

Capítulo 7

Ciclos Biogeofísicos: Reciclagem de Água, Regulação Climática



Rio Parima na 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 L, Brando PM, Marengo JA, Saleska SR, Gatti LV. 2021. Capítulo 7: Ciclos Biogeofísicos: Reciclagem de Água, Regulação Climática. 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, Rodríguez Alza 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, Frieri 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 Brian Rodrigues. Rede de Soluções para o Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas, Nova Iorque, EUA. Disponível em <https://www.amazoniaquequeremos.org/pca-publicacoes/>. DOI: 10.55161/TTHY5835

ÍNDICE

RESUMO GRÁFICO.....	2
7.1 INTRODUÇÃO.....	4
7.2 O PAPEL DAS FLORESTAS NA RECICLAGEM DE ÁGUA.....	6
7.2.1 RECICLAGEM DE ÁGUA NA AMAZÔNIA.....	6
7.2.1.1 <i>General Conceitos gerais sobre reciclagem de água</i>	6
7.2.1.2 <i>Perspectiva histórica sobre os estudos de reciclagem de água na bacia amazônica</i>	6
7.2.1.3 <i>Estimativas modernas</i>	7
7.2.2 MECANISMOS PARA CAPTURAR A UMIDADE PROFUNDA DO SOLO PELAS ÁRVORES	10
7.2.2.1 <i>O papel das florestas tropicais da Amazônia na produção de seu próprio clima</i>	12
7.2.2.2 <i>A bomba biótica e o papel da floresta no início da estação chuvosa</i>	14
7.2.3 O PAPEL DA FLORESTA COMO FONTE DE VAPOR DE ÁGUA PARA OUTRAS REGIÕES	15
7.3 REGULAÇÃO CLIMÁTICA PROPORCIONADA PELAS FLORESTAS	15
7.3.1 REGULAÇÃO DA TEMPERATURA	15
7.3.2 EFEITOS DE BORDA NA TEMPERATURA E NA UMIDADE.....	18
7.4 CONCLUSÕES	18
7.5 RECOMENDAÇÕES.....	19
7.6 REFERÊNCIAS	19

Resumo gráfico

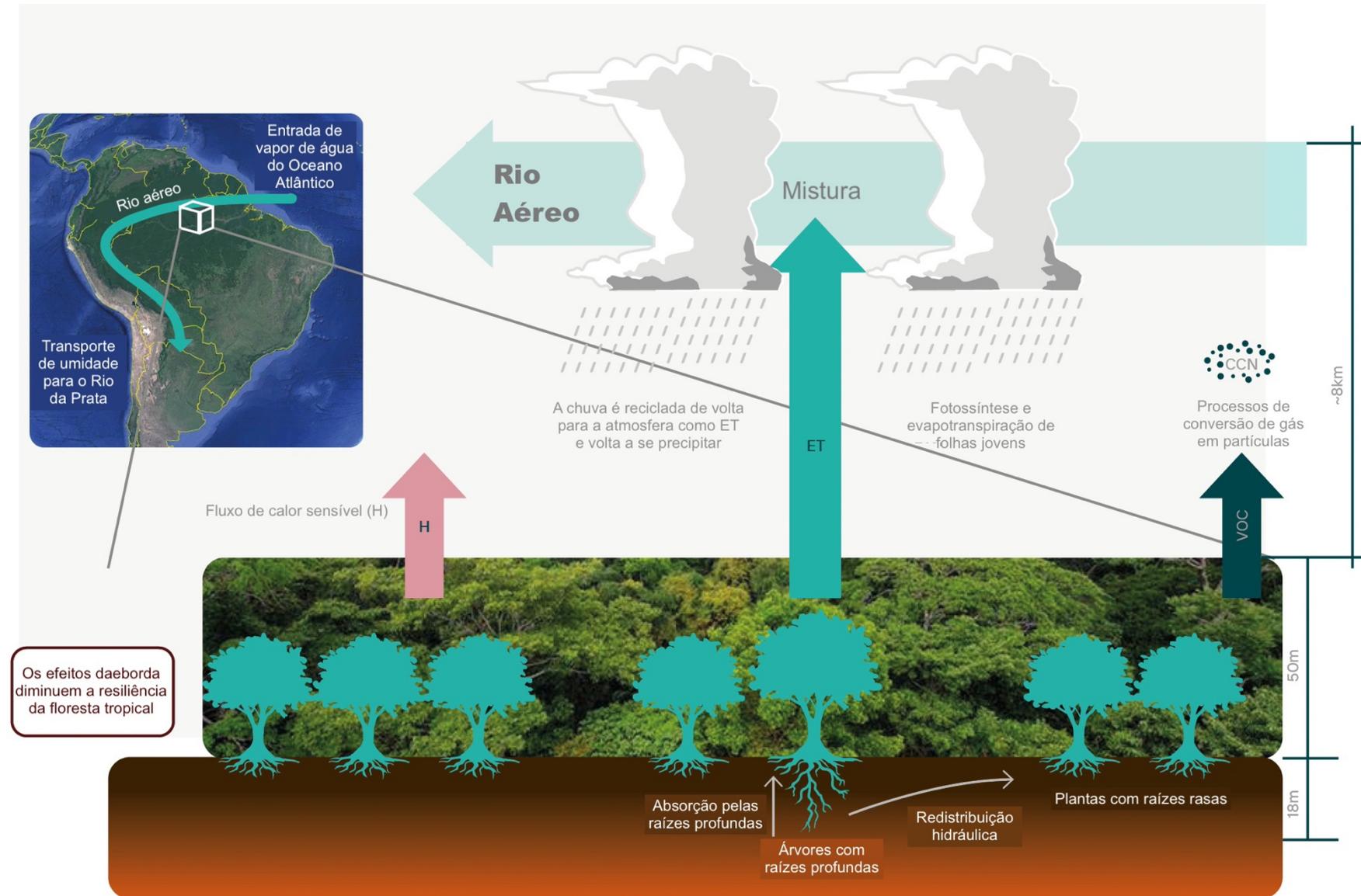


Figura 7.A Resumo gráfico.

Capítulo 7: Ciclos biogeofísicos: Reciclagem de água, regulação climática

Marcos H. Costa^{*1}, Laura Borma², Paulo M. Brando^{3 4 5}, José A. Marengo⁶, Scott R. Saleska⁷, Luciana V. Gatti²

Mensagens-chave

- A floresta amazônica pode reciclar grandes quantidades de vapor de água do solo para a atmosfera por meio da evapotranspiração (ET). A taxa média de reciclagem da bacia amazônica varia de 24% a 35%, com um valor médio de 28%.
- As partes central e noroeste da Amazônia exportam umidade para os Andes por meio de diversos rios atmosféricos (ou aéreos) que fornecem água para geleiras tropicais, páramos e cidades. A parte sudoeste da Bacia Amazônica é uma importante fonte direta de umidade para a Bacia do Prata durante todo o ano, com umidade transportada pelo jato de baixos níveis da América do Sul.
- A quantidade de cobertura florestal regula a temperatura local e a quantidade e a sazonalidade da precipitação, com a perda (aumento) da floresta levando a reduções (aumentos) na precipitação e impactos subsequentes na cobertura florestal. Localmente, a substituição de árvores de floresta tropical com raízes profundas por gramíneas ou plantações aquece o microclima devido à menor ET, apesar do albedo mais alto da vegetação senescente. Se as áreas afetadas forem grandes o suficiente, isso pode afetar a precipitação, especialmente no final da estação seca, com implicações para a degradação da floresta, a flammabilidade da floresta e a produtividade das culturas agrícolas.
- As mudanças mais importantes no sistema hidroclimático ocorrem na transição entre as estações seca e chuvosa, com um prolongamento da estação seca nas regiões afetadas pelo desmatamento de meso- a grande-escala (10-1.000 km), o que tem importantes consequências ecológicas e hidrológicas. Estudos futuros devem se concentrar nessas transições sazonais.
- Muito poucos (ou nenhum) dos novos avanços na degradação das bordas da floresta foram incluídos nos processos simulados pelos Modelos do Sistema Terrestre (ESMs). A projeção do futuro das florestas amazônicas requer uma melhor representação dos efeitos da borda da floresta nos ESMs.

Resumo

Os climas quentes e úmidos que sustentam as florestas tropicais da Amazônia são, em parte, consequência das interações entre a floresta e a atmosfera. Este capítulo avalia os processos biogeofísicos pelos quais a floresta tropical fornece umidade e energia para manter seu próprio clima. Uma combinação de várias características e processos das plantas - baixo albedo, copas rugosas, enraizamento profundo, redistribuição hidráulica pelas plantas e regulação biológica do fluxo de água através das folhas - permite a captação da água armazenada nas camadas profundas do solo. Esses mecanismos fornecem um fluxo constante de vapor de água para a atmosfera, que é reciclado internamente na Amazônia e é uma importante fonte de vapor de água para outras regiões da América do Sul. Numa média regional, cerca de 28% das chuvas na Amazônia reprecipitaram pelo menos uma vez, com essa fração aumentando em direção ao oeste, até ultrapassar 50% na base dos Andes. A floresta tropical também desempenha um papel importante na regulação do clima no

¹ Dept. of Agricultural Engineering, Federal University of Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brazil

² National Institute for Space Research (INPE), S. J. Campos, SP, Brazil

³ Woodwell Climate Research Center, Falmouth, MA, United States

⁴ University of California – Irvine (UCI), Irvine, CA, United States

⁵ Institute for Environmental Research in Amazonia (IPAM), Brasília, DF, Brazil

⁶ National Center for Monitoring and Alerts of Natural Disasters (CEMADEN), S. J. Campos, SP, Brazil

⁷ Dept. of Ecology and Evolutionary Ecology, University of Arizona, Tucson, AZ, United States

sul da Amazônia durante a transição da estação seca para a úmida (setembro-outubro). As áreas florestadas têm um início precoce e um final tardio da estação chuvosa (outubro-abril). Elas também estão associadas a uma baixa frequência de períodos de seca de qualquer duração nos meses de transição entre as estações seca e chuvosa (março-abril, setembro-outubro) quando comparadas a áreas altamente desmatadas. Por fim, a intensa perda de calor latente por meio da ET mantém a temperatura do ar abaixo de 30°C, o que é quase ideal para a fotossíntese e, conseqüentemente, para a absorção de carbono.

