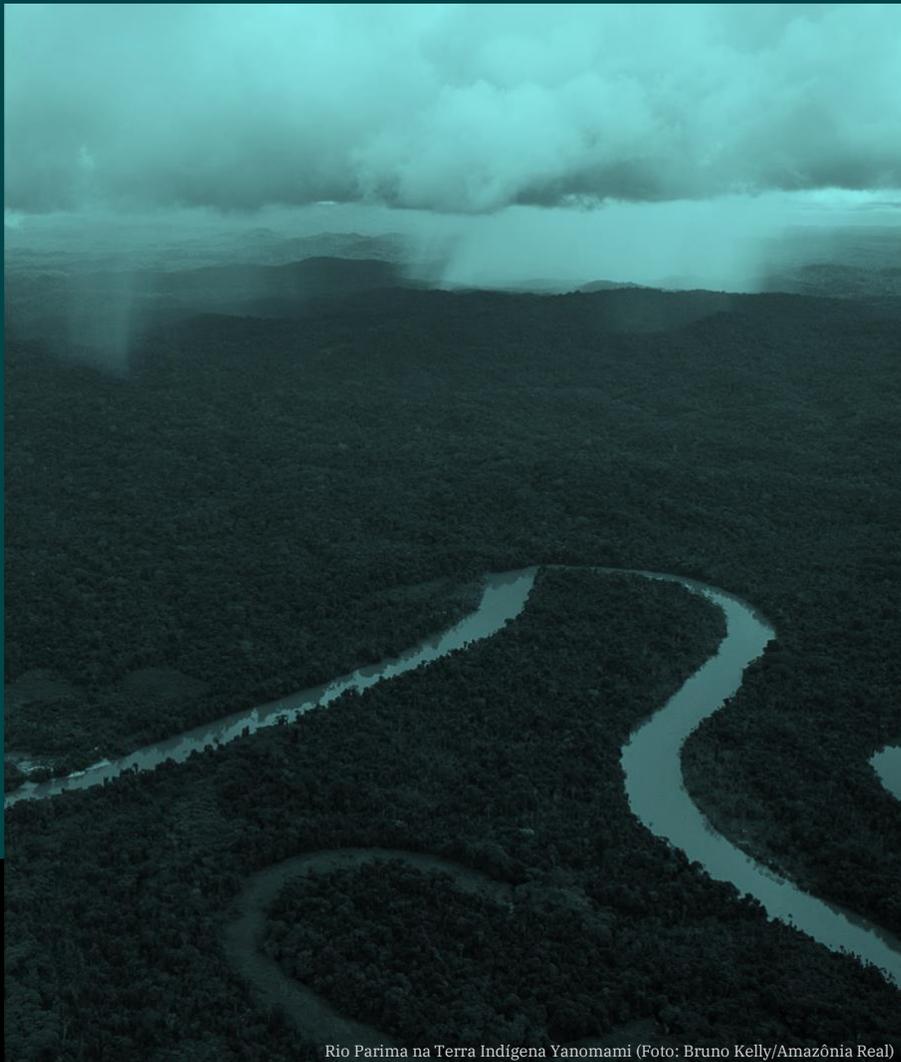


## **Capítulo 7**

### **Ciclos Biogeofísicos: Reciclaje de Agua, Regulación Climática**



Río Parima na Terra Indígena Yanomami (Foto: Bruno Kelly/Amazônia Real)



Science Panel for the Amazon



## Sobre el Panel Científico por la Amazonía (PCA)

El Panel Científico por la Amazonía es una iniciativa sin precedentes convocada bajo los auspicios de la Red de Soluciones para el Desarrollo Sostenible (SDSN) de las Naciones Unidas. El SPA está compuesto por más de 200 científicos e investigadores destacados de los ocho países amazónicos, la Guayana Francesa y socios globales. Estos expertos se reunieron para debatir, analizar y ensamblar el conocimiento acumulado de la comunidad científica, los pueblos Indígenas y otros actores que viven y trabajan en la Amazonía.

El Panel está inspirado en el Pacto de Leticia por la Amazonía. Este es el primer informe de su tipo que proporciona una evaluación científica exhaustiva, objetiva, abierta, transparente, sistemática y rigurosa del estado de los ecosistemas de la Amazonía, las tendencias actuales y sus implicaciones para el bienestar a largo plazo de la región, así como oportunidades y opciones relevantes de políticas para la conservación y el desarrollo sostenible.

Informe de evaluación de Amazonía 2021, Derechos de autor ©2022, Panel Científico por la Amazonía. Traducido del inglés al español por iTranslate, con el generoso apoyo del Banco Mundial. Este informe se publica bajo una licencia Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0). ISBN: 978-1-7348080-4

### Cita sugerida

Costa MH, Borma L, Brando PM, Marengo JA, Saleska SR, Gatti LV. 2021. Capítulo 7: Ciclos Biogeofísicos: Reciclaje de Agua, Regulación Climática. En: Nobre C, Encalada A, Anderson E, Roca Alcazar FH, Bustamante M, Mena C, Peña-Claros M, Poveda G, Rodríguez 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). Informe de evaluación de Amazonía 2021. Traducido del inglés al español por iTranslate. United Nations Sustainable Development Solutions Network, New York, USA. Disponible de <https://www.laamazonia.quequeremos.org/pca-publicaciones/>. DOI: 10.55161/BHKM6857

## INDEX

<b>RESUMEN GRÁFICO .....</b>	<b>2</b>
<b>MENSAJES CLAVE.....</b>	<b>3</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>3</b>
<b>7.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>4</b>
<b>7.2 EL PAPEL DE LOS BOSQUES EN EL RECICLAJE DE AGUA .....</b>	<b>6</b>
7.2.1 RECICLAJE DE AGUA EN LA AMAZONÍA .....	6
7.2.1.1 <i>Conceptos generales sobre el reciclaje de agua.....</i>	6
7.2.1.2 <i>Perspectiva histórica de los estudios de reciclaje de agua en la cuenca amazónica .....</i>	6
7.2.1.3 <i>Estimaciones modernas .....</i>	8
7.2.2 MECANISMOS PARA CAPTURAR LA HUMEDAD DEL SUELO PROFUNDO POR PARTE DE LOS ÁRBOLES .....	11
7.2.2.1 <i>El papel de los bosques tropicales amazónicos en la producción de su propio clima.....</i>	12
7.2.2.2 <i>La bomba biótica y el papel del bosque en el inicio de la estación lluviosa .....</i>	14
7.2.3 EL PAPEL DEL BOSQUE COMO FUENTE DE VAPOR DE AGUA PARA OTRAS REGIONES .....	15
<b>7.3 REGULACIÓN CLIMÁTICA PROPORCIONADA POR LOS BOSQUES .....</b>	<b>15</b>
7.3.1 REGULACIÓN DE LA TEMPERATURA .....	15
7.3.2 EFECTOS DE BORDE SOBRE LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD .....	18
<b>7.4 CONCLUSIONES.....</b>	<b>19</b>
<b>7.5 RECOMENDACIONES .....</b>	<b>19</b>
<b>7.6 REFERENCIAS .....</b>	<b>19</b>

Resumen Gráfico

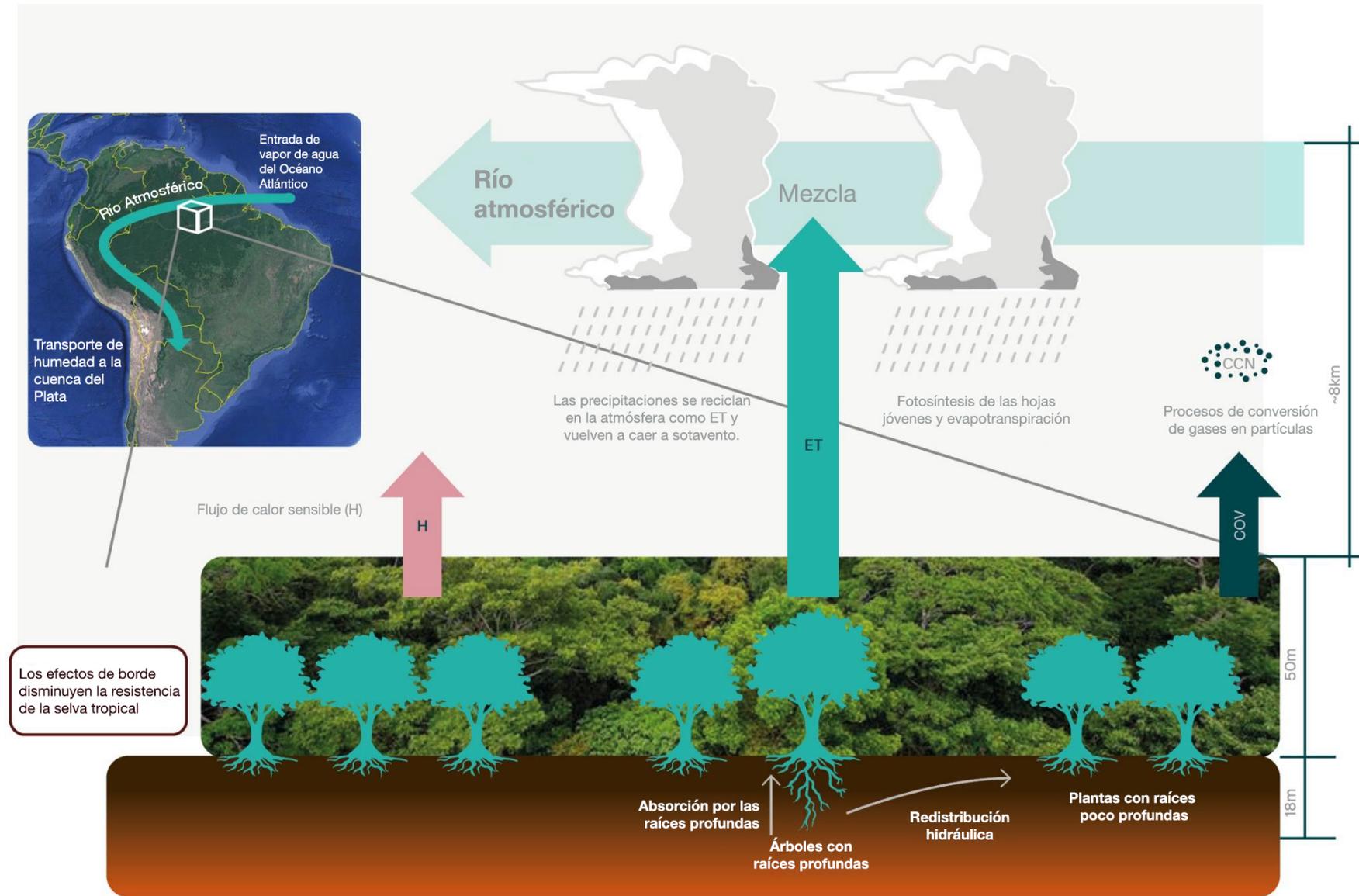


Figura 7.A Resumen Gráfico

# Ciclos Biogeofísicos: Reciclaje de Agua, Regulación Climática

Marcos H. Costa<sup>a</sup>, Laura Borma<sup>b</sup>, Paulo M. Brando<sup>c,d,e</sup>, José A. Marengo<sup>f</sup>, Scott R. Saleska<sup>g</sup>, Luciana V. Gatti<sup>b</sup>

