

Capítulo 5

El Sistema Físico Hidroclimático de la Amazonía



Vista aérea da 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 LS, Espinoza JC, Macedo M, Marengo JA, Marra DM, Ometto JP, Gatti LV. 2021. Capítulo 5: El Sistema Físico Hidroclimático de la Amazonía. En: 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 Alzsa C, Armenteras D, Artaxo P, Athayde S, Barretto Filho HT, Barlow J, Berenguer E, Bortolotto F, Costa FA, Costa MH, Cui N, Fearnside PM, Ferreira J, Flores BM, Frieler S, Gatti LV, Guayasamin JM, Hecht S, Hirota M, Hoorn C, Josse C, Lapola DM, Larrea C, Larrea-Alcazar DM, Lehm Ardaya Z, Malhi Y, Marengo JA, Melack J, Moraes R M, Moutinho P, Murmis MR, Neves EG, Paez B, Painter L, Ramos A, Rosero-Peña MC, Schmink M, Sist P, ter Steege H, Val P, van der Voort H, Varese M, Zapata-Ríos G (Eds). 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/FAAQ6494

INDEX

RESUMEN GRÁFICO	2
MENSAJES CLAVE	3
RESUMEN	3
5.1 INTRODUCCIÓN	4
5.2 PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL CLIMA AMAZÓNICO	5
5.2.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS VARIABLES CLIMÁTICAS	5
5.2.1.1 <i>Temperatura del aire</i>	5
5.2.1.2 <i>Circulación atmosférica</i>	6
5.2.1.3 <i>Precipitaciones</i>	7
5.2.2 EL PAPEL DE ENOS Y OTROS MECANISMOS A GRAN ESCALA	7
5.2.2.1 <i>ENOS</i>	7
5.2.2.2 <i>ODP, OMA, OMJ</i>	8
5.2.3. SEQUÍAS EXTREMAS E INUNDACIONES	9
5.2.4 HIDROMETEOROLOGÍA Y VARIABILIDAD ANDINA-AMAZÓNICA	9
5.2.4.1 <i>Patrones estacionales</i>	9
5.2.4.2 <i>Variabilidad interanual y extremos</i>	10
5.3 LA CONVECCIÓN AMAZÓNICA Y LAS CIRCULACIONES DE MESOESCALA	14
5.3.1 NATURALEZA DE LA CONVECCIÓN AMAZÓNICA.....	14
5.3.2 FORZAMIENTO SOLAR	14
5.3.3 CIRCULACIÓN DE LA BRISA DE BOSQUE Y LA BRISA DE RÍO	15
5.3.4 BRISA MARINA Y CIRCULACIONES COSTERAS	17
5.3.5 CIRCULACIONES OROGRÁFICAS INDUCIDAS Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA EN LA REGIÓN ANDINO-AMAZÓNICA.....	17
5.3.6 EL PAPEL DE LOS FENÓMENOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN LA DINÁMICA DE LOS ECOSISTEMAS	18
5.3.6.1 <i>Tormentas severas, purgas e impactos en la dinámica del ecosistema forestal</i>	19
5.3.6.2 <i>Rayos, incendios naturales e impactos en la estructura de la vegetación y la distribución del bioma</i>	21
5.4 EVAPOTRANSPIRACIÓN	21
5.5 PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS HIDROLÓGICOS SUPERFICIALES EN LA AMAZONÍA.....	23
5.5.1 ESTACIONALIDAD DE LA DESCARGA	24
5.5.2 ESTACIONALIDAD DE LA DINÁMICA DE LAS LLANURAS ALUVIALES	24
5.6 EL PAPEL DE LOS RÍOS EN LOS CICLOS BIOGEOQUÍMICOS.....	28
5.7 CONCLUSIONES	29
5.8 RECOMENDACIONES	29
5.9 REFERENCIAS	30

Resumen Gráfico

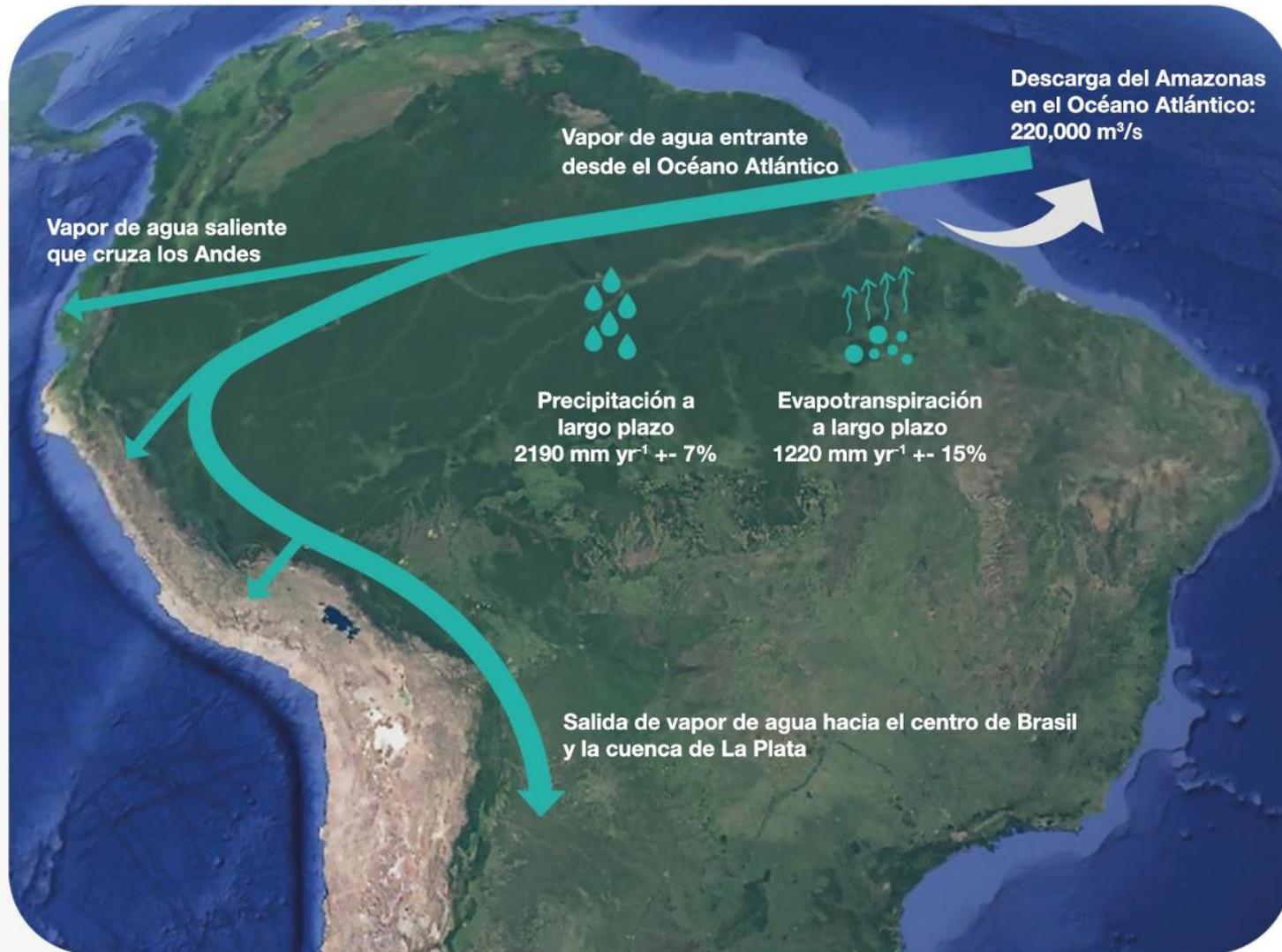


Figure 5 Graphical Abstract

El Sistema Físico Hidroclimático de la Amazonía

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

Mensajes Clave

- Dada su ubicación tropical rodeada por los Andes, su enorme extensión espacial (7,3 millones de km², incluyendo el Tocantins) y su cubierta forestal, la cuenca del río Amazonas es uno de los elementos más críticos del sistema climático de la Tierra. Es el centro convectivo terrestre más grande e intenso, ejerciendo una fuerte influencia en la dinámica atmosférica y los patrones de circulación tanto dentro como fuera del trópico. Produce precipitaciones que resultan en las descargas fluviales más grandes de la Tierra con 220.000 m³/s, lo que corresponde al 16-22% de la descarga fluvial total del mundo.
- La cuenca Amazónica está caracterizada principalmente por tierras bajas con un clima cálido y lluvioso. La parte alta de la cuenca comprende la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, caracterizada por una gran variedad de climas de montaña (bosque nuboso, páramos, yungas, punas, etc.).
- El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es la principal causa de la variabilidad interanual de las precipitaciones. El ENOS está típicamente (pero no exclusivamente) acompañado de sequías en la región amazónica, que producen bajos niveles de agua en los ríos, un alto riesgo de incendios forestales e impactos en los ecosistemas naturales de los ríos. Además de ENOS, la variabilidad de la TSM del Atlántico y el Pacífico influye en el clima de la Amazonía en escalas de tiempo interanuales e interdecadales, incluyendo los eventos extremos.
- En los últimos 15 años, la Amazonía ha sido testigo de varios eventos climáticos extremos: sequías en 2005, 2010 y 2015–16 e inundaciones en 2009, 2013, 2014, 2017 y 2021. Algunos de estos han sido clasificados como eventos "únicos en un siglo". Los registros históricos muestran sequías anteriores en 1926, 1964, 1980, 1983 y 1998 e inundaciones en 1953, 1988 y 1989.