Palavras-chave: Rios aéreos, captura de umidade profunda do solo, regulação de temperatura

7.1 Introdução

A Amazônia é bem conhecida por duas características notáveis: a floresta tropical e seu clima quente e úmido. A floresta amazônica é talvez o bioma mais exuberante do mundo, com alta biomassa, dossel alto e rica biodiversidade (Capítulo 3). A média anual de longo prazo da precipitação varia de 2.000 a 2.300 mm, dependendo do período usado para o cálculo e da inclusão ou não da Bacia do Tocantins (Tabela 1, Capítulo 5). Nas partes mais chuvosas da região, a precipitação pode chegar a 6.000-7.000 mm/ano no sopé dos Andes (Seção 5.3.5, Capítulo 5). Uma "estação relativamente seca" é encontrada em lugares específicos, como a fronteira sul da Amazônia, perto da transição para o cerrado (savanas do Brasil Central) e no eixo sul-norte em torno de Santarém (no Estado do Pará, Brasil). A "estação relativamente seca" descreve uma estação em que a precipitação média mensal está abaixo das taxas de ET mensais, mas ainda apresenta altas quantidades de precipitação (~100 mm/mês, conforme definido por Sombroek 2001). Uma estação seca com duração de seis meses é encontrada nas áreas a montante dos afluentes do sul do rio Amazonas (rios Tapajós e Xingu), na maior parte da bacia do Tocantins, no estado de Roraima (Brasil) e ao norte de Boa Vista (capital de Roraima), onde a precipitação anual pode chegar a 1.500 mm. As temperaturas médias mensais variam entre 26°C e 28°C na planície da Amazônia Central, e a média anual diminui com a altitude. Nas terras altas andinas, a temperatura média anual é de 12,6°C em Sucre, Bolívia (altitude de 2.800 m), 12,8°C em Cajamarca, Peru (2.740 m) e 6,8°C em La Paz, Bolívia (3.650 m). A sazonalidade (amplitude da temperatura média mensal) aumenta com a latitude, variando de cerca de 2°C perto do

equador a cerca de 4°C em Brasília (16°S). Para ver as localizações das cidades, rios, bacias e fronteiras de bioma, consulte a Figura 7.1.

Essas duas características notáveis - a floresta exuberante e o clima quente e úmido - estão intrinsecamente ligadas por interações biogeofísicas bidirecionais, ou ciclos. Obviamente, a presença da floresta tropical na Amazônia é uma consequência do clima chuvoso que existe lá; a floresta tropical não poderia crescer em um ambiente frio ou seco. Entretanto, o funcionamento da floresta tropical também ajuda a produzir o clima quente e úmido necessário para sua permanência. A floresta tropical interage com a atmosfera de várias maneiras, o que afeta o clima local, continental e global. Um processo importante é a reciclagem de água (Seção 7.2.1). Seguindo o processo do ciclo da água, os ventos próximos à superfície do oceano trazem a umidade do Oceano Atlântico tropical para a Amazônia. Parte dessa umidade precipita como chuva, e uma parte da chuva que cai pode ser rapidamente devolvida à atmosfera pela floresta por meio da evapotranspiração (ET). Parte desse vapor d'água retornará como chuva sobre a floresta tropical, e outra parte é transportada para regiões vizinhas.

Essa injeção de vapor de água não apresenta variabilidade sazonal ou interanual significativa, o que pode ser explicado por várias características e processos associados à floresta tropical, como captura por raízes profundas, redistribuição hidráulica e sincronização biológica do surgimento de novas folhas com a estação seca (Seção 7.2.2).

Este capítulo avalia as interações biogeofísicas entre a floresta amazônica e o clima. É apresentada uma



Figura 7.1 Mapa de orientação. Mapa de biomas da América do Sul, com os principais rios e cidades. Fontes: WWF (<https://www.worldwildlife.org/publications/terrestrial-ecoregions-of-the-world>), RAISG (2020), WCS- Venticinque (2016).

perspectiva histórica, destacando as descobertas que melhoraram nossa compreensão dos mecanismos pelos quais a floresta tropical interage com a atmosfera.

7.2 O papel das florestas na reciclagem de água

7.2.1 Reciclagem de água na Amazônia

7.2.1.1 *General Conceitos gerais sobre reciclagem de água*

A reciclagem de água é o processo pelo qual a ET em um local específico do continente contribui para a precipitação em outro local do continente (Zemp et al. 2014). A taxa de reciclagem (ρ) é a taxa de precipitação de origem continental dividida pela precipitação total. Ela depende de várias condições, incluindo a escala espacial, a proporção de ET local em relação a outras fontes de vapor de água e a extensão da região a favor do vento.

Primeiro, considere a escala. Em um extremo, em escala global, todas as moléculas de água evaporam da superfície da Terra, permanecem na atmosfera por alguns dias e depois precipitam novamente. A taxa de reciclagem é então de 100%. No outro extremo da escala, uma área infinitesimal na superfície terrestre, a probabilidade de uma molécula de água que evapora dessa área se precipitar de volta para dentro dela é quase zero (Eltahir e Bras, 1996). Uma região grande como a Amazônia tende a ter uma alta taxa de reciclagem, mas entre essas duas escalas, a reciclagem regional é mais complexa.

A Figura 7.2 explica a dependência da reciclagem em relação à extensão da região a favor do vento. Considere duas áreas retangulares do mesmo tamanho, mas uma tem sua dimensão principal ao longo dos ventos dominantes (Figura 7.2a), enquanto a outra tem sua dimensão principal ao lado dos ventos predominantes (Figura 7.2b). Todas as outras condições (transporte de umidade do oceano, precipitação e taxa de evapotranspiração) são as mesmas. Quanto maior for a dimensão da região ao longo dos ventos dominantes, maior será a reciclagem.

A reciclagem da umidade pode ser calculada a partir de qualquer região de origem onde ela evapora (ou seja, a Amazônia) para qualquer região de destino onde ela precipita (por exemplo, a própria Bacia Amazônica, incluindo os Andes ou a Bacia do Prata). Esta seção explorará primeiro o papel da reciclagem dentro da Bacia Amazônica e depois, seu papel como fonte de água para outras regiões.

7.2.1.2 *Perspectiva histórica sobre os estudos de reciclagem de água na bacia amazônica*

Textos climatológicos clássicos (Sellers, 1965; Budyko, 1974) consideram que a ET local é de menor importância como fonte de água precipitável sobre os continentes. Entretanto, essa suposição pode não ser precisa em uma área continental onde a ET atinge altas taxas, como nas florestas tropicais.

A metodologia clássica (consulte, por exemplo, Budyko, 1974) para calcular a reciclagem de água via ET afirma que, para um clima estável e a longo prazo, se não houver reciclagem, a advecção líquida de vapor de água para uma região (i.e., quantidade de vapor que chega à região) seria equilibrada pelo escoamento hidrológico. Assim, usando sondagem atmosférica e medições hidrológicas, é possível calcular a reciclagem.

Molion (1975) sugeriu pela primeira vez que a precipitação na Amazônia depende muito da ET local. Usando a metodologia clássica descrita acima, ele concluiu que a advecção de vapor d'água contribui com apenas 44% da precipitação da Bacia Amazônica, enquanto a ET local fornece os 56% restantes. Dando continuidade a esse trabalho, Lettau et al. (1979) apresentaram dados sobre a variação da razão entre a água precipitável total e a água precipitável de origem oceânica de acordo com a longitude. Como a direção principal do vento é de leste para oeste, o aumento na proporção de água precipitável de outras fontes que não o oceano sugere que essa fonte é a ET. Eles também calcularam que 88% da precipitação na parte mais ocidental da Amazônia é vapor de água que já caiu pelo menos uma vez anteriormente.

Dall'Olio et al. (1979) usaram as concentrações dos isótopos estáveis ^{18}O e ^2H (deutério) como rastreadores para estudar a origem da água precipitável na região amazônica. As diferentes massas de isótopos na água causam uma destilação que concentra os isótopos mais pesados (^{18}O e ^2H) mais próximos da fonte original da precipitação e os isótopos cada vez mais leves (^{16}O e ^1H) mais próximos da fonte de precipitação e isótopos cada vez mais leves (^{16}O e ^1H) em cada estágio de reciclagem ao longo do caminho. Eles concluíram que o fluxo de vapor de água do oceano é menor do que a precipitação total sobre a bacia, portanto, era necessário considerar pelo menos uma outra fonte de vapor de água. Como não havia evidência meteorológica de fontes externas adicionais de vapor de água, eles sugeriram que a ET poderia fornecer a fonte de umidade adicional necessária. Seus dados indicaram que, em média, ambas as fontes (oceano e floresta) são da mesma magnitude, o que sugere que a vegetação reciclou 50% da água da precipitação.

Salati et al. (1979), usando os mesmos dados de Dall'Olio et al. (1979), relataram que, apesar de a bacia amazônica parecer ser uma unidade hidrometeorológica relativamente uniforme, a variabilidade sazonal e geográfica dos dados isotópicos demonstra a heterogeneidade da região do ponto de vista hidrometeorológico, apontando variações relacionadas à sazonalidade e à localização, sendo a Amazônia Central e Ocidental áreas onde grandes quantidades de água são recicladas. Em sua revisão clássica, Salati e Vose (1984) afirmaram que cerca de 50% da precipitação é de ET para a atmosfera, dos quais cerca de 48% caem novamente como chuva.

Nobre et al. (1991) calcularam o balanço hídrico para a Amazônia usando dados de sondagem atmosférica do Global Tropospheric Experiment com pelo menos dois perfis verticais por dia durante um período prolongado. Eles concluíram que cerca de 50% da chuva se originou da ET e 50% do transporte de umidade de fora da bacia.

No entanto, a solidez dessas estimativas iniciais foi limitada pela baixa disponibilidade das medições de

sondagem atmosférica, e várias questões permaneceram. Primeiro, os cálculos climatológicos da taxa de água reciclada não estavam disponíveis. Segundo a variabilidade interanual da precipitação (variando de 2.000 a 2.800 mm yr⁻¹ em um período de retorno de 10 anos) é muito maior do que a variabilidade interanual da ET (consulte a Seção 5.4 e o Capítulo 5), e não estava claro como as fontes de vapor d'água para a precipitação variam simultaneamente com a variabilidade anual da precipitação e da ET.

Além disso, essas estimativas iniciais consideravam que tanto os Andes quanto o planalto do Brasil Central eram barreiras importantes para o fluxo de vapor de água. Assim, elas presumiram que o fluxo de vapor de água para fora da bacia era próximo de zero. Além disso, Savenije (1996) demonstrou que, sob essa premissa, $\rho = 1 - C$, em que C é o coeficiente de escoamento, que é cerca de 0,5 para o Rio Amazonas. Em conclusão, essa suposição superestimou a taxa de reciclagem. A estimativa de ρ não melhorou até o próximo avanço científico: conjuntos de dados globais quadri-dimensionais de vento e umidade.

7.2.1.3. Estimativas modernas

O advento de conjuntos de dados quadri-dimensionais de vento e umidade na década de 1990 (três dimensões espaciais mais uma dimensão temporal), incluindo produtos de reanálise atmosférica, permitiu o cálculo de padrões espaciais e temporais da taxa de reciclagem. Esses conjuntos de dados demonstraram que há, de fato, um pequeno fluxo de vapor de água através dos Andes e um fluxo significativo de umidade para o sul, em direção ao centro e ao sul da América do Sul (Seção 7.2.3). Vários estudos usaram esses conjuntos de dados e diferentes métodos para calcular a reciclagem, resumidos na Tabela 7.1. A taxa média de reciclagem da Bacia Amazônica varia de 24% a 35%, com um valor médio de 28%, ou cerca de metade do que foi estimado anteriormente.

