *Geophys Res Lett* **37**: n/a-n/a.
- Negrón-Juárez RI, Chambers JQ, Marra DM, et al. 2011. Detection of subpixel treefall gaps with Landsat imagery in Central Amazon forests. *Remote Sens Environ* **115**: 3322–8.
- Negrón-Juárez RI, Holm JA, Marra DM, et al. 2018. Vulnerability of Amazon forests to storm-driven tree mortality. *Environ Res Lett* **13**: 54021.
- Negrón-Juárez R, Jenkins H, Raupp C, et al. 2017. Windthrow Variability in Central Amazonia. *Atmosphere (Basel)* **8**: 28.
- Nelson BW. 1994. Natural forest disturbance and change in the Brazilian Amazon. *Remote Sens Rev* **10**: 105–25.
- Nelson BW, Kapos V, Adams JB, et al. 1994. Forest disturbance by large blowdowns in the Brazilian Amazon. *Ecology* **75**: 853–8.
- Nobre CA, Sampaio G, Borma LS, et al. 2016. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proc Natl Acad Sci* **113**: 10759–68.
- Nobre CA, Sellers PJ, and Shukla J. 1991. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *J Clim* **4**: 957–88.
- Ovando A, Tomasella J, Rodriguez DA, et al. 2016. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. *J Hydrol Reg Stud* **5**: 293–308.
- Paiva RCD, Buarque DC, Clarke RT, et al. 2011. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophys Res Lett* **38**.
- Peterson CJ, Ribeiro GHP de M, Negrón-Juárez R, et al. 2019. Critical wind speeds suggest wind could be an important disturbance agent in Amazonian forests. *For An Int J For Res* **92**: 444–59.
- Piedade MTF, Worbes M, and Junk WJ. 2001. Geocological Controls on Elemental Fluxes in Communities of Higher Plants. *Biogeochem Amaz Basin*: 209.
- Planchon O, Damato F, Dubreuil V, and Gouéry P. 2006. A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorol Appl A J Forecast Pract Appl Train Tech Model* **13**: 225–34.
- Poveda G, Espinoza JC, Zuluaga MD, et al. 2020. High Impact Weather Events in the Andes. *Front Earth Sci* **8**.
- Poveda G, Jaramillo L, and Vallejo LF. 2014. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resour Res* **50**: 98–118.
- Poveda G, Mesa OJ, Salazar LF, et al. 2005. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Mon Weather Rev* **133**: 228–40.
- Poveda G, Waylen PR, and Pulwarty RS. 2006. Modern climate variability in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **234**: 3–27.
- Ramos-Neto MB and Pivello VR. 2000. Lightning fires in a Brazilian savanna National Park: rethinking management strategies. *Environ Manage* **26**: 675–84.
- Rao VB and Hada K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor Appl Climatol* **42**: 81–91.
- Rao VB, Franchito SH, Santo CME, and Gan MA. 2016. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979-2011. *Int J Climatol* **36**: 291–302.
- Ratnam J, Bond WJ, Fensham RJ, et al. 2011. When is a ‘forest’ a savanna, and why does it matter? *Glob Ecol Biogeogr* **20**: 653–60.
- Ribeiro GHPM, Chambers JQ, Peterson CJ, et al. 2016. Mechanical vulnerability and resistance to snapping and uprooting for Central Amazon tree species. *For Ecol Manage* **380**: 1–10.
- Ribeiro M de NG and Adis J. 1984. Local rainfall variability-A potential bias for bioecological studies in the Central Amazon. *Acta Amaz* **14**: 159–74.
- Ricarte RMD, Herdies DL, and Barbosa TF. 2014. Patterns of atmospheric circulation associated with cold outbreaks in southern Amazonia. *Meteorol Appl* **22**: 129–40.