Resumen

El sistema hidroclimático físico de la Amazonía opera en varias escalas espaciales y temporales. Los procesos a gran escala, incluyendo el forzamiento solar, controlan los principales patrones estacionales de circulación atmosférica, lluvia, descarga de ríos e inundaciones. Por ejemplo, los patrones persistentes de la temperatura de la superficie del mar, como los asociados con El Niño/Oscilación del Sur, están asociados con los principales modos de variabilidad climática interanual e interdecadal. Los procesos de mesoescala, como los relacionados con la topografía o las interacciones tierra-atmósfera, provocan otras circulaciones localizadas. Si bien la fuente principal de agua en la cuenca es la evaporación de los océanos, esta agua se recicla a través de la evaporación y la precipitación antes de ser exportada de regreso al océano a través del flujo del río Amazonas o exportada en forma de vapor de agua desde la cuenca. La abundante lluvia en la cuenca Amazónica (con un promedio de 2.190 mm por año) es, por lo tanto, una consecuencia del intenso calentamiento radiativo, la convergencia de bajo nivel del vapor de agua oceánica y la reinyección

^a Departamento de Ingeniería Agrícola, Universidad Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil

^b Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales (INPE), SJ Campos, SP, Brasil

^c Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, G-INP, IGE (UMR 5001), Grenoble, France

^d Woodwell Climate Research Center, Falmouth, MA, EE UU

^e Centro Nacional de Monitoreo y Alertas de Desastres Naturales (CEMADEN), SJ Campos, SP, Brasil

^f Instituto Max-Planck de Biogeoquímica (MPI-BGC), Jena, Alemania

permanente de vapor de agua a la atmósfera por parte de la selva tropical en sí, con la ayuda de la ascendencia mecánica del aire por los Andes. Los procesos de la superficie terrestre dividen la precipitación en evapotranspiración (~1.220 mm por año), escorrentía superficial y drenaje profundo a las aguas subterráneas. El sistema del río Amazonas drena los componentes de aguas superficiales y subterráneas de esta abundante lluvia, formando la cuenca hidrográfica más grande del mundo y alimentando el río más extenso del planeta, con una descarga media de 220.000 m³/s. El Amazonas tiene una descarga cinco veces mayor que el Congo, el segundo río más grande del mundo. Su flujo es altamente estacional, y los desequilibrios entre la adición de agua a los ríos por la lluvia y la tasa de exportación de agua río abajo provocan inundaciones estacionales en una gran área de llanura aluvial, con implicaciones ecológicas y biogeoquímicas beneficiosas. Los eventos extremos de inundaciones y sequías están asociados con una intensa variabilidad interanual de las precipitaciones, que, a su vez, influyen en los incendios forestales y los ciclos biogeoquímicos.

Palabras clave: Balance hídrico del Amazonas, eventos extremos

5.1 Introducción

La Amazonía es uno de los tres centros permanentes de convección en la zona intertropical (junto con África Central y el Sudeste Asiático), es decir, uno de los principales centros de aire ascendente que transporta energía desde la tierra hacia la atmósfera. También es el más poderoso de estos tres centros convectivos terrestres, ejerciendo fuertes influencias en la circulación atmosférica tanto dentro como fuera del trópico. Como uno de los principales impulsores de las circulaciones de Hadley-Walker, la Amazonía es una fuente de energía fundamental para la atmósfera, ya que elimina el calor latente de la superficie mediante la evaporación y la transpiración del agua (un proceso denominado evapotranspiración) y libera ese calor a la atmósfera cuando el agua se condensa y forma nubes o precipitación. La fuerza del centro convectivo de la Amazonía se debe principalmente a sus características geográficas, incluyendo su gran tamaño, su posición sobre el ecuador y la presencia de la Cordillera de los Andes, cuyo flanco este se encuentra expuesta a los vientos húmedos de la Amazonia. Como se explica a lo largo de este capítulo, la selva tropical también contribuye a fortalecer este centro convectivo. El bajo albedo de la selva tropical aumenta la radiación neta absorbida, y el flujo constante de vapor de agua a la atmósfera desde la selva tropical, a través de la evapotranspiración, agrega energía para la generación de convección. Al mismo tiempo,

suaviza la variabilidad estacional e interanual de la convección y las precipitaciones en la región.

La abundante convección y lluvia de la región, junto con el gran tamaño de la cuenca, producen el río más grande del mundo, flanqueado por una compleja red de canales y llanuras aluviales que transportan sedimentos, carbono y otros nutrientes. La intensa estacionalidad y la variabilidad interanual del ciclo del agua también son factores dominantes para las comunidades ribereñas locales que pueden tener sus pueblos inundados o completamente aislados según el estado de este sistema fluvial, dictado por los modos de variabilidad climática interanual de las precipitaciones (Marengo y Espinoza 2016).

La Tabla 1 presenta una síntesis de varias estimaciones del balance hídrico a largo plazo de la cuenca del río Amazonas. Las estimaciones a largo plazo de la precipitación (P) muestran poca variabilidad entre los estudios, con un valor medio de ~2.190 mm/año±7%.

La escorrentía media a largo plazo (R) se estima en 1.100 mm/año±15%, lo que arroja un coeficiente de escorrentía media (C=R/P) de 0,51±0,08.

Tabla 5.1. Balance hídrico a largo plazo de la cuenca del río Amazonas según varios estudios. Los estudios marcados con asterisco (*) incluyen la cuenca del río Tocantins. La precipitación (P), la evapotranspiración (ET), la escorrentía (R) y el desequilibrio (P – ET – R) se expresan en mm/año. El coeficiente de escorrentía (C = R/P) y la fracción evaporativa (EF=ET/P) son variables adimensionales.

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

Las estimaciones de evapotranspiración (ET) tienen incertidumbres mucho más altas en comparación, con valores medios de ~1.250 mm/año±50%. Es probable que este desequilibrio se deba a que la mayoría de las estimaciones altas de ET (>1500 mm/año) se derivan de datos de reanálisis, que (por diseño) no conservan la masa a largo plazo. Si se excluyen estos valores altos, el valor medio de ET está más cerca de 1.220 mm/año±15%, con una fracción evaporativa media (EF = ET/P) de 0,54±0,07. A largo plazo, la precipitación total se debe dividir en escorrentía o evaporación. La Tabla 1 muestra unas estimaciones de este equilibrio en la literatura, con muchas estimaciones dividiendo la precipitación de manera uniforme entre ET y escorrentía.

En este capítulo se revisan las principales características y los principales mecanismos a gran y mesoescala que provocan el clima medio amazónico, su variabilidad interanual e interdecadal y los eventos extremos de sequía e inundaciones (Secciones 5.2 y 5.3). Los efectos de los eventos extremos en la dinámica de la vegetación se discuten en la Sección 5.3. A continuación, el capítulo describe la partición de la precipitación en evapotranspiración (Sección 5.4), escorrentía, estacionalidad del caudal y dinámica de llanuras aluviales (Sección 5.5). Finalmente, el

papel de las llanuras aluviales en los ciclos biogeoquímicos es discutido en la Sección 5.6.

La descripción de este capítulo del sistema hidroclimático físico de la Amazonía también sirve como introducción a las interacciones biosfera-atmósfera discutidas en los Capítulos 6 y 7, y al cambio climático discutido en el Capítulo 22. El Capítulo 6 analiza la influencia del sistema hidroclimático físico en los ciclos biogeoquímicos, mientras que el Capítulo 7 presenta el papel de la selva tropical en el intercambio de agua y energía de este sistema biosfera-atmósfera acoplado. El Capítulo 22 presenta la variabilidad a largo plazo y los cambios en la temperatura y la hidrometeorología en la Amazonía.

5.2 Principales Características del Clima Amazónico

5.2.1 Distribución espacial de las variables climáticas

5.2.1.1 Temperatura del aire

Debido a la radiación solar incidente alta, y relativamente constante, la temperatura del aire en la Amazonía es prácticamente isotérmica, con una pequeña variación a lo largo del año, excepto en la

parte sur (Rondônia, Mato Grosso, Amazonía boliviana y el sur de la Amazonía Peruana). Los promedios anuales muestran temperaturas muy altas en la región ecuatorial central, superando los 27-29°C. La amplitud térmica estacional es de 1-2°C, y los valores medios oscilan entre los 24°C y los 26°C. La ciudad de Belém (PA) tiene una temperatura máxima media mensual de 26,5°C en noviembre y una mínima de 25,4°C en marzo, mientras que Manaus (AM) tiene sus temperaturas extremas en septiembre (27,9°C) y abril (25,8°C). En el invierno austral, las masas de aire frío que producen heladas en el Sur y Sudeste de Brasil también pueden enfriar el sur y el occidente de la Amazonía, con descensos significativos de la temperatura del aire (Ricarte y Herdies 2014, Viana y Herdies 2018). Cerca de los Andes, la temperatura

máxima media mensual en Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, alcanza los 26,1°C en septiembre y los 20°C en junio. A pesar de las pequeñas fluctuaciones estacionales, las grandes oscilaciones de temperatura (alta amplitud) son típicas del ciclo diario en esta región, en asociación con la ocurrencia de la precipitación local.

5.2.1.2 Circulación atmosférica

La circulación atmosférica media en la Amazonía está forzada por el ciclo anual de radiación solar. Las principales características de la circulación atmosférica están descritas aquí, mientras que el forzamiento solar se describe en la Sección 5.3.2.