Das estimativas na Tabela 7.1, Staal et al. (2018) usam uma definição ligeiramente diferente de reci-

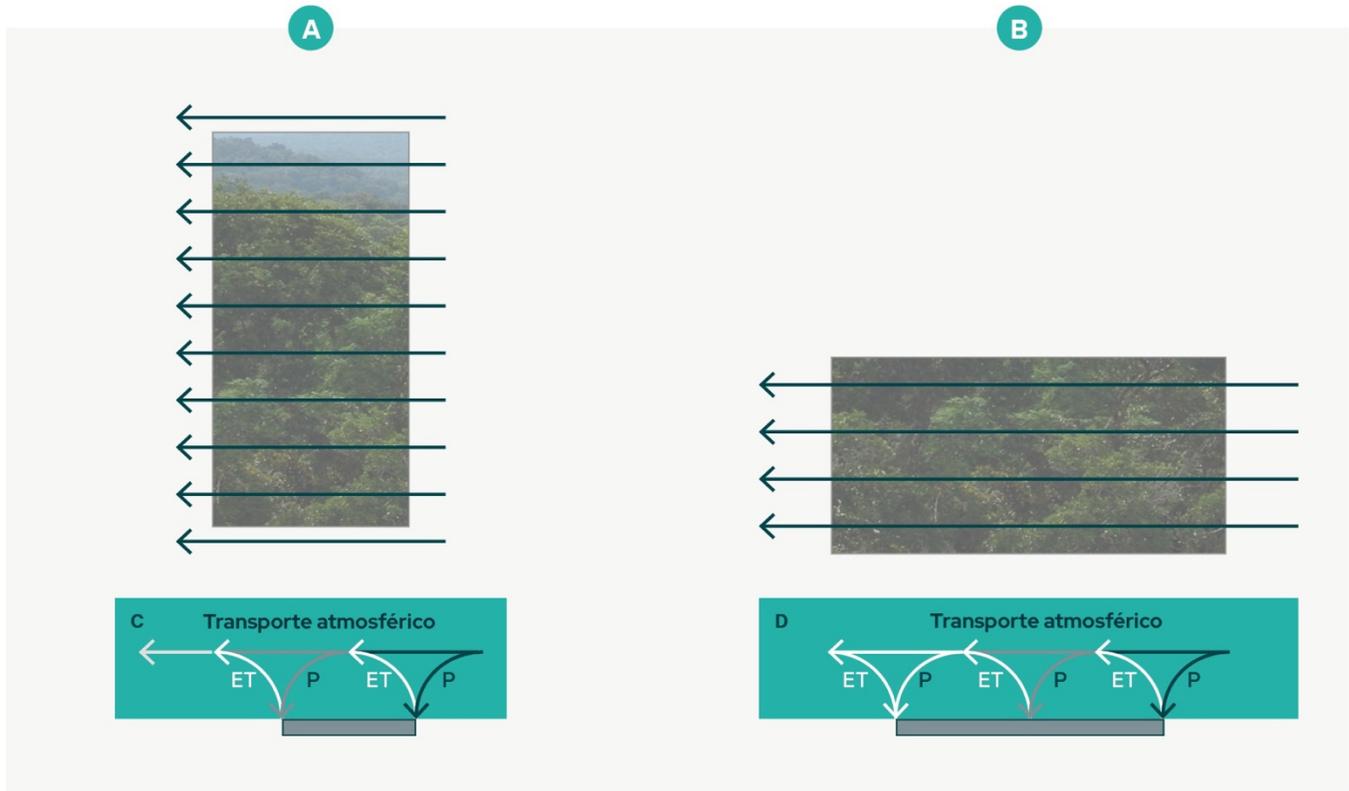


Figure 7.2 Diagrama esquemático da reciclagem de água de duas regiões idênticas (A e B), diferindo apenas com relação à direção do vento. P é a precipitação e ET é a evapotranspiração. As setas pretas representam o fluxo de vapor de água de origem oceânica, e as setas brancas indicam o fluxo de vapor de água originado na superfície terrestre. Os tons de cinza das setas representam a proporção de vapor d’água oceânico versus vapor d’água da superfície terrestre.

clagem de água. Eles contam várias evaporações da mesma molécula de água várias vezes, produzindo $\rho > 100\%$ em alguns meses (consulte Staal et al. 2018, Fig. S5). Esse método também superestima ligeiramente a taxa de reciclagem em comparação com outros estudos.

Mesmo essas estimativas mais recentes podem ter limitações. Os modelos de rastreamento de umidade variam amplamente em complexidade, dependendo do número de processos físicos representados (Dominguez et al. 2020). Os modelos complexos são abrangentes em sua representação física, mas são computacionalmente muito mais caros. Os modelos simples são mais rápidos de executar, mas se concentram em processos físicos específicos e simplificam as suposições. Uma suposição comum em

modelos simples é que o vapor de água é bem misturado dentro da coluna vertical da atmosfera. A suposição de que o vapor d’água é bem misturado também pode ser subdividida em vários componentes, ou seja, bem misturado durante a evaporação, o transporte e a precipitação. Por exemplo, a altura vertical a partir da qual o vapor de água contribui para a precipitação não é necessariamente proporcional à umidade específica do nível.

Em regiões onde predomina a precipitação convectiva, como a Amazônia, o vapor d’água dos níveis atmosféricos mais baixos contribui significativamente mais para a precipitação do que a umidade do nível superior, um processo que foi chamado de “reciclagem rápida” (Lettau et al. 1979) e leva a uma superestimação das fontes terrestres de umidade por

Estudo	Método	Conjunto de dados	Período	ρ (%)
Brubaker <i>et al.</i> (1993)	Modelo atmosférico de grande volume	GFDL e NCAR	1963-1973	24
Eltahir e Bras (1994)	Modelo atmosférico de grande volume	Análise do ECMWF	1985-1990	25
Trenberth (1999)	Modelo atmosférico de grande volume	CMAP e reanálise NCEP-NCAR	1979-1995	35
Costa e Foley (1999)	Modelo atmosférico de grande volume	Reanálise NCEP/NCAR	1976-1996	30
Bosilovich e Chern (2006)	AGCM com rastreadores passivos de rastreadores de vapor d'água	Condições iniciais do modelo; nenhuma condição de contorno com evolução temporal	1948-1997	27.2
Dirmeyer <i>et al.</i> (2009)	Trajatória reversa quase isentrópica (rastreamento Lagrangiano)	Reanálise NCEP/DOE	1979-2003	28
van der Ent <i>et al.</i> (2010)	Método Euleriano de rastreamento da umidade atmosférica	Reanálise ERA-Interim	1999-2008	28
Zemp <i>et al.</i> (2014)	Método Euleriano de rastreamento da umidade atmosférica	TRMM para (P) e MODIS para ET	2001-2010	28
Zemp <i>et al.</i> (2014)	Método Euleriano de rastreamento da umidade atmosférica	Modelo de superfície terrestre para ET, média de CRU, GPCC, GPCP e CPC para P	1990-1995	24
Staal <i>et al.</i> (2018)	Método Euleriano de rastreamento da umidade atmosférica / reciclagem em cascata	GLDAS	2003-2014	32

Tabela 7.1 Estudos para calcular a reciclagem.

modelos simples quando comparados aos traçadores de vapor d'água em modelos climáticos (Goessling e Reick 2013; Dominguez et al. 2020).

Por outro lado, há modelos para rastrear fontes e caminhos de vapor de água na atmosfera que usam o rastreamento de partículas lagrangianas, como o modelo de trajetória HYSPLIT da NOAA (Stein et al. 2015) ou o modelo climático regional Weather Research and Forecasting com rastreamento de vapor de água (WRF-WVT) (Insua-Costa e Miguez-Macho

2018). Esses modelos simulam ou parametrizam explicitamente processos como convecção, microfísica, turbulência e rastreamento de partículas, mas têm a desvantagem de serem computacionalmente caros. Ambos os métodos (Euleriano e Lagrangiano) também podem ser subdivididos em cálculos off-line (realizados em conjuntos de dados gerados anteriormente) ou cálculos on-line (realizados enquanto o modelo está sendo executado) (Dominguez et al. 2020). Os modelos Lagrangianos on-line, que dependem de rastreadores de água prognósticos in-

corporados aos modelos climáticos globais ou regionais, podem fornecer valores fisicamente mais consistentes. Por outro lado, executá-los por um longo período para calcular os valores da taxa de reciclagem climatológica provavelmente levará a vieses graves se as condições de contorno não forem constantemente atualizadas. Em resumo, todos os métodos têm vantagens e desvantagens. Atualmente, não está claro qual seria o efeito da substituição da suposição de vapor d'água bem misturado pelo rastreamento lagrangiano no cálculo da taxa de reciclagem.

No entanto, esses estudos também concluíram que a taxa de reciclagem varia espacialmente, sazonalmente e interanualmente. Vários autores, como van der Ent et al. (2010), Zemp et al. (2014) e Staal et al. (2018), fornecem cálculos espacialmente explícitos da taxa de reciclagem. Eles mostram que ρ está próximo de zero perto da foz do Amazonas, onde a umidade do oceano entra na Amazônia, para >50% perto dos Andes (Figura 7.3). A elevação mecânica das montanhas e a forma côncava dos Andes induzem a convergência de baixo nível várias centenas de quilômetros antes dos Andes, facilitando altas taxas de precipitação e impedindo que a umidade atravesse os Andes e saia da bacia.

A reciclagem também é maior durante a estação seca do que durante a estação chuvosa (compare a Figura 7.3a com a Figura 7.3b). Durante a estação seca, a entrada de umidade do oceano diminui, e o fluxo constante de água da floresta tropical aumenta a importância dessa fonte local. Conforme explicado na Seção 5.4 do Capítulo 5 e abaixo na Seção 7.2.2, na maior parte da Amazônia, a ET não é controlada pela disponibilidade de umidade do solo, mas sim pela disponibilidade de energia para evaporar a água, daí a baixa variabilidade sazonal. Isso ocorre porque as árvores da Amazônia têm acesso à água armazenada em camadas profundas do solo e, conseqüentemente, não sofrem muito estresse hídrico.

A estabilidade da ET local também está associada à variabilidade de ρ em escalas de tempo interanuais e decadais. Por exemplo, Costa e Foley (1999) descobriram um enfraquecimento dos ventos alísios que

transportam vapor de água do oceano Atlântico tropical para a bacia amazônica durante 1976-1996, o que causou uma diminuição na entrada de vapor de água na bacia amazônica. Nesse caso, a principal fonte de vapor d'água para a bacia diminuiu em cerca de 720 mm/ano em 20 anos (de 3.430 mm/ano em 1976-77 para 2.710 mm/ano em 1995-96, ou 36 mm/ano²); no entanto, a Bacia Amazônica manteve a precipitação e o escoamento superficial aumentando a contribuição relativa da fonte local de vapor d'água (ET regional) de 28% em 1976-77 para 33% em 1995-96.