## Mensajes Clave

- El bosque amazónico puede reciclar grandes cantidades de vapor de agua del suelo a la atmósfera a través de la evapotranspiración (ET). La tasa de reciclaje promedio de la cuenca amazónica varía de 24% a 35%, con un valor medio de 28%.
- Las partes central y noroccidental de la Amazonía exportan humedad a los Andes a través de diversos ríos atmosféricos (o aéreos) que abastecen de agua a los glaciares tropicales, páramos y ciudades. La parte suroeste de la cuenca amazónica es una importante fuente directa de humedad para la cuenca de La Plata durante todo el año, con humedad transportada a través del chorro de bajo nivel de América del Sur.
- La cantidad de cubierta forestal regula la temperatura local y la cantidad y el momento de las precipitaciones, y la pérdida (aumento) de bosques conduce a reducciones (aumentos) de las precipitaciones y los consiguientes impactos en la cubierta forestal. A nivel local, el reemplazo de árboles de raíces profundas del bosque lluvioso con pastos o cultivos calienta el microclima debido a una ET más baja, a pesar del mayor albedo de la vegetación senescente. Si las áreas afectadas son lo suficientemente grandes, esto puede afectar las precipitaciones, especialmente al final de la estación seca, con implicaciones para la degradación forestal, la inflamabilidad de los bosques y el rendimiento de los cultivos.
- Los cambios más importantes en el sistema hidroclimático ocurren en la transición entre las estaciones seca y lluviosa, con un alargamiento de la estación seca en las regiones afectadas por la deforestación de meso a gran escala (10-1.000 km<sup>2</sup>), con importantes consecuencias ecológicas e hidrológicas. Los estudios futuros deberían estar enfocados en estas transiciones estacionales.
- Muy pocos de los nuevos avances (si es que los hay) en la degradación de los bordes de los bosques se han incluido en los procesos simulados por los Modelos del Sistema Terrestre (MST). Proyectar el futuro de los bosques amazónicos requiere una mejor representación de los efectos de borde del bosque en los MST.

## Resumen

Los climas cálidos y húmedos que sustentan los bosques amazónicos son en parte consecuencia de las interacciones entre el bosque y la atmósfera. Este capítulo evalúa los procesos biogeofísicos mediante los cuales el bosque tropical provee humedad y energía para mantener su propio clima. Una combinación de varios rasgos y procesos de la planta (albedo bajo, copas ásperas, enraizamiento profundo, elevación hidráulica de la planta y regulación biológica del flujo de agua a través de las hojas) permite capturar el agua almacenada en las capas profundas del suelo. Estos mecanismos proveen un flujo constante de vapor de agua a la atmósfera, que se recicla internamente en la Amazonía y es una fuente importante de vapor de agua para otras regiones de América del Sur. En promedio regional, alrededor del 28% de la lluvia en la Amazonía ha caído

<sup>a</sup> Dept. of Agricultural Engineering, Federal University of Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brazil

<sup>b</sup> National Institute for Space Research (INPE), S. J. Campos, SP, Brazil

<sup>c</sup> Woodwell Climate Research Center, Falmouth, MA, United States

<sup>d</sup> University of California – Irvine (UCI), Irvine, CA, United States

<sup>e</sup> Institute for Environmental Research in Amazonia (IPAM), Brasília, DF, Brazil

<sup>f</sup> National Center for Monitoring and Alerts of Natural Disasters (CEMADEN), S. J. Campos, SP, Brazil

<sup>g</sup> Dept. of Ecology and Evolutionary Ecology, University of Arizona, Tucson, AZ, United States

al menos una vez, y esta fracción aumenta hacia el occidente, hasta superar el 50% al pie de los Andes. El bosque tropical también juega un papel importante en la regulación del clima en el sur de la Amazonía durante la transición de la estación seca a la lluviosa (septiembre-octubre). Las áreas boscosas tienen un comienzo temprano y un final tardío de la temporada de lluvias (octubre-abril). También están asociados con una baja frecuencia de sequías de cualquier duración en los meses de transición entre las estaciones seca y lluviosa (marzo-abril, septiembre-octubre) en comparación con áreas altamente deforestadas. Finalmente, la intensa pérdida de calor latente a través de la ET mantiene la temperatura del aire por debajo de los 30°C, lo que es casi óptimo para la fotosíntesis y, en consecuencia, para la absorción de carbono.

*Palabras clave: Ríos aéreos, captura de humedad del suelo profundo, regulación de la temperatura*

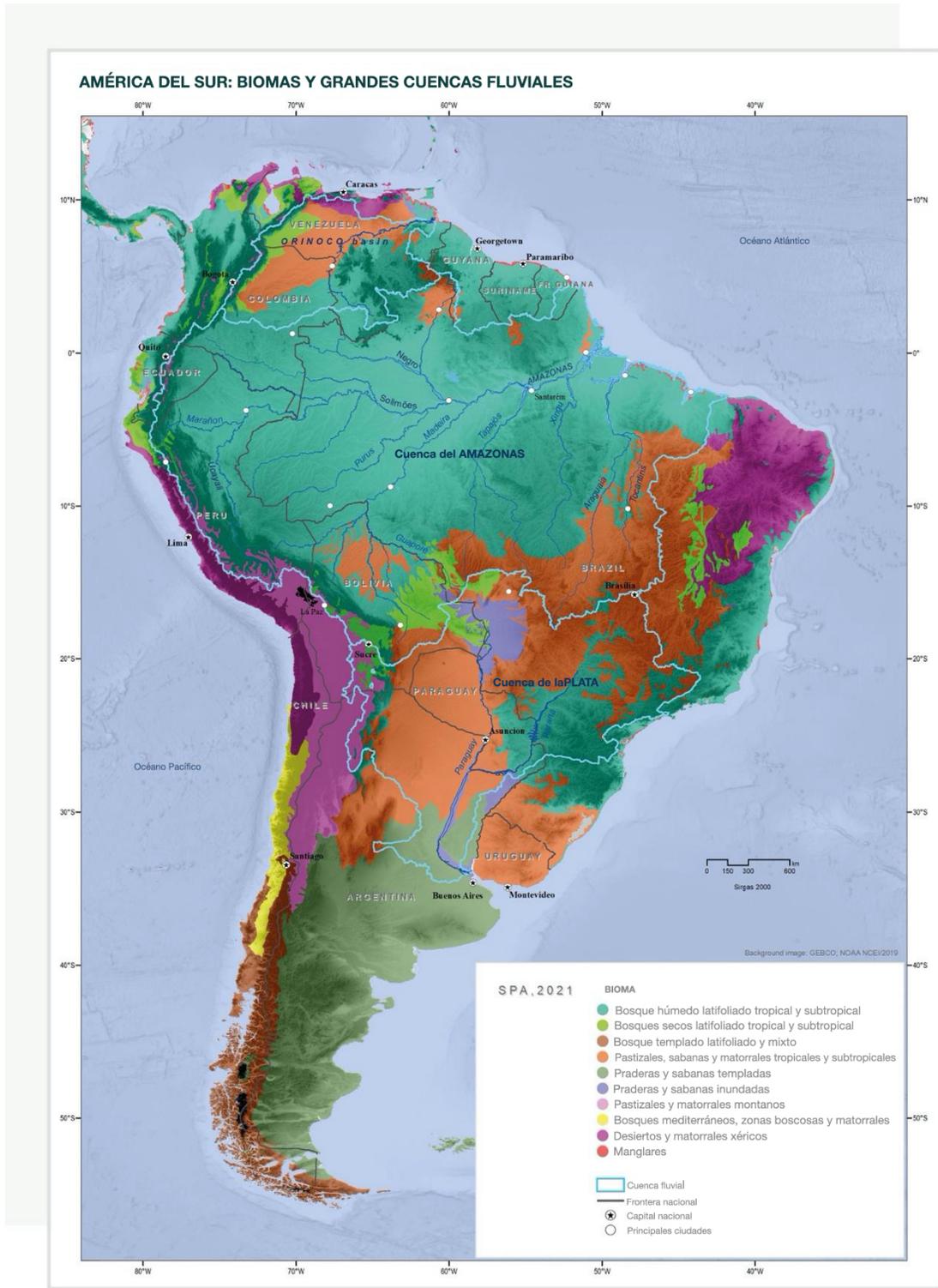
## 7.1 Introducción

La Amazonía es bien conocida por dos características notables: el bosque tropical y su clima cálido y húmedo. El bosque amazónico es quizás el bioma más exuberante del mundo, con alta biomasa, dosel alto y rica biodiversidad (Capítulo 3). El promedio anual de largo plazo de precipitación oscila entre 2.000 y 2.300 mm, dependiendo del periodo utilizado para el cálculo y si se incluye o no la cuenca de Tocantins (Cuadro 1, Capítulo 5). En las partes más lluviosas de la región, las precipitaciones pueden alcanzar los 6.000-7.000 mm/año a los pies de los Andes (Sección 5.3.5, Capítulo 5). Una “estación relativamente seca” se encuentra en lugares específicos, como la frontera sur de la Amazonía, cerca de la transición al cerrado (sabanas del centro de Brasil), y en el eje sur-norte alrededor de Santarém (en el estado de Pará, Brasil). La “temporada relativamente seca” describe una temporada en la que la precipitación media mensual está por debajo de las tasas mensuales de ET, pero aún presenta cantidades altas de precipitación (~100 mm/mes, según lo definido por Sombroek 2001). Se presenta una estación seca de seis meses de duración en las zonas aguas arriba de los afluentes del sur del río Amazonas (ríos Tapajós y Xingu), en la mayor parte de la cuenca del Tocantins, en el estado de Roraima (Brasil), y al norte de Boa Vista (ciudad capital de Roraima), donde la precipitación anual puede ser tan baja como 1.500 mm. Las temperaturas medias mensuales varían entre 26°C y 28°C para las tierras bajas de la Amazonía central, y la media anual disminuye con la altitud. En el altiplano andino, la temperatura media anual es de 12,6°C en Sucre, Bolivia (altitud 2.800 m), 12,8°C en Cajamarca, Perú (2.740 m), y 6,8°C en