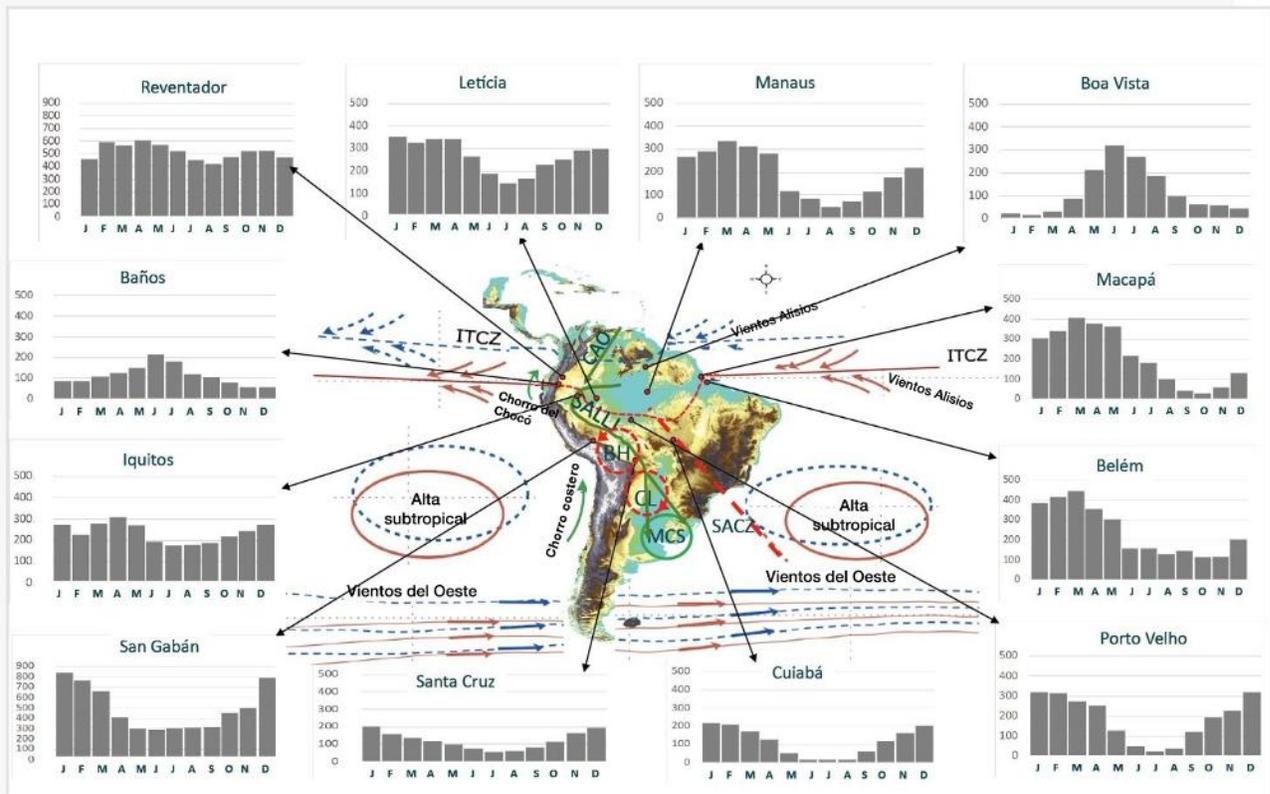


Figura 5.1 Esquema de las principales características climatológicas de América del Sur. Las líneas azul y roja representan junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DEF), respectivamente. Se muestra el ciclo anual de lluvia (barras) para las estaciones ubicadas en varias secciones de la región amazónica (en mm), indicado por puntos. Características de circulación de bajo nivel: CL, Bajo Chaco; AB, Alto Boliviano; ZCIT, Zona de Convergencia Intertropical; MCS, sistema convectivo de mesoescala; ZCAS, Zona de Convergencia del Atlántico Sur; SALLJ, jet sudamericano de bajo nivel. Fuentes de datos de lluvias: INMET y ANA (Brasil), SENAMHI (Perú), SENAMHI (Bolivia) e INAMHI (Ecuador). La figura está adaptada de la Figura 1 de Cai et al. (2020). La climatología es para el período 1961-2010..

Cerca del delta del Amazonas, la precipitación máxima se observa durante el verano-otoño austral, y las condiciones secas prevalecen durante el invierno (Figura 5.1). Esto se debe al calentamiento alterno de los dos hemisferios y al ciclo anual asociado con la migración estacional meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Vera et al. 2006a). Los vientos alisios, provenientes del Atlántico norte y sur tropical, convergen a lo largo de la ZCIT y están asociados con anticiclones subtropicales en el Atlántico norte y sur.

La lluvia monzónica que tiene lugar sobre la cuenca Amazónica durante el verano austral provee humedad para establecer una Zona de Convergencia del Atlántico Sur activa (ZCAS; Figura 5.1). La ZCAS se caracteriza por una banda convectiva que se extiende de noroeste a sureste desde la cuenca Amazónica hasta el Océano Atlántico Sur subtropical. Es identificable por nubosidad persistente y alcanza su etapa madura en el verano austral (Ambrizzi y Ferraz 2015). El borde norte de la ZCAS se fusiona con la ZCIT atlántica (Cai et al. 2020). El calentamiento diabático en la cuenca Amazónica contribuye a la formación la Alta de Bolivia (AB) en la atmósfera superior (Lenters y Cook 1997). A escala regional, el transporte de humedad dentro y fuera de la cuenca Amazónica es crítico para el régimen de lluvias, particularmente durante la estación húmeda. La humedad del Amazonas se exporta fuera de la región, transportada a través del Jet Sudamericano de Bajo Nivel (SALLJ) al oriente de los Andes, interactuando con la Baja del Chaco (CL) y contribuyendo a la precipitación sobre la Cuenca de La Plata al intensificar los sistemas convectivos de mesoescala (Marengo et al. 2004; Drumond et al. 2008, 2014; Arraut et al. 2012; Vera et al. 2006b; Liebmann y Mechoso 2011; Jones y Carvalho 2018; Gimeno et al. 2016, 2020; Jones 2019; Cai et al. 2020).

5.2.1.3 Precipitaciones

Debido a que se extiende en ambos hemisferios, la Amazonía se caracteriza por varios regímenes de precipitaciones debido al calentamiento alterno de cada hemisferio. Durante un año 'normal', las llu-

vias en la región muestran fases opuestas entre el trópico norte y sur, con una estación lluviosa en invierno austral en el norte y verano austral en el sur. En el sur de la Amazonía, las precipitaciones alcanzan su punto máximo durante el verano austral; en la Amazonía central y cerca del delta del Amazonas, alcanza su punto máximo en otoño austral; y al norte del ecuador, alcanza su punto máximo en el invierno austral (Figura 5.1). La región ecuatorial del nororiente experimenta una estacionalidad de lluvias bajas, con condiciones húmedas durante todo el año. Para obtener más detalles sobre los regímenes de lluvia en la cuenca Amazónica, ver Figueroa y Nobre (1990), Rao y Hada (1990), Rao et al. (2016), Espinoza et al. (2009a, 2015), Debortoli et al. (2015), Marengo y Espinoza (2016), y Cai et al. (2020).

El inicio y fin de la temporada de lluvias en la Amazonía varía gradualmente de sur a norte. El fin de la temporada de lluvias es más regular que su inicio. La temporada de lluvias en el sur de la Amazonía termina en abril, mientras que en el norte termina en septiembre. Las anomalías de la TSM en el Pacífico o el Atlántico tropical juegan un papel dinámico en el control del inicio y fin de la temporada de lluvias (Liebmann y Marengo 2001; Liebmann et al. 2007; Arias et al. 2015).

5.2.2 El papel de ENOS y otros mecanismos a gran escala

5.2.2.1 ENOS

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es la principal causa de la variabilidad interanual global en los balances de agua y energía. Los extremos de ENOS representan una reversión de los patrones típicos de TSM en el Pacífico Tropical – El Niño (EN)/La Niña (LN), cuando hay calentamiento/enfriamiento en el Pacífico tropical oriental o centro-oriental. EN está típicamente (pero no exclusivamente) acompañado de sequía en la región amazónica. En general, las recientes sequías severas en la Amazonía han resultado en bajos niveles de agua en los ríos, un alto riesgo de incendios forestales e impactos en los ecosistemas naturales de los ríos (Cai et al. 2020).

La sequía y los cambios en la circulación atmosférica durante EN han sido resumidos por Builes-Jaramillo et al. (2018a) y Jiménez-Muñoz et al. (2019). Las anomalías observadas en la distribución vertical del viento zonal y meridional son consistentes con las anomalías de la TSM. Durante los años de sequía y EN, aparecen anomalías de subsidencia sobre áreas con diferencias negativas de precipitación sobre la Amazonía, con convección y precipitaciones intensas sobre TSM cálida en la región del Pacífico Ecuatorial oriental. Las anomalías de convergencia en los niveles superiores de la atmósfera, observadas durante los años de sequía en la región ecuatorial de América del Sur (al oriente de los Andes), son consistentes con las anomalías de subsidencia en los niveles bajos. Esto sugiere anomalías en las ramas superior e inferior de la circulación de Hadley sobre Sudamérica tropical al oriente de los Andes, y de la circulación de Walker sobre el Atlántico ecuatorial. La rama ascendente de la circulación de Walker sobre el Pacífico central oriental es el principal impulsor de la rama de subsidencia sobre la cuenca Amazónica al oriente de los Andes, que se extiende hasta el Atlántico tropical.