7.2.2 Mecanismos para capturar a umidade profunda do solo pelas árvores

Outro avanço no entendimento do papel da floresta tropical no clima regional foi a medição direta da ET usando técnicas de eddy-covariance em vários locais experimentais de florestas de terras firme na Amazônia. Essas observações indicam que as taxas de ET da estação seca nas florestas da Amazônia central atingem o pico durante a estação seca, excedendo consistentemente os valores da estação úmida (Shuttleworth 1988). Essas observações implicam que a ET nessas florestas é regulada pelo ciclo anual da radiação recebida (que normalmente aumenta durante a estação seca devido a um sol mais vertical e à diminuição da cobertura de nuvens) com a ET da estação seca comparável aos valores da estação úmida, ou até mesmo consistentemente superior a eles (Hasler e Avissar 2007). A dinâmica sazonal mais complexa da ET das florestas de planalto do sul da Amazônia, limitadas pela umidade, indica a regulação conjunta por fatores ambientais (por exemplo, radiação líquida, déficit de pressão de vapor) e biológicos (condutância do dossel da floresta) nessas florestas (Da-Rocha et al. 2009; Costa et al. 2010; Restrepo-Coupe et al. 2021).

Essas descobertas contradizem o entendimento comum (veja a discussão entre Werth e Avissar 2004, Costa et al. 2004) e os resultados de simulação da maioria dos modelos de superfície terrestre, que mostram uma diminuição da ET e da produtividade durante a estação seca e os períodos de seca devido

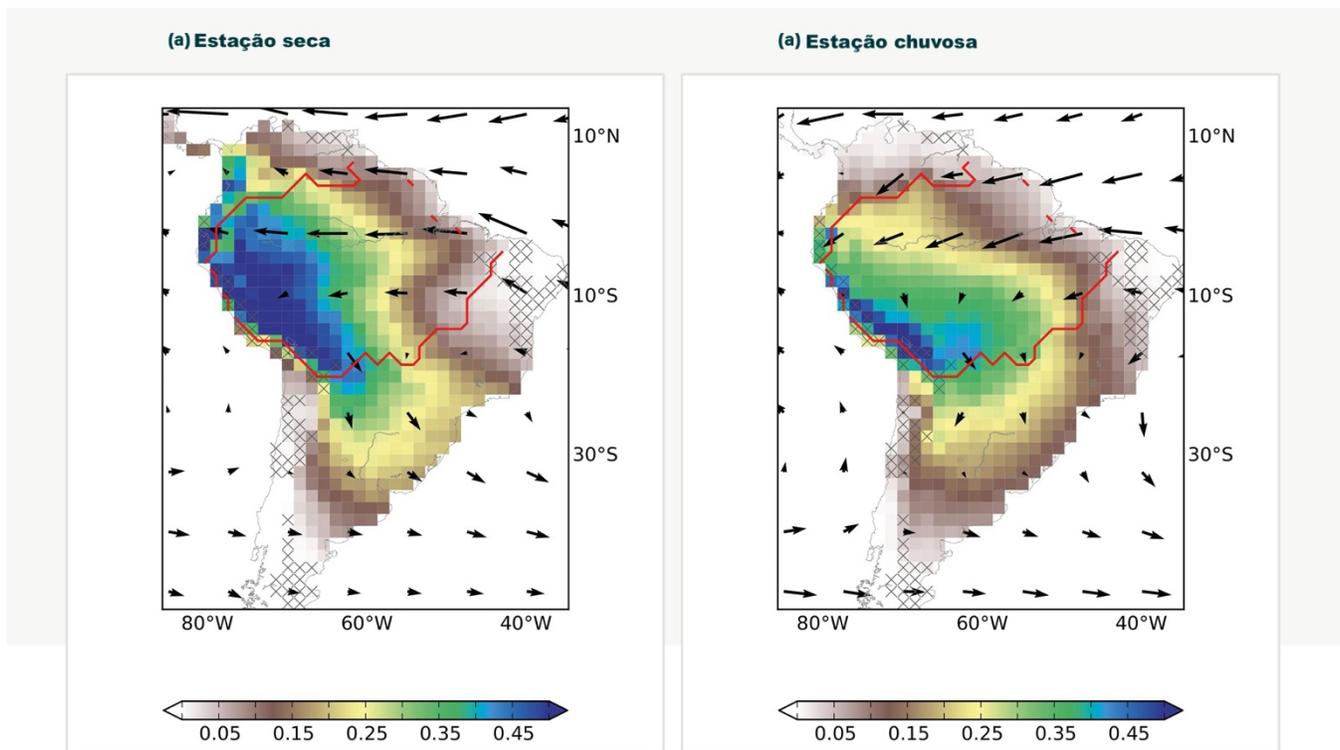


Figura 7.3 Estudos para cálculo de reciclagem.

à limitação de água (Christoffersen et al. 2014; veja também a Seção 5.4 do Capítulo 5).

Esta discussão se concentra nos mecanismos de captação de água profunda das florestas de terra firme, já que se supõe que as florestas sazonalmente inundadas têm menos probabilidade de sofrer limitação de água. Vários estudos propuseram mecanismos diferentes para explicar a tolerância à seca (sazonal ou extrema) das florestas tropicais da Amazônia. Esses mecanismos incluem a absorção de água por raízes profundas, a redistribuição hidráulica da planta e a regeneração das folhas na estação seca.

Conforme discutido no Capítulo 5, os solos amazônicos, devido à sua textura predominantemente argilosa na área de platô, armazenam, na estação úmida, grandes quantidades de chuva que são liberadas para as plantas durante a estação seca (Bruno et al. 2006; Chauvel et al. 1992; Hodnett et al. 1995; Nepstad et al. 1994). À medida que a estação seca avança, essa água tende a percolar e é armazenada em camadas profundas do solo, que são compostas

principalmente pela água infiltrada nos períodos úmidos anteriores (Negron-Juarez et al. 2007), e onde principalmente as raízes mais profundas têm a capacidade de absorvê-la (Nepstad et al. 1994). Raízes finas muito profundas (>6 m), embora raras, foram encontradas em alguns locais na Amazônia oriental (Nepstad et al. 1994) e central (Chauvel et al. 1992; Negrón-Juárez et al. 2020). Na Amazônia oriental, onde a precipitação é mais sazonal, Nepstad et al. (1994) encontraram raízes que atingiram 18 m. A existência dessas raízes, associada à baixa disponibilidade de água para as plantas nas camadas superiores (<1 m) do solo, deu origem à compreensão do papel das raízes profundas como a principal estratégia das plantas para lidar com secas sazonais e, potencialmente, severas (Bruno et al. 2006; Hodnett et al. 1995; Jipp et al. 1998; Nepstad et al. 1994).

Apesar da ocorrência documentada de raízes profundas, é bem reconhecido que, na Amazônia, as raízes rasas (<1 m) são muito mais abundantes do que as profundas (Chauvel et al. 1992; Nepstad et al. 1994). A densidade das raízes diminui de mais de

um quilograma de raízes por metro cúbico próximo à superfície para algumas dezenas de gramas por metro cúbico abaixo de dois metros, sendo relativamente constante abaixo desse nível (Nepstad 1989, citado por Bruijnzeel 1996). Embora as raízes profundas tenham baixa densidade, a pesquisa feita por Hodnett et al. (1995) perto de Manaus demonstrou que, em muitos anos, é impossível fechar o balanço hídrico da estação seca da floresta tropical amazônica sem usar a água armazenada em profundidades superiores a 2 m. Markewitz et al. (2010), usando dados de um experimento de exclusão de chuvas em Santarém, também concluíram que as contribuições de absorção de água das raízes profundas são cruciais. Em condições de controle, a camada de solo de 250 a 550 cm contribuiu com cerca de 20% da demanda de água, enquanto as camadas mais profundas (550-1.150 cm) contribuíram com cerca de 10%. Sob a exclusão, a absorção de água pela raiz foi mantida nos primeiros 2 anos do experimento, mas diminuiu depois disso.

Outros estudos sugeriram a existência de mecanismos para transportar a água para cima, das camadas profundas para as rasas do solo, seja por meio do sistema radicular, ou seja, a redistribuição hidráulica da planta (Dawson et al. 2002; Oliveira et al. 2005), seja por meio de solos de textura fina pelo mecanismo de elevação capilar (Fan e Miguez-Macho 2010; Romero-Saltos et al. 2005). No entanto, a redistribuição hidráulica também se baseia na absorção de água da raiz profunda e, quando

incluída em um modelo de superfície terrestre, aumentou moderadamente as taxas de ET da estação seca (Lee et al. 2005). A ascensão capilar, em geral, leva a água para cima em apenas alguns centímetros (Romero-Saltos et al. 2005) e é mais importante em regiões onde o lençol freático é raso (Fan e Miguez-Macho 2010), o que não é o caso da maioria das áreas do platô, onde o lençol freático tem 30-40 m de profundidade (Fan e Miguez-Macho 2010; Tomasella et al. 2008). Outros estudos sugeriram a existência de um terceiro mecanismo, a partição do nicho da raiz (Brum et al. 2019; Ivanov et al. 2012), pelo qual as plantas absorvem a água do solo de diferentes fontes, em função de sua altura, profundi-

dade da raiz e atributos hidráulicos da planta, como a resistência à embolia dos vasos do xilema (Rowland et al. 2015).

Os mecanismos de acesso da raiz à água do solo também estão associados à regulação biológica do fluxo de água através das folhas. Como os estômatos das folhas vinculam a ET ao fluxo fotossintético (produtividade primária bruta, GPP), a regulação estomática que permite o aumento da GPP na estação seca (Huete et al. 2006; Wu et al. 2016; Saleska et al. 2016; consulte também o Capítulo 6) também facilita os máximos correspondentes da estação seca na ET da floresta discutidos acima (Shuttleworth 1988; Hasler e Avissar 2007). Trabalhos recentes mostram que a alta capacidade fotossintética das folhas na estação seca e a alta condutância estomática são impulsionadas pela fenologia das folhas, ou seja, a sincronização biológica do surgimento de novas folhas e a senescência de folhas velhas durante a estação seca causam grandes mudanças na composição das folhas do dossel em direção a folhas mais jovens e mais condutoras, provavelmente facilitando aumentos sazonais na ET na Amazônia central (Albert et al. 2018; Wu et al. 2016). Christoffersen et al. (2014) destacam as importantes funções complementares da dinâmica das raízes e da fenologia das folhas na regulação da ET.

Em conclusão, se a floresta tropical for substituída por outra cobertura e uso da terra, a Amazônia não conseguirá manter a ET na mesma taxa, especialmente durante a estação seca. Como resultado, as profundidades de enraizamento seriam muito menores, a redistribuição hidráulica cessaria e a superfície de evaporação (área foliar) seria menor e possivelmente seria menos verde do que atualmente.

7.2.2.1 O papel das florestas tropicais da Amazônia na produção de seu próprio clima

Como dito anteriormente, as florestas tropicais são uma consequência óbvia do clima quente e úmido da região. No entanto, nas últimas décadas, estão se acumulando evidências de que a floresta tropical e o clima quente e úmido estão fortemente conectados, formando um sistema de interação bidirecional que

se perpetua mutuamente (feedback positivo). Em outras palavras, o clima tropical úmido permite a existência da floresta tropical, que, por sua vez, ajuda a produzir o clima chuvoso de que ela precisa.

Um clima chuvoso requer duas condições necessárias: uma atmosfera úmida e movimento vertical ascendente suficiente para formar nuvens e induzir a precipitação.