La Paz, Bolivia (3.650 m). La estacionalidad (amplitud de la temperatura media mensual) aumenta con la latitud, variando desde alrededor de 2°C cerca del ecuador hasta alrededor de 4°C en Brasilia (16°S). Para conocer las ubicaciones de las fronteras de ciudades, ríos, cuencas y biomas, ver la Figura 7.1.

Estas dos características notables, el bosque exuberante y el clima cálido y húmedo, están intrínsecamente conectadas por interacciones o ciclos biogeofísicos de dos vías. Evidentemente, la presencia del bosque tropical en la Amazonía es consecuencia del clima lluvioso que allí se vive; el bosque tropical no podría crecer en un ambiente fresco o seco. Sin embargo, el funcionamiento del bosque tropical también ayuda a producir el clima cálido y húmedo necesario para su permanencia. El bosque tropical interactúa con la atmósfera de varias maneras, lo que afecta el clima local, continental y global. Un proceso importante es el reciclaje del agua (Sección 7.2.1). Siguiendo el proceso del ciclo del agua, los vientos cerca de la superficie del océano traen humedad del Océano Atlántico tropical al Amazonas. Parte de esta humedad cae en forma de lluvia, y una parte de la lluvia caída puede ser devuelta rápidamente a la atmósfera por el bosque a través de la evapotranspiración (ET). Parte de este vapor de agua regresará como lluvia sobre el bosque tropical y otra parte se transportará a las regiones vecinas.

Esta inyección de vapor de agua no presenta una variabilidad estacional o interanual significativa, lo que puede ser explicado por varios rasgos y procesos asociados con el bosque tropical, como la captura de raíces profundas, la redistribución hidráulica y la sincronización biológica de la emergencia



**Figura 7.1** Mapa de orientación. Mapa del bioma de América del Sur, con los principales ríos y pueblos. Fuentes: WWF (<https://www.worldwildlife.org/publications/terrestrial-ecoregions-of-the-world>), RAISG (2020), WCS- Venticinque (2016).

de hojas nuevas con la estación seca (Sección 7.2.2).

Este capítulo evalúa las interacciones biogeofísicas entre el bosque amazónico y el clima. Se presenta una perspectiva histórica, destacando los avances que mejoraron nuestra comprensión de los mecanismos por los cuales el bosque tropical interactúa con la atmósfera.

## 7.2 El Papel de los Bosques en el Reciclaje de Agua

### 7.2.1 Reciclaje de agua en la Amazonía

#### 7.2.1.1 Conceptos generales sobre el reciclaje de agua

El reciclaje de agua es el proceso por el cual la ET en un lugar específico del continente contribuye a la precipitación en otro lugar del continente (Zemp *et al.* 2014). El índice de reciclaje ( $\rho$ ) es el índice de precipitación de origen continental dividido por la precipitación total. Depende de varias condiciones, incluyendo la escala espacial, la relación entre la ET local y otras fuentes de vapor de agua y la extensión de la región a favor del viento.

Primero, considere la escala. En un extremo, a escala global, todas las moléculas de agua se evaporan de la superficie de la Tierra, permanecen en la atmósfera durante unos días y luego vuelven a precipitarse. La tasa de reciclaje es entonces del 100%. En el otro extremo de la escala, un área infinitesimal en la superficie de la tierra, la probabilidad de que una molécula de agua que se evapore en esa área vuelva a precipitar en su interior es cercana a cero (Eltahir y Bras 1996). Una región grande como la Amazonía tiende a tener un alto índice de reciclaje, pero entre estas dos escalas, el reciclaje regional es más complejo.

La Figura 7.2 explica la dependencia del reciclaje de la extensión de la región a favor del viento. Considere dos áreas rectangulares del mismo tamaño, pero una tiene su dimensión principal a través de los vientos dominantes (Figura 7.2a), mientras que la otra tiene su dimensión principal a lo largo de los vientos predominantes (Figura 7.2b). Todas las demás condiciones (transporte de humedad desde el

océano, precipitación y tasa de evapotranspiración) son iguales. Cuanto más larga sea la dimensión de la región junto con los vientos dominantes, mayor será el reciclaje.

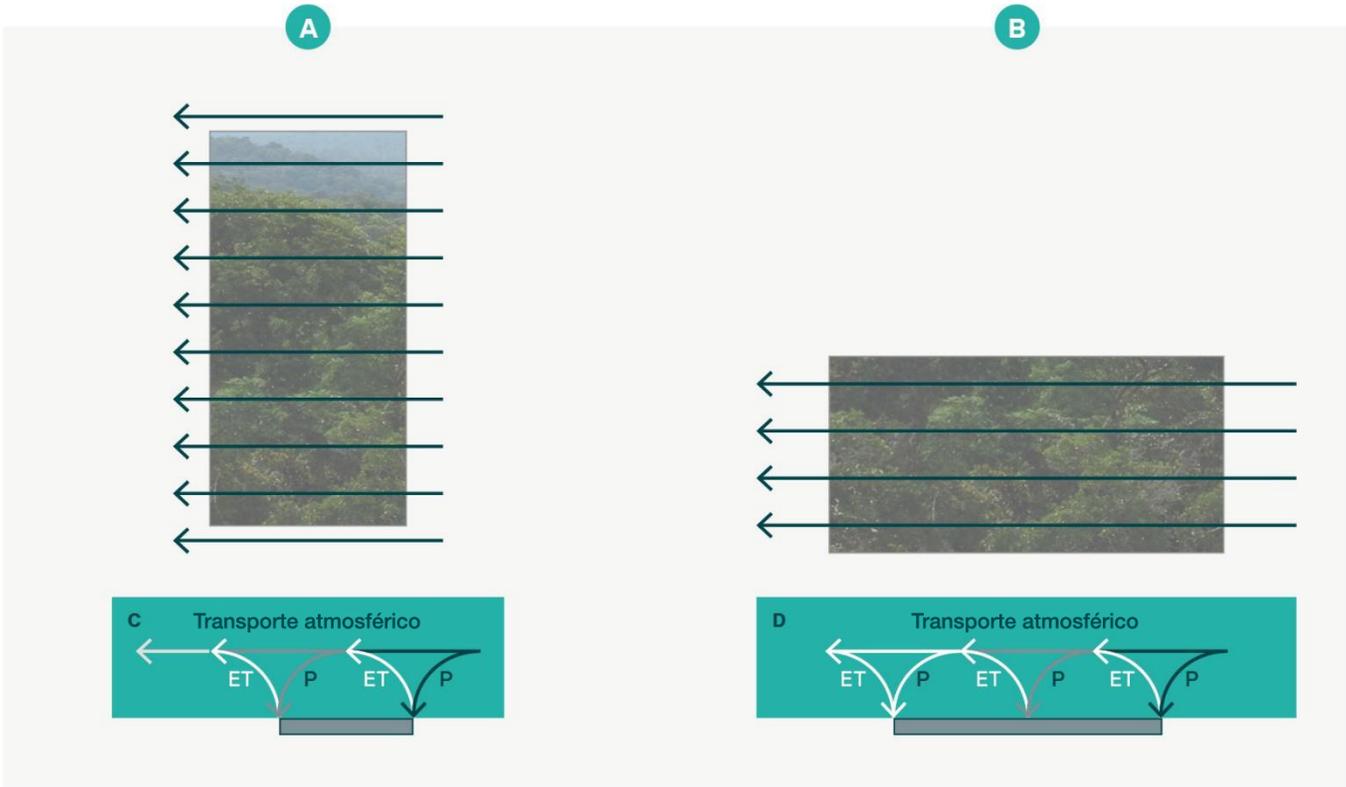
El reciclaje de humedad se puede calcular desde cualquier región de origen donde se evapora (es decir, la Amazonía) a cualquier región de destino donde se precipita (p.ej., la propia cuenca amazónica, incluyendo los Andes o la cuenca de La Plata). Esta sección primero explorará el papel del reciclaje dentro de la cuenca amazónica y luego su papel como fuente de agua para otras regiones.

#### 7.2.1.2 Perspectiva histórica de los estudios de reciclaje de agua en la cuenca amazónica

Los textos climatológicos clásicos (Sellers 1965; Budyko 1974) consideran que la ET local tiene una importancia menor como fuente de agua precipitable sobre los continentes. Sin embargo, esta suposición puede no ser precisa en un área continental donde la ET alcanza tasas altas, como los bosques tropicales.

La metodología clásica (ver, p.ej., Budyko 1974) para calcular el reciclaje de agua vía ET establece que, para un clima estable y a largo plazo, si no hay reciclaje, la advección neta de vapor de agua a una región se equilibraría con la escorrentía hidrológica. Así, utilizando sondeos atmosféricos y medidas hidrológicas, se puede calcular el reciclaje.