Existen diferentes “tipos” de EN dependiendo de la ubicación de las máximas anomalías cálidas sobre el Pacífico tropical, el Pacífico Oriental (EP) o el Pacífico Central (CP) (Takahashi et al. 2011). Debido a que las circulaciones de Hadley y Walker se ven afectadas de manera diferente durante los episodios de EL Niño de EP y CP (Zhelez-nova y Gushchina 2017), conducen a diferentes anomalías de precipitación en América del Sur (Tedeschi y Collins 2017; Sulca et al. 2018). Los mecanismos físicos detrás de los diferentes patrones de déficit de lluvia durante los episodios El Niño del CP y EP y eventos cálidos del Índice del Atlántico Norte (IAN) Tropical están descritos en Jiménez-Muñoz et al. (2019). Los años de eventos El Niño del EP se detectaron en 1983 y 1998, mientras que los años El Niño del CP ocurrieron en 2010 y 2016 (Sulca et al. 2018; Gu y Adler 2019; Gloor et al. 2013, 2018).

5.2.2.2 ODP, OMA, OMJ

Además del ENOS, existen otros dos modos de variabilidad interanual e interdecadal con teleconexiones que influyen en el clima de la Amazonía, la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA). Representan cambios en la organización de las interacciones océano-atmósfera que varían a escalas decenales y afectan la superficie del mar, induciendo cambios posteriores en la circulación y la precipitación en la Amazonía. Para obtener una definición detallada de estos modos de variabilidad, consulte el Glosario.

De acuerdo con la fase positiva de ENOS (EN), las fases positivas de ODP y OMA coincidieron con la intensificación de anomalías negativas de lluvia en la Amazonía hacia fines de 2015, durante el evento de EN 2015-16 (Aragão et al. 2018). Este hallazgo es consistente con trabajos previos (Kayano y Capistrano 2014) que muestran que la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) y el ENOS influyen en las precipitaciones sudamericanas al final del año, antes del pico de EN.

Las fases positivas de la ODP están asociadas con un aumento de la precipitación en las partes central y norte de la cuenca y una disminución en las regiones del sur (Gloor et al. 2013). Andreoli y Kayano (2005) muestran que los efectos de EN sobre las precipitaciones en América del Sur difieren de los de las fases de la ODP en la Amazonía. Por ejemplo, muestran anomalías negativas de precipitación para el régimen cálido de ODP, consistentes con el movimiento descendente y la circulación ciclónica sobre el norte de Sudamérica y el sector atlántico adyacente. Por otra parte, los patrones de circulación relativamente más débiles en estos sectores resultan en anomalías de precipitación de menor magnitud en la Amazonía para la fase fría de la ODP.

La variabilidad intraestacional es particularmente importante durante el invierno austral (Mayta et al. 2018). Previamente, Souza y Ambrizzi (2006) encontraron que la Oscilación de Madden-Julian (OMJ) es el principal mecanismo atmosférico que

influye en la variabilidad de las precipitaciones en escalas de tiempo intraestacionales sobre el oriente de la Amazonía y durante la temporada de lluvias en el noreste de Brasil. Sin embargo, durante la sequía de 2005, la oscilación intraestacional fue más débil de lo normal, favoreciendo las condiciones de sequía en la región. El Atlántico Norte Tropical jugó un papel importante en esta sequía (Builes-Jaramillo et al. 2018b).

5.2.3. Sequías extremas e inundaciones

En los últimos 15 años, la cuenca Amazónica ha sido testigo de extremos climáticos, algunos de ellos caracterizados como 'eventos del siglo'; sequías en 2005, 2010 y 2015–16; e inundaciones en 2009, 2012, 2014 y 2021. Los registros históricos muestran sequías anteriores en 1926, 1964, 1980, 1983 y 1998; e inundaciones en 1953, 1988, 1989 y 1999. Estos eventos se han relacionado con modos de variabilidad climática natural (EN, anomalías cálidas IAN) con fuertes impactos en los sistemas naturales y humanos. Algunas de las principales ciudades de la Amazonía se inundaron durante los años de inundaciones o quedaron aisladas por los niveles extremadamente bajos de los ríos durante las sequías. El número de incendios aumentó durante los años de sequía, liberando carbono, humo y hollín a la atmósfera y afectando a la población local (Marengo y Espinoza 2016; Gatti et al. 2014; Aragão et al. 2018; Jiménez-Muñoz et al. 2016, 2019). El año 1999 y otros años húmedos (1988–89, 2007–2008 y 2011–2012) fueron años LN (ver Capítulo 22). Cabe mencionar que las sequías y las inundaciones no son sincrónicas y no afectan de la misma manera a toda la cuenca, como se observa en las Figuras 5.2 y 5.3.

En general, las sequías afectan a la Amazonía centro-norte, pero el patrón espacial difiere de un evento de EN a otro e incluso de un caso de sequía a otro (Figura 5.2). Las sequías en la Amazonía han sido relacionadas con eventos de EN, como en 1912, 1926, 1983, 1997–1998 y 2015–16 (p. ej., Aceituno 1988; Williams et al. 2005; Coelho et al. 2013; Marengo et al. 2018; Jiménez-Muñoz et al. 2018, 2019). Sin embargo, las severas sequías de 1964 y

2005 fueron excepciones, lo que indica la influencia activa de la IAN en esos extremos (Marengo et al. 2008; Zeng et al. 2008; Builes-Jaramillo et al. 2018b). La sequía extrema de 2010 estuvo relacionada con la ocurrencia sucesiva de un fenómeno de El Niño en el verano austral y una IAN muy cálida en la primavera y el verano boreal (Espinoza et al. 2011; Marengo et al. 2011; Lewis et al. 2011; Gatti et al. 2014; Andreoli et al. 2012). Las Figuras 5.2 y 5.3 muestran las anomalías de las precipitaciones estacionales en América del Sur para los años secos y húmedos, respectivamente. En cada caso, sea EN o no, la distribución geográfica de las sequías puede diferir, afectando diferencialmente al suroriente, centro o norte de la Amazonía, y por ende impactando la hidrología de la región.

5.2.4 Hidrometeorología y variabilidad andina-amazónica

Esta sección se enfoca en la Amazonía occidental, incluyendo la parte andina de la cuenca Amazónica. La región abarca la cuenca superior del Madeira en Bolivia, Perú y Brasil; la Cuenca Amazonas-Solimões en Perú y Ecuador; y la Cuenca Japurá-Caquetá en Colombia y Brasil. Esta región presenta una amplia variedad de climas de montaña, incluyendo condiciones húmedas en los bosques nubosos, páramos y yungas, y condiciones secas en las punas del altiplano.

5.2.4.1 Patrones estacionales

Los ciclos estacionales de lluvia en la parte alta de las cuencas andino-amazónicas de Colombia y Ecuador siguen un régimen unimodal con una estación húmeda durante el verano boreal (Laraque et al. 2007; Arias et al. 2020). En estas cuencas, la descarga de los ríos alcanza su punto máximo alrededor de mayo-julio (p. ej., los ríos Napo y Caquetá en la Figura 5.7), un patrón asociado con la intensificación de la advección de humedad hacia el occidente desde la cuenca ecuatorial del Amazonas y el levantamiento orográfico forzado por la topografía andina durante el verano boreal (Rollenbeck y Bendix 2011; Campozano et al. 2016).

Las cuencas andino-amazónicas del Ecuador exhiben un ciclo anual bimodal de precipitación, con picos de descarga observados alrededor de marzo-abril y octubre-noviembre en la parte alta de las cuencas del Napo, Pastaza y Santiago (Campozano et al. 2018) (p. ej., la estación Reventador en la Figura 5.1). En consecuencia, las tierras bajas de estas cuencas intraandinas siguen un ciclo anual bimodal de descarga con picos alrededor de junio-julio y octubre-noviembre (Laraque et al. 2007). En estas regiones, la menor precipitación durante el verano boreal está asociada con la subsidencia de aire en la atmósfera que inhibe la actividad convectiva (Campozano et al. 2016; Segura et al. 2019).

En las cuencas andino-amazónicas tropicales del sur (principalmente al sur de los 8°S), la estación seca ocurre en junio-agosto y la estación lluviosa en diciembre-marzo, vinculada a la fase madura del Sistema Monzónico Sudamericano (SMS) y al movimiento meridional de la ZCIT. Las descargas de los ríos sobre estas cuencas muestran ciclos unimodales que alcanzan su punto máximo alrededor de enero y marzo (por ejemplo, los ríos Beni, Ucayali y Huallaga en la Figura 5.7; y las estaciones de Santa Cruz y San Gabán en la Figura 5.1) (Espinoza et al. 2011; Lavado-Casimiro et al. 2012; Molina-Carpio et al. 2017). La estacionalidad de las precipitaciones es particularmente fuerte en las cuencas andino-amazónicas (generalmente por encima de los 3.000 m), donde se observa alrededor del 75% de la precipitación anual total entre noviembre y marzo (~100 mm/mes), impulsada por el transporte de la humedad ascendente desde la Amazonía hacia las montañas (Garreaud et al. 2009). Los vientos del oriente en la troposfera superior (200-300 hPa) también favorecen los flujos de humedad desde el Amazonas hacia los Andes en diferentes escalas de tiempo (Garreaud et al. 2009; Segura et al. 2020).

La mayoría de los afluentes andinos del Amazonas desembocan en dos ríos principales, el río Madeira superior (principalmente de la Amazonía boliviana y del sur de Perú) y el río Amazonas-Solimões

(principalmente de la Amazonía peruana y ecuatoriana) (Figura 5.7). En la estación de Porto Velho, la cuenca del río Madeira abarca 975.500 km², de los cuales el 23% se encuentra ubicado sobre la Cordillera de los Andes. La descarga media anual en Porto Velho se estima en 18.300 m³/s, con valores máximos de alrededor de 36.000 m³/s de marzo a abril y mínimos de alrededor de 5.000 m³/s de septiembre a octubre (Molina-Carpio et al. 2017) (Figura 5.7). En la estación de Tabatinga, la cuenca del río Amazonas-Solimões se extiende por 890.300 km², de los cuales ~40% se encuentra en los Andes. La descarga media anual en Tabatinga se estima en 38.000 m³/s, con valores máximos de alrededor de 51.000 m³/s de abril a mayo y mínimos de alrededor de 20.000 m³/s en septiembre (Lavado-Casimiro et al. 2012) (Figura 5.7).