- Richey JE, Nobre C, and Deser C. 1989. Amazon River Discharge and Climate Variability: 1903 to 1985. *Science* **246**: 101–3.
- Rifai SW, Urquiza Muñoz JD, Negrón-Juárez RI, *et al.* 2016. Landscape-scale consequences of differential tree mortality from catastrophic wind disturbance in the Amazon. *Ecol Appl* **26**: 2225–37.
- Roe GH. 2005. Orographic precipitation. *Annu Rev Earth Planet Sci* **33**: 645–71.
- Rollenbeck R and Bendix J. 2011. Rainfall distribution in the Andes of southern Ecuador derived from blending weather radar data and meteorological field observations. *Atmos Res* **99**: 277–89.
- Romatschke U and Houze RA. 2013. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. *J Hydrometeorol* **14**: 25–46.
- Ronchail J, Cochonneau G, Molinier M, *et al.* 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**: 1663–86.
- Saavedra M, Junquas C, Espinoza J-C, and Silva Y. 2020. Impacts of topography and land use changes on the air surface temperature and precipitation over the central Peruvian Andes. *Atmos Res* **234**: 104711.
- Salati E, Dall'Olio A, Matsui E, and Gat JR. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. *Water Resour Res* **15**: 1250–8.
- Salazar Villegas JF, Poveda GJ, and Salazar LFV. 2004. Balances hidrológicos y estimación de caudales extremos en la Amazonia.
- Schwartz NB, Uriarte M, DeFries R, *et al.* 2017. Fragmentation increases wind disturbance impacts on forest structure and carbon stocks in a western Amazonian landscape. *Ecol Appl* **27**: 1901–15.
- Segura H, Espinoza JC, Junquas C, *et al.* 2020. Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Clim Dyn*: 1–19.
- Segura H, Junquas C, Espinoza JC, *et al.* 2019. New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Clim Dyn* **53**: 405–26.
- Shuttleworth WJ. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc R Soc London Ser B Biol Sci* **233**: 321–46.
- Silva Dias MAF, Silva Dias PL, Longo M, *et al.* 2004. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modeling results. *Theor Appl Climatol* **78**.
- Silva Dias MA. 1987. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo à Curto Prazo. *Rev Bras Meteorol* **2**: 133–57.
- Silva Dias PL, Schubert WH, and De Maria M. 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J Atmos Sci* **40**: 2689–707.
- Silva Y, Takahashi K, and Chávez R. 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Adv Geosci* **14**: 261–4.
- Silvério D V., Brando PM, Bustamante MMC, *et al.* 2019. Fire, fragmentation, and windstorms: A recipe for tropical forest degradation (D Edwards, Ed). *J Ecol* **107**: 656–67.
- Smith NJH. 2002. Amazon sweet sea: land, life, and water at the river's mouth. University of Texas Press.
- Sommer R, Fölster H, Vielhauer K, *et al.* 2003. Deep soil water dynamics and depletion by secondary vegetation in the Eastern Amazon. *Soil Sci Soc Am J* **67**: 1672–86.
- Sorribas MV, Paiva RCD, Melack JM, *et al.* 2016. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Clim Change* **136**: 555–70.
- Souza Filho PWM. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Rev Bras Geofísica* **23**: 427–35.
- Souza EB and Ambrizzi T. 2006. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. *Int J Climatol* **26**: 1759–76.
- Staal A, Tuinenburg OA, Bosmans JHC, *et al.* 2018. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nat Clim Chang* **8**: 539–43.
- Sulca J, Takahashi K, Espinoza J-C, *et al.* 2018. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *Int J Climatol* **38**: 420–35.
- Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, and Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys Res Lett* **38**.
- Tedeschi RG and Collins M. 2017. The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. *Int J Climatol* **37**: 3319–39.
- Torello-Raventos M, Feldpausch TR, Veenendaal E, *et al.* 2013. On the delineation of tropical vegetation types with an emphasis on forest/savanna transitions. *Plant Ecol & Divers* **6**: 101–37.
- Trachte K, Rollenbeck R, and Bendix J. 2010a. Nocturnal convective cloud formation under clear-sky conditions at the eastern Andes of south Ecuador. *J Geophys Res Atmos* **115**.
- Trachte K, Nauss T, and Bendix J. 2010b. The impact of different terrain configurations on the formation and dynamics of katabatic flows: Idealised case studies. *Boundary-layer Meteorol* **134**: 307–25.
- Trumbore S, Brando P, and Hartmann H. 2015. Forest health and global change. *Science* **349**: 814–8.
- Turner MG. 2010. Disturbance and landscape dynamics in a changing world. *Ecology* **91**: 2833–49.
- Vauchel P, Santini W, Guyot JL, *et al.* 2017. A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme. *J Hydrol* **553**: 35–48.
- Vera C, Baez J, Douglas M, *et al.* 2006b. The South American low-level jet experiment. *Bull Am Meteorol Soc* **87**: 63–78.
- Vera C, Higgins W, Amador J, *et al.* 2006a. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J Clim* **19**: 4977–5000.
- Viana LP and Herdies DL. 2018. Case Study of a Cold air Outbreak Incursion Extreme Event in July 2013 on Brazilian Amazon Basin. *Rev Bras Meteorol* **33**: 27–39.
- Viegas DX. 2012. Extreme fire behaviour. *For Manag Technol Pract Impact*: 1–56.
- Vourlitis GL, Filho NP, Hayashi MMS, *et al.* 2002. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water Resour Res* **38**: 30–1.