Molion (1975) sugirió por primera vez que la precipitación sobre la Amazonía depende en gran medida de la ET local. Usando la metodología clásica descrita anteriormente, concluyó que la advección del vapor de agua contribuye solo con el 44% de la lluvia de la cuenca amazónica, mientras que la ET local provee el 56% restante. Continuando con este trabajo, Lettau *et al.* (1979) presentaron datos sobre la variación de la relación entre el agua precipitable total y el agua precipitable de origen oceánico según la longitud. Dado que la dirección principal del viento es de oriente a occidente, el aumento en la proporción de agua precipitable de fuentes distintas al océano sugiere que esta fuente es la ET. También calcu-



**Figura 7.2** Diagrama esquemático del reciclaje de agua de dos regiones idénticas (A y B), que difieren solo con respecto a la dirección del viento. P es precipitación y ET es evapotranspiración. Las flechas negras representan el flujo de vapor de agua de origen oceánico y las flechas blancas indican el flujo de vapor de agua originado en la superficie terrestre. Las sombras de las flechas grises representan la proporción de vapor de agua superficial oceánica versus terrestre.

laron que el 88% de la lluvia en la parte más occidental de la Amazonía es vapor de agua que ha caído al menos una vez anteriormente.

Dall'Olio *et al.* (1979) utilizaron concentraciones de los isótopos estables  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  (deuterio) como trazadores para estudiar el origen del agua precipitable en la región amazónica. Las diferentes masas de isótopos en el agua provocan una destilación que concentra los isótopos más pesados ( $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ ) más cerca de la fuente original de la precipitación y los isótopos cada vez más livianos ( $^{16}\text{O}$  y  $^1\text{H}$ ) con cada etapa de reciclaje en el camino. Llegaron a la conclusión de que el flujo del vapor de agua del océano es menor que la precipitación total sobre la cuenca, por lo que fue necesario considerar al menos otra fuente de vapor de agua. Ya que no hubo evidencia meteorológica de fuentes externas adicionales de vapor de agua,

sugirieron que ET podría suministrar la fuente de humedad adicional requerida. Sus datos indicaron que, en promedio, ambas fuentes (océano y bosque) son de la misma magnitud, lo que sugiere que la vegetación recicló el 50% del agua de precipitación.

Salati *et al.* (1979), utilizando los mismos datos de Dall'Olio *et al.* (1979), informaron que, a pesar de la apariencia de la cuenca amazónica como una unidad hidrometeorológica relativamente uniforme, la variabilidad estacional y geográfica de los datos isotópicos demuestra la heterogeneidad de la región desde el punto de vista hidrometeorológico, señalando variaciones relacionadas con la estacionalidad y la ubicación, siendo la Amazonía Central y Occidental las áreas donde se reciclan grandes cantidades de agua. En su revisión clásica, Salati y Vose (1984) dijeron que alrededor del 50% de la lluvia es

de ET a la atmósfera, de la cual alrededor del 48% vuelve a caer como lluvia.

Nobre *et al.* (1991) calcularon los balances de agua para la Amazonía utilizando datos de sondeos atmosféricos del Experimento Troposférico Global con al menos dos perfiles verticales por día durante un periodo prolongado. Llegaron a la conclusión de que alrededor del 50% de la lluvia se originó en ET y el 50% del transporte de humedad desde fuera de la cuenca.

Sin embargo, la solidez de estas primeras estimaciones se vio limitada por la baja disponibilidad de las mediciones de sondeo atmosférico, y quedaron varias preguntas pendientes. En primer lugar, no se disponía de cálculos climatológicos de la proporción de agua reciclada. Segundo, la variabilidad interanual de la precipitación (que oscila entre 2000 y 2800 mm año<sup>-1</sup> en un periodo de retorno de 10 años) es mucho más alta que la variabilidad interanual de la ET (ver la Sección 5.4 y el Capítulo 5), y no estaba claro cómo las fuentes de vapor de agua a precipitación varían simultáneamente con la variabilidad de año a año de la precipitación y la ET.

Además, estas estimaciones iniciales consideraban que tanto los Andes como la meseta central de Brasil eran barreras importantes para el flujo de vapor de agua. Por lo tanto, asumieron que el flujo de vapor de agua que salía de la cuenca era cercano a cero. Además, Savenije (1996) demostró que, bajo este supuesto,  $\rho = 1 - C$ , donde  $C$  es el coeficiente de escorrentía, que es de alrededor de 0,5 para el río Amazonas. En conclusión, esta suposición sobreestimó la tasa de reciclaje. La estimación de  $\rho$  no mejoró hasta el siguiente avance científico: conjuntos de datos globales de viento y humedad de cuatro dimensiones.

### 7.2.1.3 Estimaciones modernas

La llegada de conjuntos de datos de viento y humedad de cuatro dimensiones en la década de 1990 (tres dimensiones espaciales más una dimensión temporal), incluyendo los productos de reanálisis atmosférico, permitió el cálculo de patrones espa-

ciales y temporales de la tasa de reciclaje. Estos conjuntos de datos demostraron que, de hecho, hay un pequeño flujo de vapor de agua a través de los Andes y un flujo significativo de humedad hacia el sur, hacia el centro y el sur de América del Sur (Sección 7.2.3). Varios estudios utilizaron estos conjuntos de datos y diferentes métodos para calcular el reciclaje, que se resumen en la Tabla 7.1. La tasa de reciclaje promedio de la cuenca amazónica varía del 24% al 35%, con un valor medio del 28%, o aproximadamente la mitad de lo que se estimó anteriormente.

De las estimaciones en la Tabla 7.1, Staal *et al.* (2018) utilizan una definición ligeramente diferente de reciclaje de agua. Cuentan múltiples evaporaciones de la misma molécula de agua varias veces, lo que arroja  $\rho > 100\%$  en algunos meses (ver Staal *et al.* 2018, Fig. S5). Este método también sobrestima ligeramente la tasa de reciclaje en comparación con los otros estudios.

Incluso estas estimaciones más recientes pueden tener limitaciones. Los modelos de seguimiento de humedad varían ampliamente en complejidad, dependiendo de la cantidad de procesos físicos representados (Domínguez *et al.* 2020). Los modelos complejos son completos en su representación física, pero computacionalmente mucho más costosos. Los modelos simples son más rápidos de ejecutar, pero se enfocan en procesos físicos específicos y simplifican las suposiciones. Una suposición común en los modelos simples es que el vapor de agua está bien mezclado dentro de la columna vertical de la atmósfera. La suposición de buen-mezclado también se puede subdividir en varios componentes, es decir, bien-mezclado durante la evaporación, el transporte y la precipitación. Por ejemplo, la altura vertical desde donde el vapor de agua contribuye a la precipitación no es necesariamente proporcional a la humedad específica del nivel.

En regiones donde predomina la precipitación convectiva, como la Amazonía, el vapor de agua de los niveles atmosféricos inferiores contribuye significativamente más a la precipitación que la humedad de los niveles superiores, un proceso que se ha denominado “reciclado rápido” (Lettau *et al.* 1979) y

**Tabla 7.1** Studies to calculate recycling.

Estudio	Método	Conjunto de datos	Período	$\rho$ (%)
<b>Brubaker <i>et al.</i> (1993)</b>	Modelo a granel atmosférico	GFDL y NCAR	1963-1973	24.
<b>Eltahir y Bras (1994)</b>	Modelo a granel atmosférico	Análisis del CEPPMW	1985-1990	25.
<b>Trenberth (1999)</b>	Modelo a granel atmosférico	CMAF y NCEP-NCAR reanálisis	1979-1995	35.
<b>Costa y Foley (1999)*</b>	Modelo a granel atmosférico	NCEP/NCAR reanálisis	1976-1996	30.
<b>Bosilovich y Chern (2006)</b>	AGCM con trazadores pasivos de vapor de agua	Condiciones iniciales del modelo; sin condiciones de límite de evolución temporal	1948-1997	27,2.
<b>Dirmeyer <i>et al.</i> (2009).</b>	Trayectoria inversa cuasi-isentrópica (seguimiento de Lagrangian)	NCEP/DOE reanálisis	1979-2003	28.
<b>van der Ent <i>et al.</i> (2010)</b>	Método Euleriano de seguimiento de la humedad atmosférica	ERA-Interino reanálisis	1999-2008	28.
<b>Zemp <i>et al.</i> (2014)</b>	Método Euleriano de seguimiento de la humedad atmosférica	TRMM para (P) y MODIS para ET	2001-2010	28.
<b>Zemp <i>et al.</i> (2014)</b>	Método Euleriano de seguimiento de la humedad atmosférica	Modelo de superficie terrestre para ET, promedio de CRU, GPCC, GPCP y CPC para P	1990-1995	24.
<b>Staal <i>et al.</i> (2018)</b>	Método Euleriano de seguimiento de la humedad atmosférica/reciclaje en cascada	GLDAS	2003-2014	32.

conduce a una subestimación de las fuentes terrestres de humedad mediante modelos simples en comparación con los trazadores de vapor de agua en los modelos climáticos (Goessling y Reick 2013; Domínguez *et al.* 2020).

Por otro lado, existen modelos para rastrear fuentes y rutas de vapor de agua en la atmósfera que utilizan el seguimiento de partículas de Lagrange, como el modelo de trayectoria NOAA HYSPLIT (Stein *et al.* 2015) o el modelo climático regional Weather Research and Forecasting with Water Vapor Tracing (WRF-WVT) (Insua-Costa y Miguez-Macho 2018).