Conforme mencionado nas seções anteriores, em uma base média anual na Amazônia, cerca de 72% do vapor de água que entra na coluna atmosférica é de origem oceânica e 28% é evaporado localmente (Tabela 7.1). Além desse papel como fonte de vapor de água, a floresta tropical perene tem outro papel no clima local. Estudos teóricos (Eltahir 1996; Zeng e Neelin 1999) e de modelagem (Dirmeyer e Shukla 1994) demonstram que o baixo albedo da floresta tropical favorece a convecção sobre a bacia, enquanto um aumento no albedo da superfície causa uma anomalia de subsidência sobre a região. Além disso, as florestas também emitem compostos orgânicos voláteis (VOCs, por exemplo, terpenos) que se tornam núcleos de condensação de nuvens (CCN) e favorecem a formação de gotículas de chuva (consulte também o Capítulo 6). Como o vapor d'água e a convecção são os principais contribuintes para a precipitação, as florestas tropicais de grande escala provavelmente têm alguma capacidade de manter seu próprio clima.

É intrigante saber por que os mecanismos de captura de umidade profunda foram selecionados em algumas florestas tropicais em um clima tão úmido. Em um ambiente competitivo, as espécies que alocam desnecessariamente uma grande fração de carbono fixo para o crescimento de raízes, em detrimento de folhas e galhos, estariam em desvantagem ao competir com espécies que concentram a alocação de carbono acima do solo (Stephenson et al. 2011).

Embora características evolutivas extremas como raízes de 18 m de profundidade possam ser desnecessárias atualmente, elas podem ter representado uma vantagem no passado. Durante o Último Má-

ximo Glacial (21.000 anos BP) e até meados do Holoceno (14.000 anos BP), os ventos alísios eram mais zonais, as taxas de precipitação eram menores e partes da floresta tropical foram substituídas por savanas (Haffer 1969; Van-der-Hammen e Absy 1994; Kubatski e Claussen 1998; Maslin e Burns 2000; Mayle et al. 2000). Se as pressões ambientais resultaram na seleção de árvores com raízes muito profundas para competir por água durante o Último Máximo Glacial, é provável que o clima também apresentasse uma forte variabilidade interanual. Os períodos secos podem ter sido longos o suficiente para exigir raízes profundas (vários anos), seguidos por longos períodos úmidos que recarregariam o solo. Nesse tipo de clima, as raízes profundas podem ter representado uma característica decisiva para a sobrevivência das árvores tropicais (Kleidon e Lorenz, 2001).

Mecanismos como o desenvolvimento de raízes profundas, a redistribuição hidráulica das plantas e a regeneração das folhas na estação seca sugerem que as florestas amazônicas podem ser resistentes a secas extremas. Com esses mecanismos, a floresta tropical pode ter acesso a cerca de 3.000 mm de água armazenada em uma espessa camada de solo. Esses mecanismos podem não estar presentes em todas as florestas tropicais. Primeiro, ainda não sabemos se a capacidade de criar raízes profundas é limitada a algumas espécies ou compartilhada por muitas. Além disso, Canadell et al. (1996) relatam que a profundidade máxima média das raízes das florestas tropicais decíduas é de apenas 3,7 m. Além disso, a profundidade máxima das raízes pode ser limitada geologicamente. Por exemplo, em uma parte das Guianas, as raízes não conseguem penetrar mais profundamente do que alguns metros por causa das rochas menos profundas (Brouwer 1996, p.22).

Apesar dessas incertezas, Singh et al. (2020) conseguiram mapear a capacidade de armazenamento da zona radicular e fazer uma análise cruzada com transectos de cobertura de árvores ao longo da fronteira entre floresta tropical e savana na América do Sul. Seus resultados indicam que, atualmente, partes da floresta amazônica têm acesso a até 800 mm de água armazenada na zona da raiz, embora as me-

dições locais sugeriram valores mais altos (veja acima). Eles concluem que as espécies da floresta tropical investem em sua estratégia de enraizamento e modificam a alocação acima do solo em resposta ao estresse hídrico. Essas respostas se concentram na alocação de carbono da maneira mais eficiente possível para maximizar o benefício hidrológico.

7.2.2.2 A bomba biótica e o papel da floresta no início da estação chuvosa

O papel fundamental da floresta no transporte e equilíbrio da umidade regional foi discutido no contexto da teoria da bomba biótica. Essa teoria sugere que a condensação atmosférica do vapor de água fornecido pela transpiração das plantas das florestas é um mecanismo que não apenas contribui para a reciclagem da chuva (conforme descrito na seção 7.2.1 acima), mas também exerce uma grande influência sobre a dinâmica atmosférica (Makarieva e Gorshkov, 2007; Makarieva et al. 2013). Especificamente, a recondensação da água evapotranspirada da floresta é uma remoção da massa de água da fase gasosa que induz a um declínio na pressão do ar na baixa atmosfera, com consequentes aumentos nos gradientes de pressão horizontal que aceleram o movimento do ar. Assim, o vapor de água fornecido pela ET fornece um estoque de energia potencial disponível para gerar ventos adicionais (além do que seria esperado da circulação atmosférica geral) que contribuem para o transporte do vapor de água evaporado do oceano para as florestas continentais. Há um debate sobre se essa é uma teoria fundamentalmente diferente ou outra perspectiva da teoria clássica da circulação atmosférica, diferindo no papel das fontes internas e externas de vapor de água (Meesters et al., 2009; Makarieva e Gorshkov, 2009; Makarieva et al. 2014; Makarieva et al., 2017; Jaramillo et al., 2018). De qualquer forma, essa teoria tem sido cada vez mais adotada na literatura para explicar o aumento exponencial da precipitação sobre as áreas florestais da Amazônia (Poveda et al. 2014; Sheil, 2018; Molina et al. 2019).

Intimamente relacionado à bomba biótica está o conceito de que os altos fluxos de água da transpira-

ção da floresta tropical durante a estação seca estimulam um retorno mais precoce das chuvas da estação úmida do que seria esperado apenas pela dinâmica atmosférica (Wright et al. 2017). Especificamente, a transpiração da floresta tropical aumenta a convecção rasa que umedece e desestabiliza a atmosfera durante os estágios iniciais da transição da estação seca para a úmida, condicionando a atmosfera regional para um rápido aumento da convecção profunda com chuva. Por sua vez, esse processo impulsiona a convergência de umidade e o início da estação chuvosa 2 a 3 meses antes da chegada da Zona de Convergência Amazônica. Evidências recentes usando dados de pluviômetros e da Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) demonstram empiricamente o papel das florestas tropicais em várias características críticas da estação chuvosa do sul da Amazônia. Leite-Filho et al. (2020) mostraram que a presença de florestas está associada a um início mais cedo e a um fim mais tarde da estação chuvosa, levando a uma estação chuvosa mais longa. Além disso, Leite-Filho et al. (2019) mostraram que uma maior cobertura florestal está associada a uma baixa frequência de períodos de seca de qualquer duração em setembro, outubro, abril e maio, os meses de transição entre as estações seca e chuvosa. Em outras palavras, em áreas bem preservadas, a estação chuvosa começa mais cedo e é menos provável que seja interrompida por um longo período de seca em seus primeiros dias. Por outro lado, em áreas muito desmatadas, a estação chuvosa começa tarde e é mais provável que seja interrompida.

Os estudos observacionais de Spracklen et al. (2012) confirmam a dependência das quantidades de chuva à exposição cumulativa em trajetórias reversa de ar de 10 dias ao índice de área foliar da vegetação (IAF). Eles usaram dados de sensoriamento remoto por satélite de precipitação tropical e IAF, combinados com padrões simulados de transporte atmosférico, e concluíram que o ar que passou sobre uma vegetação extensa nos 10 dias anteriores produz pelo menos duas vezes mais chuva do que o ar que passou sobre pouca vegetação. Essa correlação empírica é consistente com a ET que mantém a umidade atmosférica no ar que passa sobre a vegetação extensa.

Esses mecanismos implicam em um feedback ativo e positivo. A quantidade de cobertura florestal regula a quantidade e o momento da precipitação recebida por essas florestas, sendo que a perda/aumento da floresta leva a reduções/aumentos na precipitação e a impactos adicionais subsequentes na cobertura florestal (consulte também a discussão no Capítulo 21).

7.2.3 O papel da floresta como fonte de vapor de água para outras regiões

A região amazônica também é uma importante fonte de umidade para várias regiões da América do Sul, como o fornecimento de umidade e precipitação para geleiras nos Andes, paramos, grandes cidades e a Bacia do Rio da Prata (Marengo et al. 2004, Arraut et al. 2012; Zemp et al., 2014; Drumond et al., 2014; Poveda et al., 2014; Gimeno et al. 2019). Sobre a Bacia do Rio da Prata, e possivelmente sobre o Pantanal (áreas úmidas no Brasil) e as regiões andinas, a Amazônia é o segundo maior contribuinte continental para a precipitação média anual (Martinez e Dominguez, 2014), sendo a reciclagem local sobre a Bacia do Prata a principal fonte. Esse transporte de vapor d'água ocorre em espaços relativamente estreitos da atmosfera, apelidados de “rios aéreos” (Quadro 7.1). Além disso, fontes externas dos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Tropical também contribuem para a precipitação na bacia (Drumond et al., 2008). Drumond et al. (2008) destacaram que a influência do Oceano Atlântico tropical varia sazonalmente em relação às regiões do norte nos meses do verão austral (Martinez e Dominguez, 2014).

A parte sudoeste da bacia amazônica é uma importante fonte direta de entrada de umidade sobre a Bacia do Prata, a Amazônia Andina e as regiões do Pantanal durante todo o ano. A água da Amazônia é exportada para fora da bacia e transportada pelo jato de baixo nível da América do Sul (SALLJ) ao longo dos Andes (Marengo et al. 2004, Drumond et al., 2008, 2014; Arraut et al. 2012; van der Ent et al., 2010, Poveda et al., 2014). Essa característica de circulação regional de estação quente representa um núcleo de ventos fortes de baixo nível (consulte o Capítulo 5, Seção 5.2) no meio do transporte de umi-

dade pelos ventos alísios vindos do oceano Atlântico tropical. Esse sistema transporta e distribui a umidade de toda a Bacia Amazônica para a Bacia do Prata e a região andina da Amazônia, produzindo chuvas, bem como sobre o Pantanal e as terras agrícolas do centro-oeste do Brasil. O transporte de umidade associado ao SALLJ e o papel do LLJ a leste dos Andes em eventos de precipitação que ocasionalmente levam a precipitações extremas e grandes inundações são discutidos em estudos como Gimeno et al. (2016, 2019) e Marengo et al. (2020). Esse sistema também transporta fumaça e aerossóis da queima de biomassa na Amazônia para regiões adjacentes, favorecendo a poluição atmosférica sobre as cidades dessas regiões (Mendez-Espinosa et al., 2019).