- Wallace JM and Hobbs P V. 2006. Atmospheric science: an introductory survey. Elsevier.
- Wanzeler RTS. 2018. Períodos ativos e inativos da brisa nas regiões do Centro de Lançamento de Alcântara e de Belém/PA durante o período seco.
- Weng W, Luedeke MKB, Zemp DC, *et al.* 2018. Aerial and surface rivers: downwind impacts on water availability from land use changes in Amazonia. *Hydrol Earth Syst Sci* **22**: 911–27.
- Werth D and Avissar R. 2004. The regional evapotranspiration of the Amazon. *J Hydrometeorol* **5**: 100–9.
- Wilcke W, Leimer S, Peters T, *et al.* 2013. The nitrogen cycle of tropical montane forest in Ecuador turns inorganic under environmental change. *Global Biogeochem Cycles* **27**: 1194–204.
- Wilcke W, Oelmann Y, Schmitt A, *et al.* 2008. Soil properties and tree growth along an altitudinal transect in Ecuadorian tropical montane forest. *J Plant Nutr Soil Sci* **171**: 220–30.
- Williams E, Dall' Antonia A, Dall' Antonia V, *et al.* 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**: 231–8.
- Williams MR and Melack JM. 1997. Solute export from forested and partially deforested catchments in the central Amazon. *Biogeochemistry* **38**: 67–102.
- Yanoviak SP, Gora EM, Bitzer PM, *et al.* 2020. Lightning is a major cause of large tree mortality in a lowland neotropical forest. *New Phytol* **225**: 1936–44.
- Zeng N. 1999. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res Atmos* **104**: 9097–106.
- Zeng N, Yoon J-H, Marengo JA, *et al.* 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ Res Lett* **3**: 14002.
- Zheleznova I V and Gushchina DY. 2017. Hadley and Walker circulation anomalies associated with the two types of El Niño. *Russ Meteorol Hydrol* **42**: 625–34.
- Zhou J and Lau KM. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *J Clim* **11**: 1020–40.

INFORMAÇÕES DE CONTATO

**SPA Technical-Scientific Secretariat New York**

**475 Riverside Drive, Suite 530**

**New York NY 10115**

**USA**

**+1 (212) 870-3920**

**spa@unsdsn.org**

**SPA Technical-Scientific Secretariat South America**

**Av. Ironman Victor Garrido, 623**

**São José dos Campos – São Paulo**

**Brazil**

**spasouthamerica@unsdsn.org**

WEBSITE [theamazonwewant.org](http://theamazonwewant.org)

INSTAGRAM [@theamazonwewant](https://www.instagram.com/theamazonwewant)

TWITTER [@theamazonwewant](https://twitter.com/theamazonwewant)