Estos modelos simulan o parametrizan explícitamente procesos como convección, microfísica, tur-

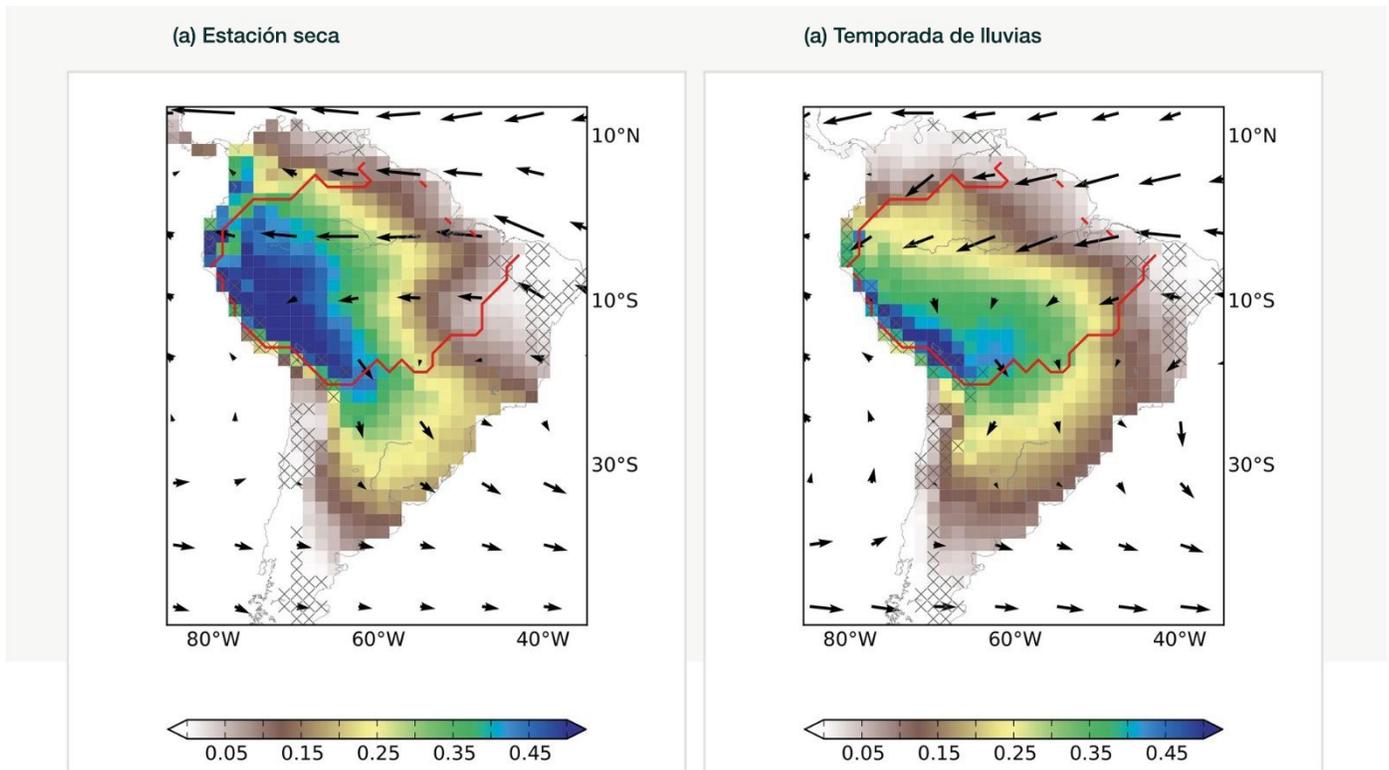
bulencia y seguimiento de partículas, pero tienen la desventaja de ser computacionalmente costosos. Ambos métodos (euleriano y lagrangiano) también se pueden subdividir en cálculos fuera de línea (realizados en conjuntos de datos generados previamente) o cálculos en línea (realizados mientras se ejecuta el modelo) (Domínguez *et al.* 2020). Los modelos Lagrangianos en línea, que están basados en trazadores de agua de pronóstico integrados en modelos climáticos globales o regionales, pueden suministrar valores más consistentes físicamente. Por otro lado, ejecutarlos durante mucho tiempo para calcular los valores de la tasa de reciclaje climatológica muy probablemente conducirá a graves sesgos si las condiciones de los límites no son actualizadas constantemente. En resumen, todos los métodos

tienen ventajas y desventajas. Hoy en día no está claro cuál sería el efecto de sustituir el supuesto de mezcla de pozos por el seguimiento de Lagrange en el cálculo de la tasa de reciclaje.

Sin embargo, estos estudios también concluyeron que la tasa de reciclaje varía espacial, estacional e interanualmente. Varios autores, como van der Ent *et al.* (2010), Zemp *et al.* (2014), y Staal *et al.* (2018), brindan cálculos espacialmente explícitos de la tasa de reciclaje. Muestran que  $\rho$  está cerca de cero cerca de la desembocadura del Amazonas, donde la humedad del océano ingresa a la Amazonía, a >50% cerca de los Andes (Figura 7.3). El levantamiento mecánico de las montañas y la forma cóncava de los Andes inducen la convergencia en niveles bajos varios cientos de kilómetros antes de los Andes, lo que facilita las altas tasas de precipitación y dificulta que la humedad cruce los Andes y abandone la cuenca.

El reciclaje también es mayor durante la estación seca que durante la estación lluviosa (comparar la Figura 7.3a con la Figura 7.3b). Durante la estación seca, la entrada de humedad del océano disminuye y el flujo constante de agua del bosque tropical aumenta la importancia de esta fuente local. Como se explica en la Sección 5.4 del Capítulo 5 y más abajo en la Sección 7.2.2, en la mayor parte de la Amazonía, la ET no está controlada por la disponibilidad de humedad del suelo sino por la disponibilidad de energía para evaporar el agua, de ahí la baja variabilidad estacional. Esto se debe a que los árboles amazónicos tienen acceso al agua almacenada en capas profundas del suelo y, en consecuencia, no sufren mucho estrés hídrico.

La estabilidad de la ET local también está asociada con la variabilidad de  $\rho$  a escalas temporales interanuales y decenales. Por ejemplo, Costa y Foley (1999) encontraron un debilitamiento de los vientos



**Figura 7.3** Fracción de precipitación que se origina dentro de la cuenca amazónica (contorno en rojo), utilizando datos de ET MOD16 y datos de precipitación TRMM para el periodo 2001-2010, y cálculos directos de reciclaje de humedad. (a) Estación seca (junio-septiembre); (b) Temporada de lluvias (diciembre-marzo). Redibujado de Zemp *et al.* (2014).

alisios que transportan vapor de agua desde el océano Atlántico tropical hacia la cuenca amazónica durante 1976-1996, lo que provocó una disminución en la entrada de vapor de agua a la cuenca amazónica. En este caso, la principal fuente de vapor de agua hacia la cuenca disminuyó alrededor de 720 mm/año en 20 años (de 3430 mm/año en 1976-77 a 2710 mm/año en 1995-96, o 36 mm/año<sup>2</sup>); sin embargo, la cuenca amazónica mantuvo la precipitación y la escorrentía al aumentar la contribución relativa de la fuente local de vapor de agua (ET regional) del 28% en 1976-77 al 33% en 1995-96.

### 7.2.2 Mecanismos para Capturar la Humedad del Suelo Profundo por parte de los Árboles

Otro avance en la comprensión del papel del bosque tropical en el clima regional fue la medición directa de la ET utilizando técnicas de covarianza de remolinos en varios sitios experimentales de bosques de tierras altas amazónicas. Estas observaciones indican que las tasas de ET de la estación seca en los bosques amazónicos centrales alcanzan su punto máximo durante la estación seca, superando constantemente los valores de la estación lluviosa (Shuttleworth 1988). Estas observaciones implican que la ET en estos bosques está regulada por el ciclo anual de la radiación entrante (que generalmente aumenta durante la estación seca debido a un sol más vertical y a una menor cobertura de nubes), con una ET de la estación seca comparable o incluso superior a los valores de la temporada lluviosa (Hasler y Avissar 2007). La dinámica de la ET estacional más compleja de los bosques de tierras altas del sur de la Amazonía con humedad limitada indica una regulación conjunta por factores ambientales (p.ej., radiación neta, déficit de presión de vapor) y biológicos (conductancia del dosel del bosque) en estos bosques (Da-Rocha *et al.* 2009; Costa *et al.* 2010; Restrepo-Coupe *et al.* 2021).

Estos hallazgos contradicen el entendimiento común (ver la discusión entre Werth y Avissar 2004; Costa *et al.* 2004), y los resultados de la simulación de la mayoría de los modelos de superficie terrestre, que muestran una disminución en la ET y la productividad durante la estación seca y los períodos de se-

quía debido a la limitación de agua (Christoffersen *et al.* 2014) (ver también la Sección 5.4 del Capítulo 5).

Esta discusión se enfoca en los mecanismos de absorción de aguas profundas de los bosques de tierras altas, ya que se supone que los bosques inundados estacionalmente tienen menos probabilidades de tener limitaciones de agua. Varios estudios han propuesto diferentes mecanismos para explicar la tolerancia a la sequía (estacional o extrema) de los bosques amazónicos. Estos mecanismos incluyen la absorción de agua por las raíces profundas, la elevación hidráulica de la planta y la regeneración de hojas en la estación seca.

Como se discutió en el Capítulo 5, los suelos amazónicos, debido a su textura arcillosa predominante en el área de la meseta, almacenan grandes cantidades de lluvia en la estación lluviosa que se libera a las plantas durante la estación seca (Bruno *et al.* 2006; Chauvel *et al.* 1992; Hodnett *et al.* 1995; Nepstad *et al.* 1994). A medida que avanza la estación seca, esta agua tiende a filtrarse y se almacena en capas profundas del suelo, que se compone principalmente del agua infiltrada en los períodos húmedos anteriores (Negrón-Juárez *et al.* 2007), y donde principalmente las raíces más profundas tienen la capacidad de absorberlo (Nepstad *et al.* 1994). Raíces finas muy profundas (>6 m), aunque raras, se han encontrado en algunos sitios en el este (Nepstad *et al.* 1994) y la Amazonía central (Chauvel *et al.* 1992; Negrón-Juárez *et al.* 2020). En la Amazonía oriental, donde la precipitación es más estacional, Nepstad *et al.* (1994) encontraron raíces que alcanzaban los 18 m. La existencia de estas raíces, asociada con el bajo nivel de agua disponible para las plantas en las capas superiores (<1 m) del suelo, da lugar a la comprensión del papel de las raíces profundas como estrategia principal de las plantas para hacer frente a las sequías estacionales y potencialmente severas (Bruno *et al.* 2006; Hodnett *et al.* 1995; Jipp *et al.* 1998; Nepstad *et al.* 1994).