7.3 Regulação climática proporcionada pelas florestas

7.3.1 Regulação da temperatura

Por que as florestas amazônicas são muito mais frias do que os usos da terra que frequentemente as substituem? A resposta a essa pergunta é crucial para entender a capacidade da Amazônia de fornecer serviços ecossistêmicos e como essa capacidade pode diminuir com o desmatamento, a degradação florestal e as mudanças climáticas globais (Foley et al. 2007, Coe et al. 2016). Estudos recentes sobre a regulação da temperatura da superfície terrestre indicam que as florestas amazônicas agem como gigantes aparelhos de ar-condicionado (Silvério et al. 2015, Coe et al., 2017). Essa característica está relacionada principalmente à capacidade das florestas de transportar grandes quantidades de vapor de água do solo para a atmosfera por meio da ET (Nobre et al., 2016) (veja as seções anteriores). Em comparação com a maioria das culturas cultivadas na região, as florestas amazônicas têm dosséis mais rugosos, cobertura de dossel mais densa durante a maior parte do ano, raízes mais profundas e uma capacidade geral mais alta de absorver a energia solar e devolvê-la à atmosfera predominantemente como calor latente (Coe et al. 2016). Combinadas com a alta radiação líquida da superfície e a precipitação inerente à região, essas características resultam em

uma capacidade desproporcional das florestas de resfriar suas folhas. Por exemplo, a temperatura diurna da superfície terrestre nas áreas florestadas do sudeste da Amazônia tende a ser 5°C mais baixa do que nas áreas desmatadas durante a estação seca, um resultado da diminuição da ET, em média, em um terço, à medida que as florestas são substituídas por pastagens e terras agrícolas (Silvério et al. 2015).

A superfície relativamente fria das florestas amazônicas está relacionada a interações complexas entre processos biológicos, físicos e químicos (Still et al., 2019). A maioria das espécies de árvores amazônicas impede que as temperaturas das folhas aumentem acima dos níveis críticos, o que pode evitar o superaquecimento e as reduções associadas à assimilação de carbono, ao crescimento e ao armazenamento de carbono, que influenciam as chances de sobrevivência das plantas (Brando et al., 2019). Alguns estudos sugerem que a temperatura ideal para a fotossíntese das folhas é inferior a 30°C, com a fotossíntese das folhas caindo abruptamente quando as temperaturas sobem acima de 35°C (Doughty e Goulden 2008), embora haja um debate sobre se o mecanismo de limitação da fotossíntese é a temperatura ou o déficit de pressão de vapor associado (Smith et al. 2020). Um estudo recente de longo prazo constatou que os estoques de carbono e os ganhos de carbono das florestas tropicais da América do Sul diminuem significativamente ($P < 0,001$) com a temperatura máxima diária média no mês mais quente (Sullivan et al. 2020). Esse processo ajuda a explicar por que a temperatura média da superfície das florestas amazônicas é geralmente inferior a 30°C (Coe et al., 2016). Embora a ET controle grande parte dessa capacidade de regular a temperatura da superfície, outras características foliares que contribuem para o resfriamento das folhas incluindo o ângulo, o tamanho, a forma e a pubescência das folhas; a posição do dossel; o número de folhas por caule; e a estrutura do dossel (Brando et al. 2019).

A ET e as temperaturas da superfície terrestre parecem ser relativamente constantes na Bacia Amazônica. No entanto, há uma importante variabilidade espacial e temporal em escala mais fina nas propriedades do dossel, ET e temperatura da superfície

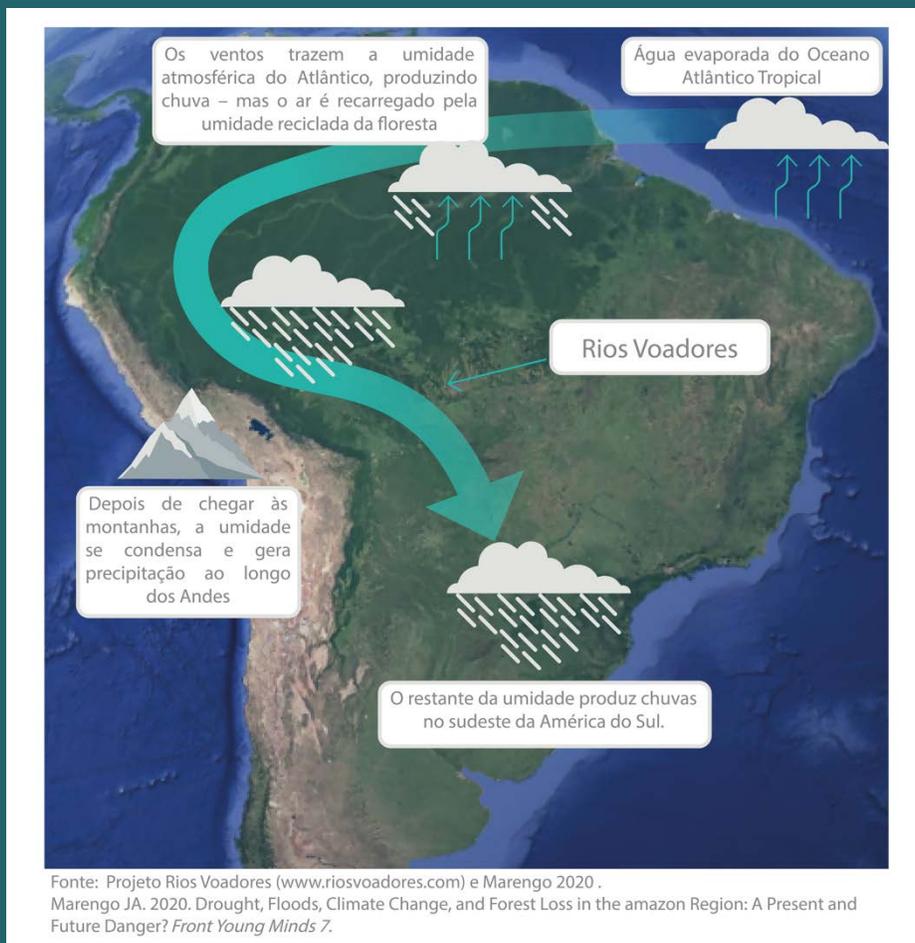
terrestre. O principal processo ambiental que controla essa variabilidade espacial é a radiação solar (Fisher et al., 2009). Embora o potencial de entrada de radiação de ondas curtas seja alto em toda a região, algumas partes da Amazônia (por exemplo, perto dos Andes) recebem menos radiação devido a condições mais nubladas do que outras (o sudeste da Amazônia). O segundo fator está relacionado à disponibilidade de água no solo. Quando há uma estação seca intensa (ou em anos extremamente secos como o evento El Niño de 2015-2016), a baixa disponibilidade de água no solo no final da estação seca pode restringir a ET e causar aumentos relacionados na temperatura da superfície terrestre (Gimenez et al. 2019). No sudeste da bacia, onde a cobertura dominante do solo é o cerrado (principalmente savanas), a ET da estação seca pode ser menos da metade da ET da estação úmida (Costa e Pires 2010), com as temperaturas da superfície aumentando proporcionalmente à diminuição da ET durante o final da estação seca. Da mesma forma, quando a umidade do solo cai abaixo dos níveis críticos durante os anos de seca, o estresse hídrico das plantas pode desencadear reduções na condutância estomática e na ET, resultando no aumento das temperaturas da superfície terrestre (Toomey et al., 2011). Assim, embora o clima em grande parte da Amazônia seja adequado para que as plantas mantenham alta ET e temperaturas mais frias associadas, existem padrões amplos em toda a região.

A temperatura do ar e a temperatura da superfície terrestre, embora com a mesma tendência, muitas vezes diferem, sendo que as diferenças entre elas resultam de diferenças nos valores de calor específico do ar, do solo e da água, e de interações complexas entre as propriedades atmosféricas, a umidade do solo, a radiação líquida e a elevação. Em geral, as temperaturas do ar e da superfície terrestre convergem para valores semelhantes durante a noite, mas divergem durante as partes mais quentes do dia, quando as temperaturas da superfície terrestre geralmente superam a temperatura do ar em vários graus (Still et al., 2019). À medida que grandes extensões de florestas amazônicas são desmatadas, esperamos grandes aumentos nas temperaturas da superfície (Silvério et al., 2015), uma vez que o des-

Quadro 7.1 Rios aéreos

Nos últimos anos, o termo rio atmosférico evoluiu e agora está estabelecido como a descrição de uma faixa estreita de umidade atmosférica, geralmente originária dos trópicos, que chega às latitudes médias. Os jatos de baixo nível (LLJs) são definidos como regiões de velocidades de vento anormalmente altas que ocorrem dentro do primeiro quilômetro da troposfera (consulte a Seção 5.2, Capítulo 5). No caso da Bacia Amazônica, essas colunas de vapor se movem com o clima, transportando uma quantidade de vapor de água aproximadamente equivalente ao fluxo médio de água na foz do Rio Amazonas (Arraut et al., 2012), e são chamadas de rios aéreos, um apelido para o LLJ sul-americano a leste dos Andes (SALLJ).

Quando os rios atmosféricos chegam à terra, eles geralmente liberam esse vapor de água na forma de chuva. A figura mostra uma representação esquemática do transporte de umidade na região amazônica. A umidade evaporada do Oceano Atlântico é transportada pelos ventos da superfície para a região, com transporte mais forte ao longo do SALLJ. Os ventos obtêm ainda mais umidade da reciclagem de umidade fornecida pela floresta. O ar úmido primeiro se move para o oeste, mas, ao se aproximar do flanco leste dos Andes, é desviado para o sudeste da América do Sul, gerando o SALLJ. Esse transporte de umidade é como um rio no ar que traz umidade e chuva para o sul da Amazônia, o Pantanal e a Bacia do Prata, sendo o SALLJ o núcleo do rio (Arraut et al., 2012). É por isso que esse transporte é chamado de rios aéreos sobre a terra, onde o fluxo de umidade está na forma de vapor de água e nuvens.



matamento resulta em diminuição da ET. Esse aquecimento pode ser maior do que os efeitos de resfriamento que o desmatamento causa pelo aumento do albedo.

7.3.2 Efeitos de borda na temperatura e na umidade

Mais de 70% dos remanescentes florestais do mundo estão a menos de 1 km de uma borda (borda adjacente a uma área desmatada) e 20% estão a menos de 100 m de uma borda (Haddad et al., 2015). Em paisagens tropicais dominadas pelo homem, as bordas das florestas e seus efeitos são generalizados (Skole e Tucker 1993, Pfeifer et al. 2017). À medida que as pessoas desmatam as florestas para expandir pastagens, terras agrícolas e plantações de óleo de palma, as mudanças associadas nos regimes de perturbação e no balanço energético regional podem degradar grande parte da floresta residual. Assim, esperamos perdas adicionais de carbono para cada hectare desmatado, especialmente ao longo das bordas das florestas vizinhas aos campos agrícolas. No "arco do desmatamento" no sudeste da Amazônia, quase 14% das florestas amazônicas agora crescem a menos de 100 m de uma área desmatada (Brando et al., 2014).

As bordas de florestas adjacentes a campos desmatados estão sujeitas à degradação florestal prolongada. Essas bordas e fragmentos de floresta são expostos a condições mais quentes, secas e com ventos mais fortes (Didham e Lawton 1999, Schwartz et al. 2017). Esses efeitos de borda degradam as florestas ao longo do tempo e têm implicações importantes para a estrutura florestal, especialmente porque tendem a aumentar desproporcionalmente a mortalidade das árvores dominantes do dossel em curto prazo (Laurance et al. 2000). As mudanças resultantes no microclima facilitam o estabelecimento de espécies pioneiras de madeira leve (baixa densidade de madeira), de pequeno porte e de crescimento rápido (Laurance et al. 2002), causando reduções regionais nos estoques de carbono da floresta em longo prazo (Chaplin-Kramer et al., 2015, Silva Junior et al., 2020).