5.2.4.2 Variabilidad interanual y extremos

En la región andino-amazónica, un déficit (exceso) de lluvia durante el verano austral está frecuentemente asociado a eventos de El Niño (La Niña) (Poveda et al. 2006; Espinoza et al. 2011). Sin embargo, se presentan patrones diferentes en las partes superior e inferior de las cuencas andino-amazónicas (Arango-Rueda y Poveda 2019). Estudios recientes también han reportado diferentes anomalías de precipitación para los tipos de El Niño del Pacífico Central y del Pacífico Oriental (Lavado-Casimiro y Espinoza 2014; Sulca et al. 2018; Navarro-Monterroza 2019). En general, El Niño del Pacífico Central (La Niña) está asociado a déficits (excesos) de precipitaciones en la parte alta de la cuenca (región andina de Colombia, Ecuador y Perú). Estas anomalías son más débiles durante los eventos El Niño (La Niña) en el Pacífico oriental. Por el contrario, en la parte superior de la cuenca del Madeira, las anomalías en las precipitaciones son más intensas durante El Niño del Pacífico oriental. En escalas de tiempo estacionales, las anomalías de lluvia sobre la cuenca andino-amazónica varían de $\pm 0,5$ a $\pm 2,0$ mm/día y pueden persistir durante períodos de varios meses (Sulca et al., 2018; Jiménez-Muñoz et al., 2021). Durante el otoño, invierno y primavera austral, las anomalías pluviométricas sobre la región andino-amazónica

se relacionan principalmente con la variabilidad de la TSM en el IAN, que es la principal fuente de humedad atmos-

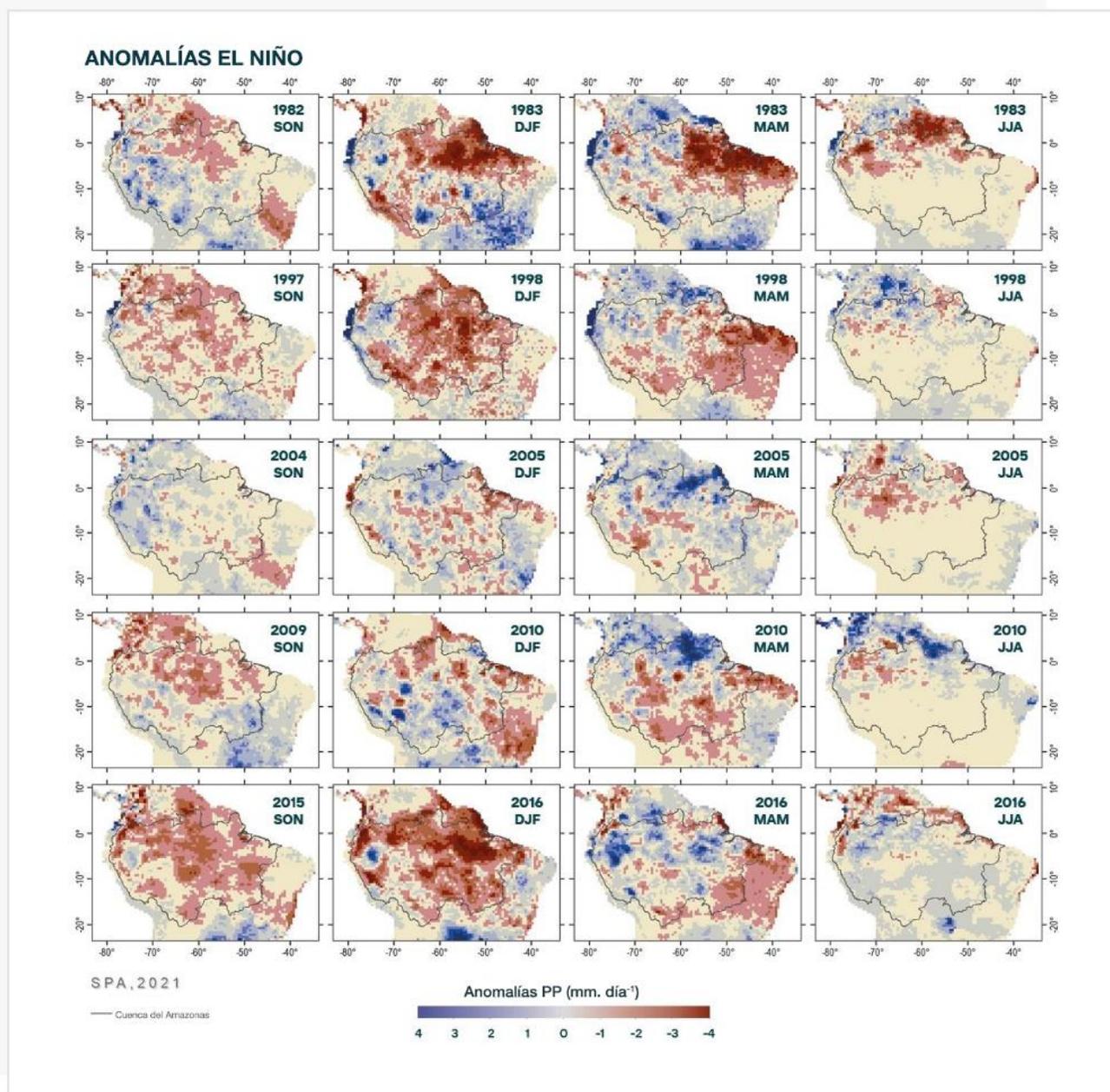


Figura 5.2 Patrones espaciales de anomalías de precipitación durante las temporadas DJF, MAM, JJA y SON para años de sequía en la Amazonía. Estos son para diferentes calentamientos EN y IAN fuertes. Las anomalías de precipitación se obtuvieron del conjunto de datos CHIRPSv2.0 utilizando el periodo de referencia 1981-2010. Un contorno negro marca la cuenca Amazónica. Adaptado de Jiménez-Muñoz et al. (2021; ©RMetS).

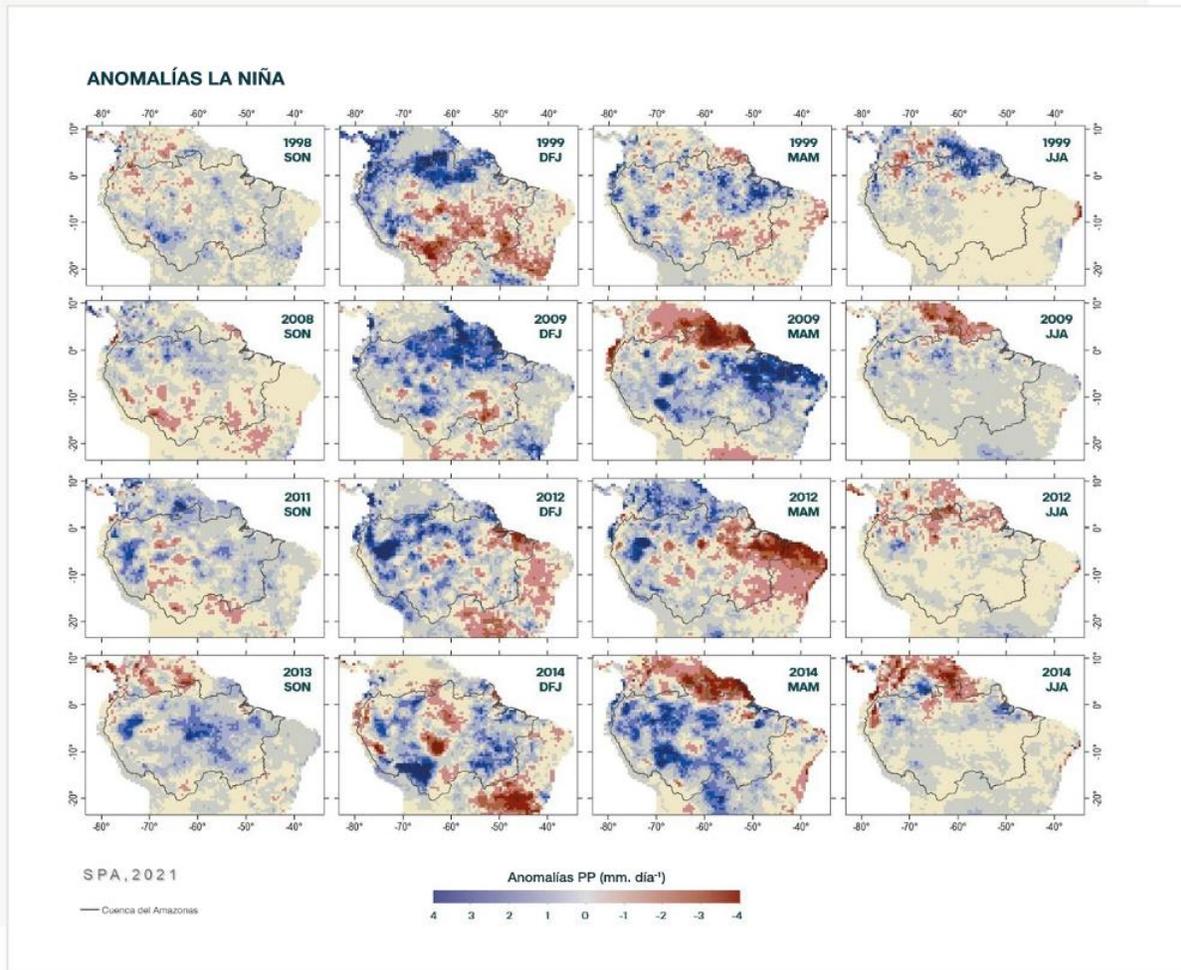


Figura 5.3 Igual que en la Figura 5.2 pero para episodios húmedos (2019; ©RMetS).

férica para esta región (Arias et al. 2015; Hoyos et al. 2017; Poveda et al. 2020). Las anomalías del IAN cálido están asociadas con un aumento de la precipitación en Colombia y Venezuela, relacionado con un mayor transporte de vapor de agua atmosférico desde el Atlántico tropical y el Mar Caribe hacia el norte de América del Sur (p. ej., Arias et al. 2020). En las regiones andino-amazónicas de Ecuador, Perú y Bolivia, las condiciones cálidas en el IAN están relacionadas con déficits de lluvia, asociados con una reducción en la advección de humedad desde el Océano Atlántico y una mayor subsidencia atmosférica sobre el centro y sur de la Amazonía (Silva et al. 2008, Espinoza et al. 2019a; Jiménez-Muñoz et al. 2021).