A pesar de la existencia documentada de raíces profundas, es bien sabido que las raíces superficiales (<1 m) en la Amazonía son mucho más abundantes que las profundas (Chauvel *et al.* 1992; Nepstad *et al.*

1994). La densidad de raíces disminuye desde más de un kilogramo de raíces por metro cúbico cerca de la superficie hasta unas pocas decenas de gramos por metro cúbico por debajo de los dos metros, siendo relativamente constante por debajo de este nivel (Nepstad 1989, citado por Bruijnzeel 1996). Aunque las raíces profundas tienen baja densidad, la investigación realizada por Hodnett *et al.* (1995) cerca de Manaus ha demostrado que, en muchos años, es imposible cerrar el balance hídrico de la estación seca del bosque amazónico sin utilizar el agua almacenada a profundidades superiores a los 2 m. Utilizando datos de un experimento de exclusión de lluvia en Santarém, Marketwitz *et al.* (2010) también concluyeron que las contribuciones profundas a la absorción de agua por las raíces son cruciales. En condiciones de control, la capa de suelo de 250 a 550 cm contribuyó con ~20% de la demanda de agua, mientras que las capas más profundas (550–1150 cm) contribuyeron con ~10%. Bajo la exclusión, la absorción de agua por las raíces se mantuvo durante los primeros 2 años del experimento, pero disminuyó después de eso.

Otros estudios han sugerido la existencia de mecanismos para transportar el agua hacia arriba desde las capas profundas a las superficiales del suelo, ya sea a través del sistema de raíces, es decir, el levantamiento hidráulico de la planta (Dawson *et al.* 2002; Oliveira *et al.* 2005), o a través de suelos de textura fina por el mecanismo de ascenso capilar (Fan y Miguez-Macho 2010; Romero-Saltos *et al.* 2005). Sin embargo, la elevación hidráulica también está basada en la absorción de agua de las raíces profundas y, cuando se incluyó en un modelo de superficie terrestre, aumentó moderadamente las tasas de ET en la estación seca (Lee *et al.* 2005). El ascenso capilar, en general, solo impulsa el agua hacia arriba unos pocos centímetros (Romero-Saltos *et al.* 2005), y es más importante en las regiones donde el nivel freático es poco profundo (Fan y Miguez-Macho 2010), que no es el caso para la mayoría de las áreas de meseta donde el nivel freático es de 30-40 m de profundidad (Fan y Miguez-Macho 2010; Tomasella *et al.* 2008). Otros estudios han sugerido la existencia de un tercer mecanismo, la partición del nicho de la raíz (Brum *et al.* 2019; Ivanov *et al.* 2012), mediante

el cual las plantas absorben agua del suelo de diferentes fuentes, en función de su altura, la profundidad de la raíz y los atributos hidráulicos de la planta, como la resistencia a la embolia de los vasos del xilema (Rowland *et al.* 2015).

Los mecanismos de acceso de las raíces al agua del suelo también están acoplados a la regulación biológica del flujo de agua a través de las hojas. Debido a que los estomas de las hojas vinculan la ET con el flujo fotosintético (Productividad Primaria Bruta, PPB), la regulación estomática que permite aumentar la PPB en la estación seca (Huete *et al.* 2006; Wu *et al.* 2016; Saleska *et al.* 2016; ver también el Capítulo 6) también facilita los máximos de la estación seca en la ET forestal discutida anteriormente (Shuttleworth 1988; Hasler y Avissar 2007). Investigaciones recientes muestran que la alta capacidad fotosintética de la hoja en la estación seca y la alta conductancia estomática son impulsadas por la fenología de la hoja, es decir, la sincronización biológica del surgimiento de hojas nuevas y la senescencia de las hojas viejas durante la estación seca provoca grandes cambios en la composición de las hojas del dosel hacia hojas más jóvenes y más conductoras, lo que probablemente facilite los aumentos estacionales de la ET en la Amazonía central (Albert *et al.* 2018; Wu *et al.* 2016). Christoffersen *et al.* (2014) destacan los importantes roles complementarios de la dinámica de la raíz y la fenología de la hoja en la regulación de la ET.

En conclusión, si el bosque tropical es reemplazado por otra cobertura y otro uso de la tierra, la Amazonía no podría mantener la ET al mismo ritmo, particularmente durante la estación seca. Como resultado, la profundidad de las raíces sería mucho más pequeña, la redistribución hidráulica cesaría y la superficie de evaporación (área foliar) sería más pequeña y posiblemente presentaría un verdor más bajo que el actual.

#### *7.2.2.1 El papel de los bosques tropicales amazónicos en la producción de su propio clima*

Como se dijo anteriormente, los bosques tropicales son una consecuencia obvia del clima cálido y hú-

medo de esa región. Sin embargo, en las últimas décadas, se está acumulando evidencia de que el bosque tropical y el clima cálido y húmedo están fuertemente conectados, formando un sistema de interacción bidireccional que se perpetúa mutuamente (retroalimentación positiva). En otras palabras, el clima tropical húmedo permite la existencia del bosque tropical que, a su vez, ayuda a producir el clima lluvioso que necesita.

Un clima lluvioso requiere dos condiciones necesarias: una atmósfera lluviosa y suficiente movimiento vertical ascendente para formar nubes e inducir la precipitación.

Como se indicó en secciones anteriores, en promedio anual en la Amazonía, alrededor del 72% del vapor de agua que ingresa a la columna atmosférica es de origen oceánico y el 28% se evapora localmente (Cuadro 7.1). Además de este papel como fuente de vapor de agua, el bosque tropical siempre verde tiene otro papel en el clima local. Los estudios teóricos (Eltahir 1996; Zeng y Neelin 1999) y de modelado (Dirmeyer y Shukla 1994) demuestran que el bajo albedo del bosque tropical favorece la convección sobre la cuenca, mientras que un aumento en el albedo superficial provoca una anomalía de hundimiento en la región. Además, los bosques también emiten compuestos orgánicos volátiles (COV, p.ej., terpenos) que se convierten en núcleos de condensación de nubes (NCC) y favorecen la formación de gotas de lluvia (ver también Capítulo 6). Debido a que el vapor de agua y la convección son contribuyentes clave a la precipitación, es probable que los bosques tropicales a gran escala tengan cierta capacidad para mantener su propio clima.

Es desconcertante por qué los mecanismos de captura de humedad profunda fueron seleccionados en algunos bosques tropicales en un clima tan húmedo. En un entorno competitivo, las especies que asignan innecesariamente una gran fracción de carbono fijo para hacer crecer las raíces, a expensas de las hojas y las ramas, estarían en desventaja al competir con especies que concentran la asignación de carbono en la superficie (Stephenson *et al.* 2011).

Aunque los rasgos evolutivos extremos, como las raíces de 18 m de profundidad, pueden ser innecesarios hoy en día, podrían haber representado una ventaja en el pasado. Durante el Último Máximo Glacial (21.000 años AP) y hasta mediados del Holoceno (14.000 años AP), los vientos alisios fueron más zonales, las tasas de precipitación fueron más bajas y partes del bosque tropical fueron reemplazadas por sabanas (Haffer 1969; Vander-Hammen y Absy 1994; Kubatski y Claussen 1998; Maslin y Burns 2000; Mayle *et al.* 2000). Si las presiones ambientales resultaron en la selección de árboles con raíces muy profundas para competir por el agua durante el Último Máximo Glacial, es probable que el clima entonces también tuviera una fuerte variabilidad interanual. Los períodos secos pueden haber sido lo suficientemente largos como para requerir raíces profundas (varios años), seguidos de largos períodos húmedos que recargarían el suelo. Bajo tal clima, las raíces profundas pueden haber representado un rasgo decisivo para la supervivencia de los árboles tropicales (Kleidon y Lorenz 2001).

Mecanismos como el desarrollo de raíces profundas, el levantamiento hidráulico de las plantas y la regeneración de hojas en la estación seca sugieren que los bosques amazónicos pueden resistir sequías extremas. Con estos mecanismos, el bosque tropical puede tener acceso a alrededor de 3.000 mm de agua almacenada en una gruesa capa de suelo. Estos mecanismos pueden no estar presentes en todos los bosques tropicales. En primer lugar, todavía no sabemos si la capacidad de desarrollar raíces profundas se limita a unas pocas especies o es compartida por muchas. Además, Canadell *et al.* (1996) informan que la profundidad máxima promedio de las raíces de los bosques tropicales caducifolios es de solo 3,7 m. Además, la profundidad máxima de la raíz puede estar geológicamente limitada. Por ejemplo, en una parte de las Guayanas, las raíces no pueden penetrar más allá de unos pocos metros debido a rocas menos erosionadas (Brouwer 1996, p.22).

A pesar de estas incertidumbres, Singh *et al.* (2020) pudieron mapear la capacidad de almacenamiento de la zona de raíces y analizarla de forma cruzada con transectos de cobertura arbórea a lo largo de la

frontera entre el bosque y la sabana en América del Sur. Sus resultados indican que actualmente, partes del bosque amazónico tienen acceso a hasta 800 mm de agua almacenada en la zona de raíces, aunque las mediciones locales sugieren valores más altos (ver arriba). Concluyen que las especies del bosque tropical invierten en su estrategia de enraizamiento y modifican la asignación sobre el suelo en respuesta al estrés hídrico. Estas respuestas se enfocan en la asignación de carbono de la manera más eficiente posible para maximizar el beneficio hidrológico.