As florestas tropicais são altamente resistentes a distúrbios ocasionais, mas espera-se que o aumento da frequência ou da intensidade dos eventos de distúrbio altere drasticamente a estrutura, a composição e a função da floresta (Brando et al. 2014, Lewis et al., 2015, Nobre et al., 2016). Quando combinados com as mudanças climáticas, esses distúrbios podem superar os processos de adaptação (Lewis et al. 2015, Trumbore et al., 2015). Os efeitos combinados do desmatamento contínuo e das mudanças climáticas colocam grandes áreas da Amazônia em risco de maior degradação nas próximas décadas (Maxwell et al., 2019), particularmente ao longo das bordas da floresta vizinhas a campos desmatados e em fragmentos florestais isolados (Gascon et al. 2000, Matricardi et al., 2020).

A quantificação dos fatores de degradação florestal na Amazônia (consulte o Capítulo 19) é fundamental para desenvolver, validar e parametrizar os modelos do sistema terrestre (ESM) que simulam mecanicamente as mudanças nos reservatórios e fluxos de carbono entre a biosfera e a atmosfera (Rödig et al. 2018). Os avanços no mapeamento da degradação florestal e seus impulsionadores permitiram melhorias substanciais na capacidade dos ESMs de projetar possíveis caminhos das florestas amazônicas. No entanto, pouquíssimos (ou nenhum) desses novos avanços abordaram a questão da degradação das bordas da floresta. Portanto, a projeção do futuro das florestas amazônicas requer uma melhor representação dos efeitos da borda da floresta nos ESMs.

7.4 Conclusões

Os processos biogeofísicos internos controlam fortemente o sistema hidrológico e climático da Bacia Amazônica. Isso é possível porque vários mecanismos de acesso à água armazenada nas camadas profundas do solo foram selecionados nas espécies de árvores da floresta tropical e fornecem a energia necessária para acionar e manter a convecção. Esses mecanismos combinados levam a um clima mais úmido, em média, e a um início mais cedo e um fim mais tarde da estação chuvosa. Simultaneamente, eles mantêm o ar da superfície quente o suficiente

para a instabilidade e a convecção, mas dentro de limites que não prejudicam a capacidade fotossintética das árvores.

Esses mecanismos, juntamente com o controle de temperatura e umidade do microclima nas bordas da floresta, são características fundamentais do sistema acoplado biosfera-atmosfera na Amazônia, ajudando a definir o clima da Amazônia e o clima em outras partes da América do Sul. Além disso, esses mecanismos garantem a capacidade desse sistema acoplado de suportar a estação seca ao longo de suas fronteiras ao sul e fornecem uma fonte constante de vapor de água para a atmosfera da Amazônia quando as entradas do oceano Atlântico diminuem.

7.5 Recomendações

A cobertura florestal regula a quantidade e o momento da precipitação recebida por essas florestas, com a perda/aumento da floresta levando a reduções/aumentos na precipitação e subsequentes reduções adicionais na cobertura florestal. Se a floresta tropical for substituída por outra cobertura de terra, a Amazônia terá um clima mais quente e não manterá a ET na mesma taxa, especialmente durante a estação seca, alterando as quantidades de precipitação e diminuindo a duração da estação chuvosa, com implicações para a degradação da floresta, a inflamabilidade da floresta e a produtividade das colheitas.

As mudanças mais importantes no sistema hidroclimático estão ocorrendo na transição entre as estações seca e chuvosa, com um prolongamento da estação seca, o que tem consequências importantes para a ecologia do ecossistema, a hidrologia de superfície e a agricultura intensiva na região. Em particular, o prolongamento da estação seca torna o clima mais sazonal - um clima de savana tropical em vez de um clima de floresta tropical. Estudos futuros sobre a interação biosfera-atmosfera devem se concentrar nessas estações específicas.

7.6 Referências

- Albert LP, Wu J, Prohaska N, *et al.* 2018. Age-dependent leaf physiology and consequences for crown-scale carbon uptake during the dry season in an Amazon evergreen forest. *New Phytol* **219**: 870–84.
- Algarra I, Eiras-Barca J, Nieto R, and Gimeno L. 2019. Global climatology of nocturnal low-level jets and associated moisture sources and sinks. *Atmos Res* **229**: 39–59.
- 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.
- Benton GS and Estoque MA. 1954. Water-Vapor Transfer Over the North American Continent. *J Meteorol* **11**: 462–77.
- Bosilovich MG and Chern J-D. 2006. Simulation of Water Sources and Precipitation Recycling for the MacKenzie, Mississippi, and Amazon River Basins. *J Hydrometeorol* **7**: 312–29.
- 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.
- Brando PM, Paolucci L, Ummenhofer CC, *et al.* 2019. Droughts, Wildfires, and Forest Carbon Cycling: A Pantropical Synthesis. *Annu Rev Earth Planet Sci* **47**: 555–81.
- Brouwer LC. 1996. Nutrient cycling in pristine and logged tropical rain forest a study in Guyana - Tropenbos Guyana Series 1.
- Brubaker KL, Entekhabi D, and Eagleson PS. 1993. Estimation of Continental Precipitation Recycling. *J Clim* **6**: 1077–89.
- Bruijnzeel LA. 1996. Predicting the hydrological impacts of land cover transformations in the humid tropics: the need for integrated research. In: Gash JHC (Ed). Amazonian Deforestation and Climate. J. Wiley & Sons.
- Brum M, Vadeboncoeur MA, Ivanov V, *et al.* 2019. Hydrological niche segregation defines forest structure and drought tolerance strategies in a seasonal Amazon forest. *J Ecol* **107**: 318–33.
- Bruno RD, Rocha HR da, Freitas HC de, *et al.* 2006. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. *Hydrol Process* **20**: 2477–89.
- Budyko MI, Miller DH, and Miller DH. 1974. Climate and life. Academic press New York.
- Canadell J, Jackson RB, Ehleringer JB, *et al.* 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* **108**: 583–95.
- Chaplin-Kramer R, Sharp RP, Mandle L, *et al.* 2015. Spatial patterns of agricultural expansion determine impacts on biodiversity and carbon storage. *Proc Natl Acad Sci* **112**: 7402–7.
- Chauvel A, Vital ART, Lucas Y, *et al.* 1992. O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta amazônica. *VII Congr Bras Meteorol*: 298–302.
- 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, Brando PM, Deegan LA, *et al.* 2017. The Forests of the Amazon and Cerrado Moderate Regional Climate and Are

- the Key to the Future. *Trop Conserv Sci* **10**: 194008291772067.
- Coe MT, Macedo MN, Brando PM, *et al.* 2016. The Hydrology and Energy Balance of the Amazon Basin. In: Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin. Ecological Studies (Analysis and Synthesis). Springer, Berlin, Heidelberg: Springer, Berlin, Heidelberg.
- 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 and Pires GF. 2010. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int J Climatol* **30**: 1970–9.
- Costa MH, Souza-Filho JC, and Ribeiro A. 2004. Comments on “The Regional Evapotranspiration of the Amazon.” *J Hydrometeorol* **5**: 1279–80.
- Dall’Olio A, Salati E, Azevedo CT de, and Matsui E. 1979. Modelo de fracionamento isotópico da água na bacia Amazônica (Primeira aproximação). *Acta Amaz* **9**: 675–87.
- 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.
- Dawson TE, Mambelli S, Plamboeck AH, *et al.* 2002. Stable Isotopes in Plant Ecology. *Annu Rev Ecol Syst* **33**: 507–59.
- Didham RK and Lawton JH. 1999. Edge structure determines the magnitude of changes in microclimate and vegetation structure in tropical forest fragments. *Biotropica* **31**: 17–30.
- Dirmeyer PA, Brubaker KL, and DelSole T. 2009. Import and export of atmospheric water vapor between nations. *J Hydrol* **365**: 11–22.
- Dirmeyer PA and Shukla J. 1994. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *J Geophys Res* **99**: 20863.
- Dominguez F, Hu H, and Martinez JA. 2020. Two-Layer Dynamic Recycling Model (2L-DRM): Learning from Moisture Tracking Models of Different Complexity. *J Hydrometeorol* **21**: 3–16.
- Doughty CE and Goulden ML. 2008. Are tropical forests near a high temperature threshold? *J Geophys Res Biogeosciences* **113**: n/a–n/a.
- 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**.
- Eltahir EAB and Bras RL. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Q J R Meteorol Soc* **120**: 861–80.
- Eltahir EAB. 1996. Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. *J Geophys Res Atmos* **101**: 4255–68.
- Eltahir EAB and Bras RL. 1996. Precipitation recycling. *Rev Geophys* **34**: 367–78.
- Fan Y and Miguez-Macho G. 2010. Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrol Earth Syst Sci* **14**: 2039–56.
- Fisher JB, Malhi Y, Bonal D, *et al.* 2009. The land-atmosphere water flux in the tropics. *Glob Chang Biol* **15**: 2694–714.
- Foley JA, Asner GP, Costa MH, *et al.* 2007. Amazonia revealed: Forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. *Front Ecol Environ* **5**: 25–32.
- Gascon C, Williamson GB, and Fonseca GAB Da. 2000. Receding forest edges and vanishing reserves. *Science* **288**: 1356–8.
- Gimenez BO, Jardine KJ, Higuchi N, *et al.* 2019. Species-Specific Shifts in Diurnal Sap Velocity Dynamics and Hysteretic Behavior of Ecophysiological Variables During the 2015–2016 El Niño Event in the Amazon Forest. *Front Plant Sci* **10**.
- 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.* 2019. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Rev* **201**: 103070.
- Goessling HF and Reick CH. 2013. On the “well-mixed” assumption and numerical 2-D tracing of atmospheric moisture. *Atmos Chem Phys* **13**: 5567–85.
- Haddad NM, Brudvig LA, Clobert J, *et al.* 2015. Habitat fragmentation and its lasting impact on Earth’s ecosystems. *Sci Adv* **1**: e1500052.
- Haffer J. 1969. Speciation in Amazonian Forest Birds. *Science* **165**: 131–7.
- Hasler N and Avissar R. 2007. What controls evapotranspiration in the Amazon basin? *J Hydrometeorol* **8**: 380–95.
- Hodnett MG, Silva LP da, Rocha HR da, and Cruz Senna R. 1995. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *J Hydrol* **170**: 233–54.
- Huete AR, Didan K, Shimabukuro YE, *et al.* 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophys Res Lett* **33**.
- Insua-Costa D and Miguez-Macho G. 2018. A new moisture tagging capability in the Weather Research and Forecasting model: formulation, validation and application to the 2014 Great Lake-effect snowstorm. *Earth Syst Dyn* **9**: 167–85.
- Ivanov VY, Hutyra LR, Wofsy SC, *et al.* 2012. Root niche separation can explain avoidance of seasonal drought stress and vulnerability of overstory trees to extended drought in a mature Amazonian forest. *Water Resour Res* **48**: 12507.
- Jaramillo, A., O. J. Mesa, and D. J. Raymond. 2018. Is condensation-induced atmospheric dynamics a new theory of the origin of the winds? *J. Atmos. Sci.* Vol 75 (10): 3305–3312. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0293.1>
- Jipp PH, Nepstad DC, Cassel DK, and Reis De Carvalho C. 1998. Deep Soil Moisture Storage and Transpiration in Forests and Pastures of Seasonally-Dry Amazonia. *Clim Change* **39**: 395–412.
- 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.