Como resultado de las anomalías de las precipitaciones, los eventos hidrológicos extremos en las cuencas andino-amazónicas se han asociado con eventos de El Niño/La Niña o con anomalías de la TSM en el IAN. El muy inusual período de verano austral húmedo de 2014, que se originó en las laderas orientales de los Andes peruanos y bolivianos, se asoció con anomalías cálidas en el Océano Pacífico-Índico y sobre el Océano Atlántico Sur subtropical (Espinoza et al. 2014). Las condiciones húmedas en la Amazonía boliviana durante el verano austral de 2014 se superpusieron a las inundaciones de las principales subcuencas, produciendo grandes inundaciones en la región ese mismo año (Ovando et al. 2016). Esto también

estuvo relacionado con los sistemas de bloqueo atmosférico a largo plazo durante enero y febrero de 2014 sobre el suroriente de Brasil, lo que finalmente provocó la sequía sobre São Paulo durante el verano austral de 2014. En la parte alta de los ríos interandinos de la cuenca Amazónica, las inundaciones son frecuentemente provocadas por intensas tormentas y/o por el rápido derretimiento de los glaciares durante la primavera-verano austral (Huggel et al. 2015).

5.3 La Convección Amazónica y las Circulaciones de Mesoescala

5.3.1 Naturaleza de la convección amazónica

La convección atmosférica profunda es típica en el trópico en asociación con la rama ascendente de las celdas de Hadley-Walker. El movimiento ascendente se extiende desde cerca de la superficie hasta por encima del nivel de 500 hPa, alcanzando el nivel de convección libre (NCL) donde comienza la convección flotante. A gran escala (>1000 km), los cambios estacionales en el contraste térmico entre la zona tropical de América del Sur y el Océano Atlántico modulan la circulación del viento, que suministra la energía disponible y la inestabilidad húmeda sobre la cuenca Amazónica (Vera et al. 2006a). Estas características proporcionan la energía potencial convectiva disponible (EPCD), la gran inestabilidad húmeda y el movimiento ascendente esenciales para producir una convección atmosférica profunda (Garstang et al. 1994; Cohen et al. 1995; Zhou y Lau 1998). A escala regional (100-1000 km) y a escala local (<100 km), la convección del Amazonas también está relacionada con la temperatura de bulbo húmedo de la superficie terrestre, generalmente por encima de 22°C (Eltahir y Pal 1996), que está estrechamente determinada por la humedad de la superficie y los flujos de calor sensible y latente de la superficie terrestre local (Fu et al. 1999).

La convección atmosférica profunda contribuye con alrededor del 80% de la precipitación anual total en la cuenca Amazónica, mientras que solo el 20% de la precipitación anual está asociada con los sistemas

locales (Greco et al. 1990). Los cambios estacionales en la convección están relacionados con cambios de humedad y temperatura en la capa límite planetaria (CLP) (Fu et al. 1999; Liebmann y Marengo 2001). Sin embargo, en el nororiente del Amazonas, la convección profunda es particularmente intensa durante todo el año porque la superficie terrestre más cálida provee un perfil atmosférico muy inestable. Además, la forma cóncava de los Andes induce una convergencia de bajo nivel sobre la cuenca amazónica noroccidental, lo que se relaciona con la alta precipitación anual (>3.000 mm) en esta región (Figueroa y Nobre 1990; Espinoza et al. 2009b). Debido a que la convección profunda sobre la Amazonía está relacionada con una fuerte liberación de calor latente, la cuenca Amazónica es una importante fuente de energía. A través de las ondas ecuatoriales de Kelvin y Rossby y sus interacciones con la orografía, la Amazonía modula las principales estructuras regionales de la circulación atmosférica en América del Sur (Silva Dias et al. 1983; Figueroa et al. 1995; Junquas et al. 2015).

5.3.2 Forzamiento solar

Siguiendo la migración estacional del máximo de radiación solar, la principal zona de calentamiento migra desde el extremo norte de América del Sur (incluyendo el norte de la cuenca Amazónica) en el invierno austral hacia el centro y el sur del Amazonas en el verano austral (Horel et al. 1989). En consecuencia, la actividad convectiva y el aumento de la lluvia muestran un desplazamiento estacional después de la migración de la zona de calentamiento (ver la Sección 5.2.1). La Figura 5.4 muestra la evolución espacial y temporal de la radiación de onda larga saliente (ROLS) en América del Sur tropical, estrechamente relacionada con el forzamiento solar y el desarrollo de la convección profunda.

El calentamiento alterno de los dos hemisferios modula el desplazamiento estacional de la ZCIT, incluyendo su parte amazónica (Figura 5.1) y la rama ascendente de las celdas de Hadley-Walker, que está asociada con la precipitación máxima so-

bre la cuenca ecuatorial del Amazonas. Sobre esta región, la radiación solar alcanza su punto máximo en los equinoccios (Figura 5.4), y la cuenca Amazónica nororiental muestra la precipitación máxima en el otoño austral, con picos en abril y mayo. Sin embargo, en algunas regiones de la Amazonía ecuatorial occidental, la estación húmeda ocurre durante el otoño y la primavera australes (ver la Sección 5.2.1). En la primavera austral, el calentamiento de la superficie por la radiación solar es más alto en la Amazonía central y sur (al sur de 5°S), donde aparece la convección profunda. A fines de noviembre, la convección profunda ocurre en la mayor parte de la cuenca Amazónica, principalmente desde los 5°S hasta los 20°S, pero aún está ausente en el oriente de la cuenca Amazónica y el noreste de Brasil (Horel et al. 1989; Zhou y Lau 1998).

En el apogeo del verano austral, siguiendo la migración del sol hacia el sur, el calentamiento y la actividad convectiva se mueve hacia las tierras altas subtropicales. Las precipitaciones alcanzan su punto máximo sobre los Andes centrales y el sur de la cuenca Amazónica durante esta temporada. El

contraste térmico entre continentes determina la configuración del SMS (Marengo et al. 2012). La fase madura del SMS (típicamente desde finales de noviembre hasta finales de febrero) exhibe cuatro características dominantes (Sección 5.2.1 y Figura 5.1): (i) un anticiclón ubicado sobre Bolivia entre 200 y 300 hPa (la Alta de Bolivia -AB); (ii) la ocurrencia de altas temperaturas superficiales sobre el Océano Atlántico antes de que comience la temporada de lluvias en el sur de la Amazonía; (iii) una banda de máxima nubosidad con orientación noroeste-sureste sobre el suroriente del continente, la ZCAS; y (iv) la intensificación del SALLJ al oriente de los Andes (ver la revisión en Espinoza et al. 2020).

5.3.3 Circulación de la brisa de bosque y la brisa de río

Las brisas de bosque y de río son circulaciones de mesoescala (10-100 km) cercanas a grandes ríos. Son el resultado de diferencias en los flujos de calor sensible y latente entre la tierra caliente y el agua fría durante el día, lo que produce un contraste de presión horizontal. Este mecanismo potencia la nubosidad sobre el terreno durante el día, mientras