### 7.2.2.2 La bomba biótica y el papel del bosque en el inicio de la estación lluviosa

El papel fundamental del bosque en el transporte y equilibrio regional de la humedad se ha discutido en el contexto de la teoría de la bomba biótica. Esta teoría sugiere que la condensación atmosférica del vapor de agua suministrado por la transpiración de las plantas de los bosques es un mecanismo que no solo contribuye al reciclaje de la lluvia (como se describe en la sección 7.2.1 anterior), sino que también ejerce una gran influencia sobre la dinámica atmosférica (Makarieva y Gorshkov 2007; Makarieva *et al.* 2013). Específicamente, la recondensación del agua evapotranspirada del bosque es una extracción masiva de agua de la fase gaseosa que induce una disminución de la presión del aire en la atmósfera inferior, con los consiguientes gradientes de presión horizontales que aceleran el movimiento del aire. Por lo tanto, el vapor de agua suministrado por la ET brinda una reserva de energía potencial disponible para impulsar vientos adicionales (más allá de lo que se esperaría de la circulación atmosférica general) que luego contribuyen al transporte del vapor de agua evaporado por el océano a los bosques continentales. Existe un debate sobre si esta es una teoría fundamentalmente diferente u otra perspectiva de la teoría clásica de la circulación atmosférica, que difiere en el papel de las fuentes internas y externas de vapor de agua (Meesters *et al.* 2009; Makarieva y Gorshkov 2009; Makarieva *et al.* 2014; Makarieva *et al.* 2017; Jaramillo *et al.* 2018). En cualquier caso, esta teoría ha sido cada vez más adoptada en la literatura para explicar el aumento exponencial de las

precipitaciones sobre las áreas boscosas de la Amazonía (Poveda *et al.* 2014; Sheil 2018; Molina *et al.* 2019).

Estrechamente relacionado con la bomba biótica está el concepto de que los altos flujos de agua de la transpiración del bosque tropical durante la estación seca estimulan un regreso más temprano de las lluvias de la estación lluviosa de lo que se esperaría solo a partir de la dinámica atmosférica (Wright *et al.* 2017). Específicamente, la transpiración del bosque tropical aumenta la convección superficial que humedece y desestabiliza la atmósfera durante las etapas iniciales de la transición de la estación seca a la lluviosa, condicionando la atmósfera regional para un rápido aumento de la convección profunda con lluvia. A su vez, este proceso impulsa la convergencia de la humedad y el inicio de la estación lluviosa 2 o 3 meses antes de la llegada de la Zona de Convergencia de la Amazonía. La evidencia reciente que utiliza datos de pluviómetros y de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM, por sus siglas en inglés) demuestra empíricamente el papel de los bosques tropicales en varias características críticas de la temporada de lluvias del sur de la Amazonía. Leite-Filho *et al.* (2020) han demostrado que la presencia de bosques está asociada con un inicio más temprano y un final más tardío de la temporada de lluvias, lo que lleva a una temporada de lluvias más larga. Además, Leite-Filho *et al.* (2019) han demostrado que una mayor cobertura forestal está asociada con una baja frecuencia de períodos secos de cualquier duración en septiembre, octubre, abril y mayo, los meses de transición entre las estaciones seca y lluviosa. En otras palabras, en áreas bien conservadas, la temporada de lluvias comienza antes y es menos probable que se vea interrumpida por una sequía prolongada en sus primeros días. Por otro lado, en áreas muy deforestadas, la temporada de lluvias comienza tarde y es más probable que se interrumpa.

Los estudios observacionales de Spracklen *et al.* (2012) confirman la dependencia de las cantidades de lluvia de la exposición acumulativa de las trayectorias inversas del aire de 10 días al índice de área foliar (IAF) de la vegetación. Utilizaron datos de sen-

sores remotos satelitales de precipitación tropical y IAF, combinados con patrones de transporte atmosférico simulado, y concluyeron que el aire que ha pasado sobre vegetación extensa en los 10 días anteriores produce al menos el doble de lluvia que el aire que ha pasado sobre vegetación pequeña. Esta correlación empírica es consistente con que la ET mantenga la humedad atmosférica en el aire que pasa sobre una vegetación extensa.

Estos mecanismos implican una retroalimentación activa y positiva. La cantidad de cubierta forestal regula la cantidad y el momento de la precipitación recibida por esos bosques, con la pérdida/el aumento de bosques que conduce a reducciones/aumentos en las precipitaciones y posteriores impactos adicionales en la cubierta forestal (ver también la discusión en el Capítulo 21).

### 7.2.3 El papel del bosque como fuente de vapor de agua para otras regiones

La región amazónica también es una fuente importante de humedad para varias regiones de América del Sur, ya que suministra humedad y precipitaciones a los glaciares de los Andes, los páramos, las principales ciudades y la cuenca del Río de la Plata (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 la cuenca del río de La Plata, y posiblemente sobre el Pantanal (humedales en Brasil) y las regiones andinas, la Amazonía es el segundo mayor contribuyente continental a la precipitación media anual (Martínez y Domínguez 2014), con el reciclaje local sobre la cuenca de La Plata siendo la fuente principal. Este transporte de vapor de agua ocurre en espacios relativamente estrechos de la atmósfera llamados “ríos aéreos” (Cuadro 7.1). Además, las fuentes externas de los océanos Pacífico sur y Atlántico tropical también contribuyen a la precipitación en la cuenca (Drumond *et al.* 2008). Drumond *et al.* (2008) destacaron que la influencia del océano Atlántico tropical varía estacionalmente desde las regiones del norte en los meses de verano austral (Martínez y Domínguez 2014).

La parte suroeste de la cuenca amazónica es una im-

portante fuente directa de humedad entrante sobre la cuenca de La Plata, la Amazonía andina y las regiones del Pantanal durante todo el año. El agua de la Amazonía se exporta fuera de la cuenca y se transporta a través del Jet Sudamericano de Bajo Nivel (South American Low-Level Jet) (SALLJ, por sus siglas en inglés) a lo largo de los Andes (Marengo *et al.* 2004; Drumond *et al.* 2008, 2014; Arraut *et al.* 2012; van der Ent *et al.* 2010; Poveda *et al.* 2014). Esta característica de circulación regional de estación cálida representa un núcleo de fuertes vientos de bajo nivel (Ver el Capítulo 5, Sección 5.2) en medio del transporte de humedad por los vientos alisios provenientes del océano Atlántico tropical. Este sistema transporta y distribuye humedad desde toda la cuenca amazónica hacia la cuenca de La Plata y la región amazónica andina, produciendo precipitaciones, así como sobre el Pantanal y las tierras agrícolas del centro-occidente de Brasil. El transporte de humedad asociado con el SALLJ y el papel del Jet de Bajo Nivel (LLJ, por sus siglas en inglés) al este de los Andes en los eventos de precipitación que ocasionalmente conducen a precipitaciones extremas e inundaciones importantes son analizados en estudios como el de Gimeno *et al.* (2016, 2019) y Marengo *et al.* (2020). Este sistema también transporta humo y aerosoles de la quema de biomasa en la Amazonía a regiones adyacentes favoreciendo la contaminación atmosférica sobre las ciudades de esas regiones (Mendez-Espinosa *et al.* 2019).

## 7.3 Regulación climática proporcionada por los bosques

### 7.3.1 Regulación de la temperatura

¿Por qué los bosques amazónicos son mucho más fríos que los usos de la tierra que a menudo los reemplazan? La respuesta a esta pregunta es crucial para comprender la capacidad de la Amazonía para brindar servicios ecosistémicos y cómo esta capacidad puede disminuir con la deforestación, la degradación forestal y el cambio climático global (Foley *et al.* 2007; Coe *et al.* 2016). Estudios recientes sobre la regulación de la temperatura de la superficie terrestre indican que los bosques amazónicos actúan como aires acondicionados gigantes (Silvério *et al.*

2015; Coe *et al.* 2017). Esta característica está relacionada principalmente con la capacidad de los bosques para reciclar grandes cantidades de agua del suelo a la atmósfera a través de ET (Nobre *et al.* 2016) (ver secciones anteriores). En comparación con la mayoría de los cultivos de la región, los bosques amazónicos tienen copas más ásperas, una cubierta de copas más densa durante la mayor parte del año, raíces más profundas y una mayor capacidad general para absorber energía solar y devolverla a la atmósfera de manera aplastante como calor latente (Coe *et al.* 2016). Combinadas con la alta radiación superficial neta y la precipitación inherentes a la región, estas características dan como resultado una capacidad desproporcionada de los bosques para enfriar sus hojas. Por ejemplo, la temperatura de la superficie terrestre durante el día en las áreas boscosas del suroriente de la Amazonía tiende a ser 5°C más baja que en las áreas deforestadas durante la estación seca, como resultado de que la ET disminuye, en promedio, en un tercio a medida que los bosques son reemplazados por pastos y tierras de cultivo (Silvério *et al.* 2015).

La superficie relativamente fría de los bosques amazónicos se relaciona con interacciones complejas entre procesos biológicos, físicos y químicos (Still *et al.* 2019). La mayoría de las especies de árboles amazónicos evitan que la temperatura de las hojas aumente por encima de los niveles críticos, lo que puede evitar el sobrecalentamiento y las reducciones asociadas en la asimilación, el crecimiento y el almacenamiento de carbono, todo lo cual influye en las probabilidades de supervivencia de las plantas (Brando *et al.* 2019). Algunos estudios sugieren que la temperatura óptima para la fotosíntesis de la hoja es inferior a 30°C, y la fotosíntesis de la hoja cae abruptamente cuando las temperaturas superan los 35°C (Doughty y Goulden 2008), aunque existe debate sobre si el mecanismo de limitación de la fotosíntesis es la temperatura o el déficit de presión de vapor asociado (Smith *et al.* 2020). Un estudio reciente a largo plazo encontró que las reservas de carbono y las ganancias de carbono de los bosques tropicales de América del Sur disminuyen significativamente ( $P < 0.001$ ) con la temperatura máxima diaria promedio en el mes más cálido (Sullivan *et al.*

2020). Este proceso ayuda a explicar por qué la temperatura superficial promedio de los bosques amazónicos suele estar por debajo de los 30°C (Coe *et al.* 2016). Si bien la ET controla gran parte de esta capacidad para regular las temperaturas de la superficie, otras características foliares que contribuyen al enfriamiento de las hojas incluyen el ángulo, el tamaño, la forma y la pubescencia de las hojas; posición del dosel; número de hojas por tallo; y la estructura del dosel (Brando *et al.* 2019).