- Kleidon A and Lorenz S. 2001. Deep roots sustain Amazonian rainforest in climate model simulations of the last ice age. *Geophys Res Lett* **28**: 2425–8.
- Kubatzki C and Claussen M. 1998. Simulation of the global biogeophysical interactions during the Last Glacial Maximum. *Clim Dyn* **14**: 461–71.
- Laurance WF, Delamônica P, Laurance SG, *et al.* 2000. Rainforest fragmentation kills big trees. *Nature* **404**: 836–836.
- Laurance WF, Lovejoy TE, Vasconcelos HL, *et al.* 2002. Ecosystem decay of Amazonian forest fragments: a 22-year investigation. *Conserv Biol* **16**: 605–18.
- Lee J-E, Oliveira RS, Dawson TE, and Fung I. 2005. Root functioning modifies seasonal climate. *Proc Natl Acad Sci* **102**: 17576–81.
- Leite-Filho AT, Costa MH, and Fu R. 2020. The southern Amazon rainy season: The role of deforestation and its interactions with large-scale mechanisms. *Int J Climatol* **40**: 2328–41.
- Leite-Filho AT, Sousa Pontes VY, and Costa MH. 2019. Effects of Deforestation on the Onset of the Rainy Season and the Duration of Dry Spells in Southern Amazonia. *J Geophys Res Atmos* **124**: 5268–81.
- Lettau H, Lettau K, and Molion LCB. 1979. Amazonia's Hydrologic Cycle and the Role of Atmospheric Recycling in Assessing Deforestation Effects. *Mon Weather Rev* **107**: 227–38.
- Lewis SL, Edwards DP, and Galbraith D. 2015. Increasing human dominance of tropical forests. *Science* **349**: 827–32.
- Makarieva AM and Gorshkov VG. 2009. Reply to A. G. C. A. Meesters *et al.*'s comment on "Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land." *Hydrol Earth Syst Sci* **13**: 1307–11.
- Makarieva AM and Gorshkov VG. 2007. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. *Hydrol Earth Syst Sci* **11**: 1013–33.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Sheil D, *et al.* 2013. Where do winds come from? A new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics. *Atmos Chem Phys* **13**: 1039–56.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., Sheil, D., Nobre, A. D., Bunyard, P., & Li, B. (2014). Why Does Air Passage over Forest Yield More Rain? Examining the Coupling between Rainfall, Pressure, and Atmospheric Moisture Content, *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 411-426.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Nefiodov A V., *et al.* 2017. The equations of motion for moist atmospheric air. *J Geophys Res Atmos* **122**: 7300–7.
- Marengo JA. 2020. Drought, Floods, Climate Change, and Forest Loss in the Amazon Region: A Present and Future Danger? *Front Young Minds* **7**.
- 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.
- Markewitz D, Devine S, Davidson EA, *et al.* 2010. Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: Impacts on deep root uptake. *New Phytol* **187**: 592–607.
- Martinez JA and Dominguez F. 2014. Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin*. *J Clim* **27**: 6737–53.
- Maslin MA and Burns SJ. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* **290**: 2285–7.
- Matricardi EAT, Skole DL, Costa OB, *et al.* 2020. Long-term forest degradation surpasses deforestation in the Brazilian Amazon. *Science* **369**: 1378–82.
- Maxwell SL, Evans T, Watson JEM, *et al.* 2019. Degradation and forgone removals increase the carbon impact of intact forest loss by 626%. *Sci Adv* **5**: eaax2546.
- Mayle FE. 2000. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science* **290**: 2291–4.
- Meesters AGCA, Dolman AJ, and Bruijnzeel LA. 2009. Comment on "Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land." *Hydrol Earth Syst Sci* **13**: 1299–305.
- Mendez-Espinosa JF, Belalcazar LC, and Morales Betancourt R. 2019. Regional air quality impact of northern South America biomass burning emissions. *Atmos Environ* **203**: 131–40.
- Molion LCB and Lettau HH. 1975. A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with considerations of deforestation effects.
- Molina, R. D., Salazar, J. F., Martínez, J. A., Villegas, J. C., & Arias, P. A. (2019). Forest-induced exponential growth of precipitation along climatological wind streamlines over the Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 2589–2599. <http://doi.org/10.1029/2018JD029534>
- Negrón-Juárez R, Ferreira SJF, Mota MC, *et al.* 2020. Calibration, measurement, and characterization of soil moisture dynamics in a central Amazonian tropical forest. *Vadose Zo J* **19**: 0–16.
- Nepstad DC, Carvalho CR de, Davidson EA, *et al.* 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* **372**: 666–9.
- Nobre CA, Sellers PJ, and Shukla J. 1991. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *J Clim* **4**: 957–88.
- 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.
- Oliveira RS, Dawson TE, Burgess SSO, and Nepstad DC. 2005. Hydraulic redistribution in three Amazonian trees. *Oecologia* **145**: 354–63.
- Pfeifer M, Lefebvre V, Peres CA, *et al.* 2017. Creation of forest edges has a global impact on forest vertebrates. *Nature* **551**: 187–91.
- 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.
- RAISG. 2020. Amazonian Network of Georeferenced Socio-Environmental Information <https://www.amazoniasocioambiental.org/en/>.
- Restrepo-Coupe N, Albert LP, Longo M, *et al.* 2021. Understanding water and energy fluxes in the Amazonia: Lessons from an observation-model intercomparison. *Glob Chang Biol*: gcb.15555.

- Rödiger E, Cuntz M, Rammig A, *et al.* 2018. The importance of forest structure for carbon fluxes of the Amazon rainforest. *Environ Res Lett* **13**: 054013.
- Romero-Saltos H, Sternberg LDSL, Moreira MZ, and Nepstad DC. 2005. Rainfall exclusion in an eastern Amazonian forest alters soil water movement and depth of water uptake. *Am J Bot* **92**: 443–55.
- Rowland L, Costa ACL da, Galbraith DR, *et al.* 2015. Death from drought in tropical forests is triggered by hydraulics not carbon starvation. *Nature* **528**: 119–22.
- Salati E and Vose PB. 1984. Amazon Basin: A System in Equilibrium. *Science* **225**: 129–38.
- 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.
- Saleska SR, Wu J, Guan K, *et al.* 2016. Dry-season greening of Amazon forests. *Nature* **531**: E4–5.
- Savenije HHG. 1996. The runoff coefficient as the key to moisture recycling. *J Hydrol* **176**: 219–25.
- 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.
- Sellers WD. 1965. Physical climatology. University of Chicago Press.
- Sheil D. 2018. Forests, atmospheric water and an uncertain future: the new biology of the global water cycle. *For Ecosyst* **5**: 19.
- Shuttleworth WJ. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc R Soc London Ser B Biol Sci* **233**: 321–46.
- Silva Junior CHL, Aragão LEOC, Anderson LO, *et al.* 2020. Persistent collapse of biomass in Amazonian forest edges following deforestation leads to unaccounted carbon losses. *Sci Adv* **6**: eaaz8360.
- Silvério D V, Brando PM, Macedo MN, *et al.* 2015. Agricultural expansion dominates climate changes in southeastern Amazonia: the overlooked non-GHG forcing. *Environ Res Lett* **10**: 104015.
- Singh C, Wang-Erlandsson L, Fetzer I, *et al.* 2020. Rootzone storage capacity reveals drought coping strategies along rainforest-savanna transitions. *Environ Res Lett* **15**: 124021.
- Skole D and Tucker C. 1993. Tropical Deforestation and Habitat Fragmentation in the Amazon: Satellite Data from 1978 to 1988. *Science* **260**: 1905–10.
- Smith MN, Taylor TC, Haren J van, *et al.* 2020. Empirical evidence for resilience of tropical forest photosynthesis in a warmer world. *Nat Plants* **6**: 1225–30.
- Sombroek W. 2001. Spatial and Temporal Patterns of Amazon Rainfall. *AMBIO A J Hum Environ* **30**: 388–96.
- Spracklen D V., Arnold SR, and Taylor CM. 2012. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature* **489**: 282–5.
- Staal A, Tuinenburg OA, Bosmans JHC, *et al.* 2018. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nat Clim Chang* **8**: 539–43.
- Stein AF, Draxler RR, Rolph GD, *et al.* 2015. NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bull Am Meteorol Soc* **96**: 2059–77.
- Stephenson NL, Mantgem PJ van, Bunn AG, *et al.* 2011. Causes and implications of the correlation between forest productivity and tree mortality rates. *Ecol Monogr* **81**: 527–55.
- Still C, Powell R, Aubrecht D, *et al.* 2019. Thermal imaging in plant and ecosystem ecology: applications and challenges. *Ecosphere* **10**.
- Sullivan MJP, Lewis SL, Affum-Baffoe K, *et al.* 2020. Long-term thermal sensitivity of Earth's tropical forests. *Science* **368**: 869–74.
- Tomasella J, Hodnett MG, Cuartas LA, *et al.* 2008. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of inter-annual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrol Process* **22**: 2133–47.
- Toomey M, Roberts DA, Still C, *et al.* 2011. Remotely sensed heat anomalies linked with Amazonian forest biomass declines. *Geophys Res Lett* **38**: n/a-n/a.
- Trenberth KE. 1999. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *J Clim* **12**: 1368–81.
- Trumbore S, Brando P, and Hartmann H. 2015. Forest health and global change. *Science* **349**: 814–8.
- van der Ent R, Savenije HHG, Schaeffli B, and Steele-Dunne SC. 2010. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resour Res* **46**.
- van der Hammen T and Absy ML. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **109**: 247–61.
- Venticinque E, Forsberg B, Barthem R *et al.* 2016. An explicit GIS-based river basin framework for aquatic ecosystem conservation in the Amazon. *Earth Systematic Sciences Data* **8**: 651–661. doi:10.5194/essd-8-651-Venticinque 58
- Werth D and Avissar R. 2004. The Regional Evapotranspiration of the Amazon. *J Hydrometeorol* **5**: 100–9.
- Wright JS, Fu R, Worden JR, *et al.* 2017. Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proc Natl Acad Sci* **114**: 8481–6.
- Wu J, Albert LP, Lopes AP, *et al.* 2016. Leaf development and demography explain photosynthetic seasonality in Amazon evergreen forests. *Science* **351**: 972–6.
- Zemp DC, Schleussner C-F, Barbosa HMJ, *et al.* 2014. On the importance of cascading moisture recycling in South America. *Atmos Chem Phys* **14**: 13337–59.
- Zeng N and Neelin JD. 1999. A Land–Atmosphere Interaction Theory for the Tropical Deforestation Problem. *J Clim* **12**: 857–72.

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