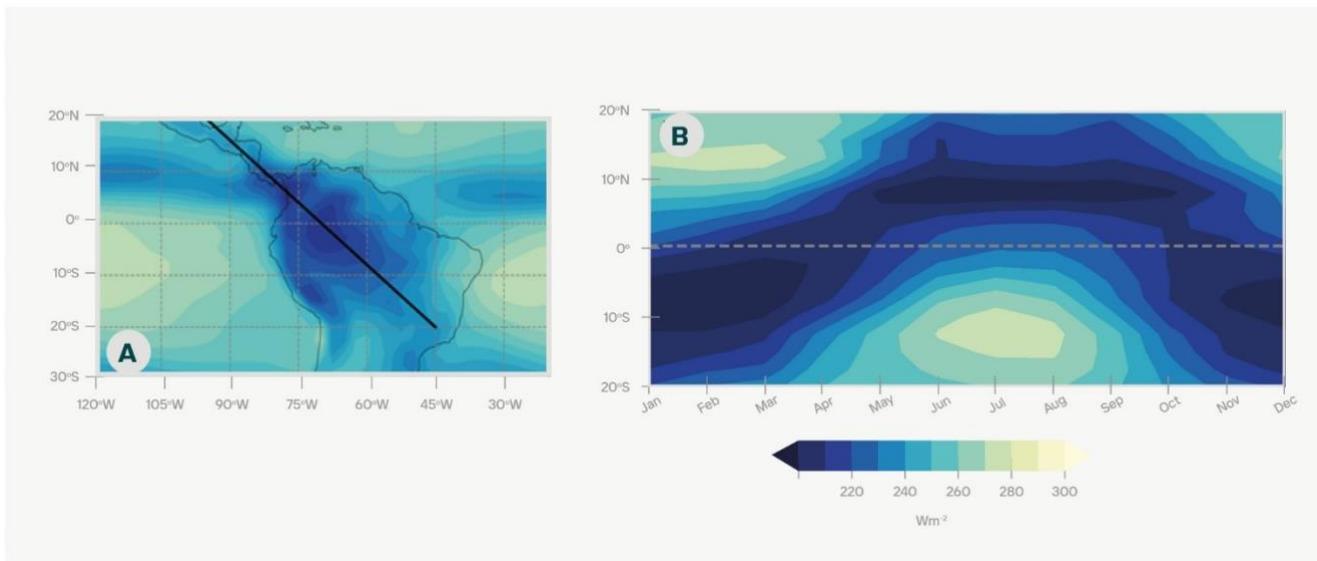


Figura 5.4 (A) Valores medios anuales de radiación de onda larga saliente (ROLS, en Wm^{-2}) entre 1974 y 2019 en la zona tropical de América del Sur. (B) Diagrama de latitud y tiempo de la climatología del ROLS mensual (1974-2019), promediado a lo largo de una franja longitudinal de 10° centrada en la línea negra sobre América del Sur tropical que se muestra en (a). Adaptado de Horel et al. (1989). Datos ROLS interpolados suministrados por NOAA/OAR/ESRL PSL (<https://psl.noaa.gov>; Liebman y Smith 1996).

que los cielos despejados predominan sobre el agua. Lo contrario ocurre durante la noche. En la cuenca Amazónica, las zonas de convergencia aumentan las precipitaciones sobre los bosques alejados de los grandes ríos y la actividad convectiva se reduce cerca de los ríos (p. ej., Paiva et al. 2011; Figura 5.5).

Varios estudios han descrito las brisas de los ríos en la Amazonía central, utilizando enfoques tanto de observación como de modelado (p. ej., Ribeiro y Adis 1984; Garstang y Fitzjarrald 1999; Cutrim et al. 2000). Cerca de la confluencia Amazonas-Tapajós (Figura 5.5), los pluviómetros cerca de los grandes ríos muestran menos precipitaciones convectivas en la tarde. Aún así, este déficit es más que compensado por lluvias nocturnas adicionales (Fitzjarrald et al. 2008). Cerca de Manaus, dos-

Santos et al. (2014) muestran que las brisas de los ríos y su impacto en el transporte de humedad son más evidentes durante la estación seca. Los autores muestran que los vientos alejados de los ríos son frecuentes por la mañana y por la tarde, transportando aire húmedo de los ríos a la ciudad de Manaus. En cambio, los vientos que soplan hacia los ríos se observan principalmente durante la noche.

Las brisas de los ríos afectan el transporte de humedad (Silva Dias et al. 2004) y los patrones de lluvia locales. Paiva et al. (2011) mostró una marcada reducción de las precipitaciones sobre el río Solimões-Amazonas y a lo largo de la mayoría de los afluentes del Amazonas. Dado que las estaciones

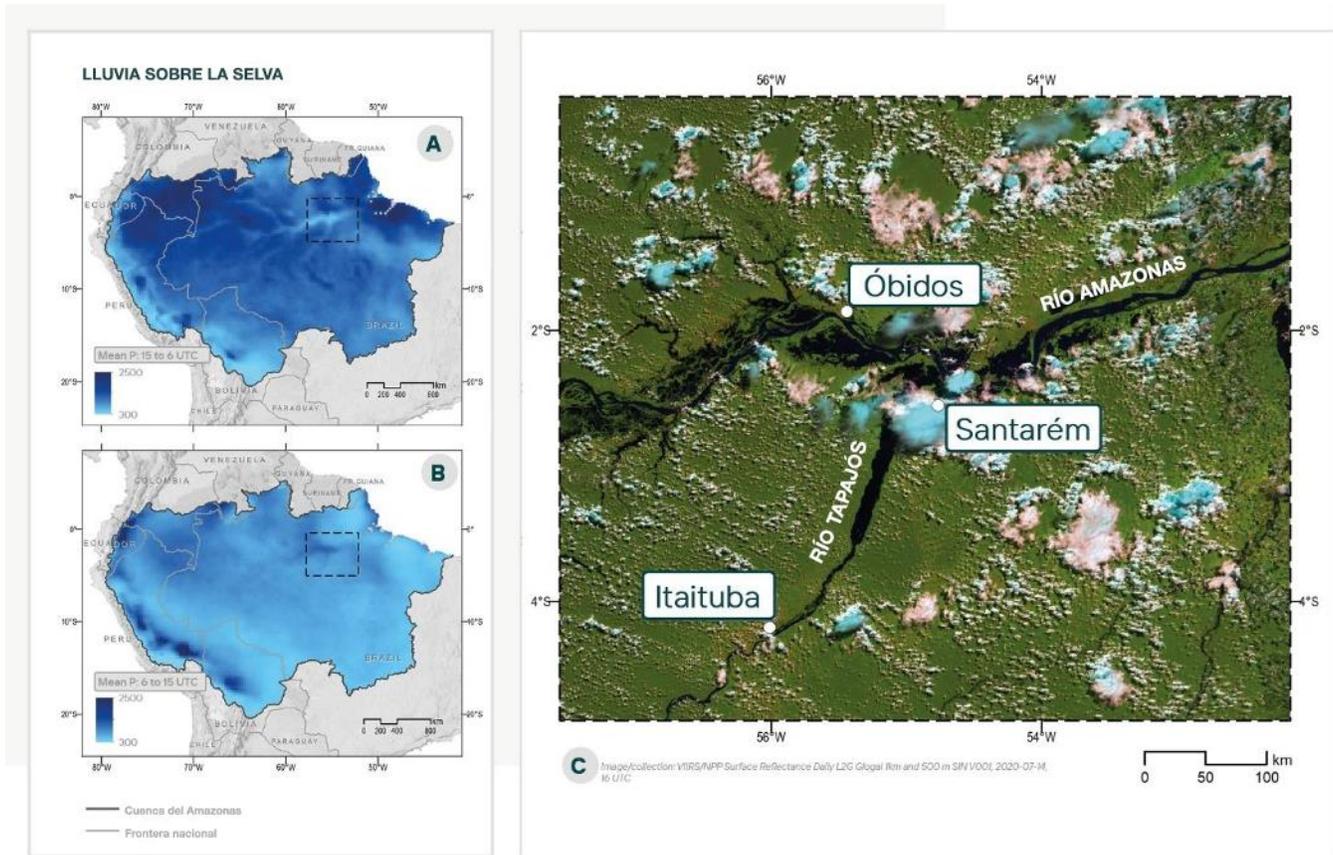


Figure 5.5 Precipitación estimada por TRMM 3B42 entre (A) 15 a 06 UTC; y (B) 06 y 15 UTC. Adaptado de Paiva et al. (2011). (c) Imagen del sensor VIIRS (por sus siglas en inglés para Visible/Infrared Imager Radiometer Suite) en color verdadero correspondiente al 14 de julio de 2020 a las 16:48 UTC sobre la confluencia de los ríos Tapajós y Amazonas (recuadro negro punteado en a y b). Por el NOAA/OAR/ESRL PSL (<https://psl.noaa.gov>; Liebman y Smith 1996).

meteorológicas a menudo se ubican cerca de grandes ríos (donde se encuentran la mayoría de las ciudades amazónicas), las estimaciones de lluvia amazónica derivadas de pluviómetros pueden estar sesgadas por la brisa del río (Silva Dias et al. 2004; Paiva et al. 2011).

5.3.4 Brisa marina y circulaciones costeras

El sistema de brisa marina se produce en lugares costeros debido a la propagación del aire fresco del mar hacia las zonas del interior. Este sistema se inicia cuando la superficie terrestre se calienta más rápido que la superficie del mar (generalmente en condiciones de cielo relativamente despejado). El contraste térmico crea una fuerza de gradiente de presión dirigida desde el mar hacia la tierra, lo que hace que una capa poco profunda de aire marino se desplace hacia el interior (Miller et al. 2003).

Sobre la cuenca amazónica más oriental, la presencia de numerosas bahías, ríos, lagos y el Océano Atlántico crean el ambiente ideal para la formación de circulaciones locales, que modulan el tiempo y el clima regional (Souza Filho 2005, Planchon et al. 2006; Germano y Oyama 2020). Los principales patrones de circulación de las brisas costeras y de la bahía sobre esta región han sido descritas en otros lugares, con base en estudios de observación y modelado (por ejemplo, Silva Dias et al. 2004; Germano et al. 2017; Wanzeler 2018). En Belém (en la cuenca Amazónica oriental), la brisa de la bahía comienza en la mañana y temprano en la tarde. Se caracteriza por cambios significativos en la dirección del viento de sur a norte (Matos y Cohen 2016) y está asociada a la presencia de nubosidad estacionaria. Los picos de lluvia durante la temporada de abril a mayo coinciden con la actividad máxima de la brisa marina, que interactúa con los vientos alisios del Océano Atlántico para producir sistemas de tormentas conocidas como líneas de turbonada (Kousky 1980; Silva Dias 1987; Cohen et al. 1995).