La ET y las temperaturas de la superficie terrestre parecen ser relativamente constantes en toda la cuenca amazónica. Sin embargo, existe una importante variabilidad espacial y temporal a escala más fina en las propiedades del dosel, la ET y la temperatura de la superficie terrestre. El principal proceso ambiental que controla esta variabilidad espacial es la radiación solar (Fisher *et al.* 2009). Aunque la radiación de onda corta entrante potencial es alta en toda la región, algunas partes de la Amazonía (p. ej., cerca de los Andes) reciben menos radiación debido a las condiciones más nubladas que otras (la Amazonía sudoriental). El segundo factor está relacionado con la disponibilidad de agua del suelo. Donde hay una estación seca intensa (o en años extremadamente secos como el evento de El Niño 2015-2016), la baja disponibilidad de agua en el suelo hacia el final de la estación seca puede limitar la ET y causar aumentos relacionados en la temperatura de la superficie terrestre (Gimenez *et al.* 2019). En la cuenca suroriente, donde la cobertura terrestre dominante es el cerrado (principalmente sabanas), la ET de la estación seca puede ser menos de la mitad de la de la estación lluviosa (Costa y Pires 2010), con temperaturas superficiales que aumentan proporcionalmente a la disminución de la ET durante el final de la estación seca. De manera similar, cuando la humedad del suelo cae por debajo de los niveles críticos durante los años de sequía, el estrés hídrico de las plantas puede desencadenar reducciones en la conductancia estomática y la ET, lo que resulta en un aumento de las temperaturas de la superficie terrestre (Toomey *et al.* 2011)). Por lo tanto, si bien el clima en gran parte de la Amazonía es adecuado para que las plantas mantengan una ET alta y temperaturas más bajas asociadas, existen patrones am-

### Cuadro 7.1 Ríos Aéreos

En los últimos años, el término río atmosférico ha evolucionado y ahora se establece que describe una banda estrecha de humedad atmosférica, que generalmente se origina en los trópicos y toca tierra en las latitudes medias. Los chorros de bajo nivel (LLJ) se definen como regiones de velocidades de viento anómalamente altas que ocurren dentro del primer kilómetro de la troposfera (consulte la Sección 5.2, Capítulo 5). En el caso de la cuenca del Amazonas, estas columnas de vapor se mueven con el clima, transportando una cantidad de vapor de agua aproximadamente equivalente al flujo promedio de agua en la desembocadura del río Amazonas (Arraut *et al.* 2012), y se denominan ríos aéreos, apodo del sudamericano LLJ al este de los Andes (SALLJ).

Cuando los ríos atmosféricos tocan tierra, a menudo liberan este vapor de agua en forma de lluvia. La figura muestra una representación esquemática del transporte de humedad en la región amazónica. La humedad evaporada del Océano Atlántico es transportada por los vientos superficiales hacia la región, con un transporte más fuerte a lo largo del SALLJ. Los vientos obtienen aún más humedad del reciclaje de humedad proporcionado por el bosque. El aire húmedo primero se mueve hacia el oeste, pero a medida que se acerca al flanco oriental de los Andes, se desvía hacia el sureste de América del Sur, generando el SALLJ. Este transporte de humedad es como un río en el aire que trae humedad y lluvia al sur de la Amazonía, Pantanal y la Cuenca del Plata, siendo el SALLJ el núcleo del río (Arraut *et al.* 2012). Es por ello que a este transporte se le denomina “ríos aéreos” sobre tierra, donde el flujo de humedad es en forma de vapor de agua y nubes.



Fuente: Proyecto Río Voadores: [www.riovoadores.com](http://www.riovoadores.com) y Marengo 2020.

plios en toda la región.

La temperatura del aire y la temperatura de la superficie terrestre, aunque con la misma tendencia, a menudo difieren, y las diferencias entre ellas resultan de diferencias en los valores de calor específico del aire, suelo y agua, y de interacciones complejas entre propiedades atmosféricas, humedad del suelo, radiación neta, y elevación. En general, las temperaturas del aire y de la superficie terrestre convergen a valores similares durante la noche, pero divergen durante las horas más calurosas del día, cuando las temperaturas de la superficie terrestre suelen superar la temperatura del aire en varios grados (Still *et al.* 2019). A medida que se deforestan grandes extensiones de bosques amazónicos, esperamos grandes aumentos en las temperaturas superficiales (Silvério *et al.* 2015), dado que la deforestación resulta en una disminución de la ET. Este calentamiento puede ser mayor que los efectos de enfriamiento que causa la deforestación al aumentar el albedo.

### 7.3.2 Efectos de borde sobre la temperatura y la humedad

Más del 70% del bosque que queda en el mundo está a menos de 1 km de un borde (borde adyacente a un campo), y el 20% está a menos de 100 m de un borde (Haddad *et al.* 2015). En paisajes tropicales dominados por los seres humanos, los bordes de los bosques y sus efectos son omnipresentes (Skole y Tucker 1993, Pfeifer *et al.* 2017). A medida que las personas talan bosques para expandir los pastos, las tierras de cultivo y las plantaciones de aceite de palma, los cambios asociados en los regímenes de perturbación y el balance energético regional pueden degradar gran parte del bosque residual. Por lo tanto, esperamos pérdidas adicionales de carbono por cada hectárea deforestada, especialmente a lo largo de los bordes de los bosques vecinos a los campos agrícolas. En el 'arco de la deforestación' en el suroccidente de la Amazonía, casi el 14% de los bosques amazónicos ahora crecen a menos de 100 m de un área deforestada (Brando *et al.* 2014).

Los bordes de los bosques adyacentes a los campos

despejados están sujetos a una degradación forestal prolongada. Estos bordes y parches de bosque están expuestos a condiciones más cálidas, secas y ventosas (Didham y Lawton 1999; Schwartz *et al.* 2017). Estos efectos de borde degradan los bosques con el tiempo y tienen implicaciones importantes para la estructura forestal, especialmente porque tienden a aumentar desproporcionadamente la mortalidad de los árboles dominantes del dosel a corto plazo (Laurance *et al.* 2000). Los cambios resultantes en el microclima facilitan el establecimiento de especies pioneras de madera clara (baja densidad de madera), tamaño pequeño y rápido crecimiento (Laurance *et al.* 2002), provocando reducciones regionales en las reservas de carbono forestal a largo plazo (Chaplin-Kramer *et al.* 2015; Silva Junior *et al.* 2020).

Los bosques tropicales son muy resistentes a las perturbaciones ocasionales, pero se espera que el aumento de la frecuencia o la intensidad de los eventos de perturbación cambien drásticamente la estructura, la composición y la función del bosque (Brando *et al.* 2014; Lewis *et al.* 2015; Nobre *et al.* 2016). Cuando se combinan con el cambio climático, estas perturbaciones pueden dejar atrás los procesos de adaptación (Lewis *et al.* 2015; Trumbore *et al.* 2015). Los efectos combinados de la deforestación continua y un clima cambiante colocan a grandes áreas de la Amazonía en riesgo de una mayor degradación en las próximas décadas (Maxwell *et al.* 2019), particularmente a lo largo de los bordes de los bosques vecinos a los campos deforestados y en parches de bosques aislados (Gascon *et al.* 2000; Matricardi *et al.* 2020).

Cuantificar los impulsores de la degradación forestal en la Amazonía (ver el Capítulo 19) es clave para desarrollar, validar y parametrizar modelos del sistema terrestre (MST) que simulen mecánicamente los cambios en las reservas de carbono y los flujos entre la biosfera y la atmósfera (Rödig *et al.* 2018). Los avances en el mapeo de la degradación forestal y sus impulsores han permitido mejoras sustanciales en la capacidad de los MST para proyectar posibles rutas de los bosques amazónicos. Sin embargo, muy pocos (si es que hay alguno) de estos nuevos avances han abordado el problema de la degradada-

ción de los bordes de los bosques. Por lo tanto, proyectar el futuro de los bosques amazónicos requiere una mejor representación de los efectos de borde del bosque en los MST.

#### 7.4 Conclusiones

Los procesos biogeofísicos internos controlan fuertemente el sistema hidrológico y climático de la cuenca amazónica. Esto es posible porque se seleccionaron varios mecanismos para acceder al agua almacenada en las capas profundas del suelo en las especies de árboles del bosque tropical y proporcionar la energía necesaria para activar y mantener la convección. Estos mecanismos combinados conducen a un clima más húmedo en promedio y un comienzo más temprano y un final más tardío de la temporada de lluvias. Simultáneamente, mantienen el aire superficial lo suficientemente caliente para la inestabilidad y la convección, pero dentro de límites que no entorpecen la capacidad fotosintética de los árboles.

Dichos mecanismos, junto con el control de la temperatura y la humedad del microclima en los bordes del bosque, son características fundamentales del sistema biósfera-atmósfera acoplado en la Amazonía, que ayudan a definir el clima de la Amazonía y el clima en otras partes de América del Sur. Además, estos mecanismos aseguran la capacidad de este sistema acoplado para soportar la estación seca a lo largo de sus fronteras del sur y proporcionar una fuente constante de vapor de agua a la atmósfera de la Amazonía cuando se debilitan los aportes del océano Atlántico.

#### 7.5 Recomendaciones

- La cubierta forestal regula la cantidad y el momento de la precipitación recibida por esos bosques, y la pérdida/el aumento de bosques conduce a reducciones/aumentos en las precipitaciones y posteriores reducciones adicionales en la cubierta forestal. Si el bosque tropical se reemplaza con otra cobertura terrestre, la Amazonía tendría un clima más cálido y no mantendría la ET al mismo ritmo, particularmente durante la estación seca,

cambiando las cantidades de lluvia y disminuyendo la duración de la estación lluviosa, con implicaciones para la degradación forestal, la inflamabilidad de los bosques y el rendimiento de los cultivos.

- Los cambios más importantes en el sistema hidrológico están ocurriendo en la transición entre las estaciones seca y lluviosa, con un alargamiento de la estación seca, lo que tiene importantes consecuencias para la ecología de los ecosistemas, la hidrología superficial y la agricultura intensiva de la región. En particular, el alargamiento de la estación seca hace que el clima sea más estacional: un clima de sabana tropical en lugar de un clima de bosque tropical. Los futuros estudios de interacción biosfera-atmósfera deberían enfocarse en estas estaciones particulares.

#### 7.6 Referencias

- 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 ni-

- che 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**.
- Insaus-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 overstorey 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*.
- Rödig 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.

CONTACT INFORMATION

**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)