Las líneas de turbonada son tormentas multicelulares que se propagan tierra adentro en la cuenca Amazónica por más de 1000 km a

velocidades de 50 a 60 km h⁻¹ (Garstang et al. 1994; Greco et al. 1994). En la mesoescala, las líneas de turbonada se caracterizan por la advección de la humedad producida por la brisa marina, un fuerte y profundo jet del oriente en niveles bajos y una fuente de calor en la Amazonía central y occidental (Cohen et al. 1995). Los jets fuertes tienden a propagar las líneas de turbonada a velocidades más altas, con una vida útil más larga y un mayor desarrollo de nubes, formando tormentas eléctricas con fuertes corrientes ascendentes y descendentes, así como relámpagos. Las corrientes descendentes y los rayos, a su vez, provocan perturbaciones que afectan la dinámica del ecosistema, como se describe en la Sección 3.6.

5.3.5 Circulaciones orográficas inducidas y distribución espacial de la lluvia en la región andino-amazónica

La hidrometeorología andino-amazónica se caracteriza por interacciones entre la circulación atmosférica regional, el contraste de temperatura entre las tierras bajas y las tierras altas y la compleja topografía andina (p. ej., Houze 2012; Roe 2005; Barry 2008). Además, la circulación atmosférica regional sobre América del Sur está directamente influenciada por la orografía andina, particularmente en los niveles bajos (Figueroa et al. 1995). En la región andino-amazónica, el SALLJ y el Jet de los Llanos (o Corriente de los Andes Orientales, CAO) están fuertemente controlados por la presencia de la Cordillera de los Andes, que actúa como barrera al occidente, y la cuenca amazónica al oriente (ej., Marengo et al. 2004; Jiménez-Sánchez et al. 2019). Estos LLJ son elementos clave de la circulación atmosférica sudamericana porque transportan grandes cantidades de humedad a lo largo de grandes distancias meridionales en el oriente de los Andes. De hecho, el flujo del oriente de la CAO llega al piedemonte del oriente de los Andes como el tramo más al norte del SALLJ (Espinoza et al. 2020; Poveda et al. 2020).

A escala local, la orografía andina puede influir en la circulación atmosférica a través de procesos mecánicos y térmicos. El ciclo diario de insolación

genera vientos impulsados térmicamente, como los vientos anabáticos (cálidos cuesta arriba) y catabáticos (fríos cuesta abajo) debido al calentamiento radiativo de la superficie durante el día y al enfriamiento radiativo durante la tarde y la noche, respectivamente (p. ej., Wallace y Hobbs 2006; Junquas et al. 2018). Además, los vientos catabáticos del altiplano andino podrían desencadenar sistemas convectivos de mesoescala (SCM) sobre la región de transición andino-amazónica (Trachte et al. 2010a,b; Kumar et al. 2020). Sobre esta región, los MCS grandes y medianos generalmente están relacionados con episodios húmedos, potenciados por el levantamiento orográfico de la advección de humedad del SALLJ (p. ej., Giovannettone y Barros 2009; Romatschke y Houze 2013). En consecuencia, el ciclo diurno de la precipitación orográfica está asociado a características complejas relacionadas con las circulaciones atmosféricas locales (Poveda et al., 2005; Junquas et al., 2018). Por ejemplo, en las laderas orientales de los Andes tropicales, las tasas de precipitación más altas se observan durante la noche debido al transporte de humedad y al viento cuesta abajo (Figuras 5.5a y b). Los estudios observacionales y de modelado han demostrado que los valles interandinos también generan una canalización mecánica del flujo de humedad, lo que podría contribuir a la humedad y las precipitaciones sobre los Andes tropicales, donde los glaciares, la agricultura y la seguridad alimentaria dependen de las precipitaciones. Esto incluye regiones como La Paz, Cuzco y los valles del Mantaro (Egger et al. 2005; Junquas et al. 2018; Saavedra et al. 2020). La actividad convectiva forzada por los Andes también genera reversiones repentinas del nivel del río en el Amazonas occidental (p. ej., cerca de Iquitos, Perú), donde la agricultura ribereña está estrechamente relacionada con el ciclo hidrológico anual (Figuerola et al., 2020).

Las interacciones entre la circulación atmosférica a gran escala y las circulaciones orográficas descritas anteriormente contribuyen a la alta variabilidad espacial de la precipitación sobre la región andino-amazónica. Los estudios han descrito una relación compleja entre la altitud y la lluvia, que produce un

fuerte gradiente espacial de lluvia asociado con la exposición a barlovento o sotavento de la estación de lluvia al viento húmedo dominante (Bookhagen y Strecker 2008; Espinoza et al. 2009b, Rollenbeck y Bendix 2011). Las tasas de precipitación más altas en la cuenca Amazónica (6000–7000 mm/año) se observan generalmente alrededor de los 400–2000 m en la cuenca Amazónica de Colombia, Ecuador, Perú y Bolivia (Poveda et al. 2014; Espinoza et al. 2015; Chavez y Takahashi 2017) (por ejemplo, la estación de San Gabán en la Figura 5.1). Como resultado de estas características pluviométricas, las cuencas andinas muestran la mayor escorrentía por unidad de superficie de la cuenca del río Amazonas (Moquet et al. 2011; Builes-Jaramillo y Poveda 2018), y los ríos andinos drenan sedimentos, contaminantes y nutrientes río abajo hacia las tierras bajas de la Amazonía (McClain y Naiman 2008; Vauchel et al. 2017). A su vez, las tierras bajas amazónicas exportan vapor de agua y nutrientes a los Andes a través de los vientos alisios cargados de humedad, lo cual es parte de una fuerte interacción entre el sistema hidroclimático Amazonia-Andes (eg Staal et al., 2018; Weng et al., 2018, Espinoza et al., 2020).

5.3.6 El papel de los fenómenos meteorológicos extremos en la dinámica de los ecosistemas

Al menos dos tipos de fenómenos meteorológicos extremos afectan la dinámica de los ecosistemas y el ciclo natural del carbono. Primero, las tormentas severas asociadas con líneas de turbonada pueden propagar fuertes corrientes descendentes (Fujita 1990, 1981, Garstang et al. 1998) que causan purgas de bosques (Nelson 1994, Garstang et al. 1998, Negrón-Juárez et al. 2010, Espírito-Santo et al. 2010), afectando la estructura forestal y la composición de especies (Marra et al. 2014, Rifai et al. 2016, Magnabosco Marra et al. 2018, Chambers et al. 2009). En segundo lugar, los rayos son un mecanismo de perturbación frecuente que puede propagar el fuego y matar árboles directamente (Gora et al. 2020, Yanoviak et al. 2020, McDowell et al. 2018, Foster, Knight y Franklin 1998). La frecuencia de los rayos está positivamente asociada con la densi-

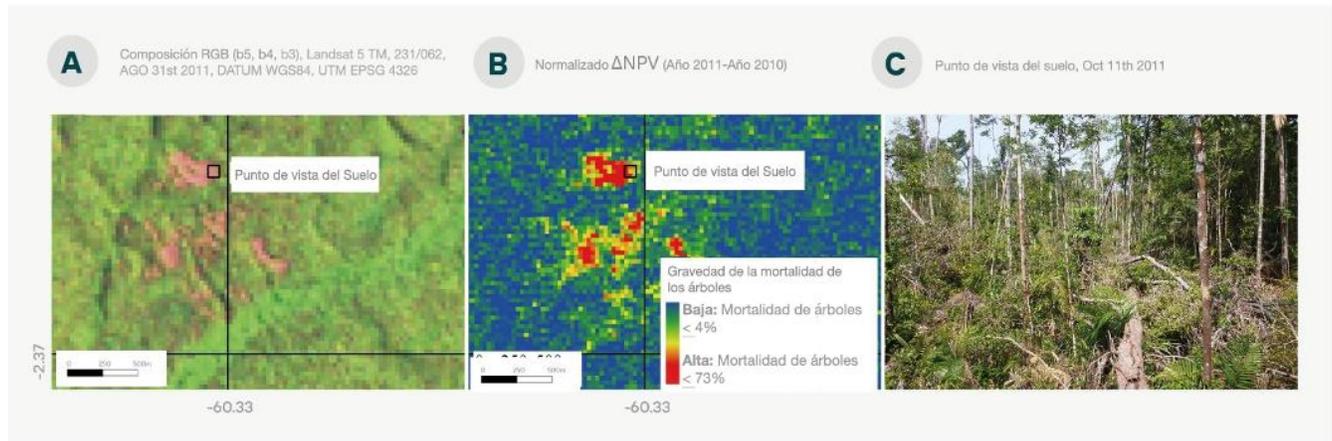


Figura 5.6 La purga de bosques (área total de aprox. 91 ha) en 2011 en la Amazonía central, Brasil. Las purgas pueden ser identificadas en las imágenes satelitales por características geométricas y espectrales, como la forma desactivada y la alta reflectancia infrarroja de onda corta, lo que indica vegetación no fotosintética (VNF) como resultado del daño y la mortalidad generalizados de los árboles (A). La severidad de la mortalidad de árboles asociada se puede estimar utilizando el Δ VNF normalizado (año de la purga – año anterior) combinado con la mortalidad de árboles medida en el campo (B). Borde del bosque purgado/de crecimiento antiguo menos de seis meses después de la perturbación, con árboles derribados, sobrevivientes y rebrotados (C). Por NOAA/OAR/ESRL PSL (<https://psl.noaa.gov/>; Liebman y Smith 1996).

dad de árboles grandes y las existencias de biomasa en los bosques tropicales (Gora et al. 2020). En la Amazonía, esto es importante en las zonas de transición sur y oriente entre bosques y sabanas, pero también en el estado de Roraima (Gora et al. 2020).

5.3.6.1 Tormentas severas, purgas e impactos en la dinámica del ecosistema forestal

El viento es una de las principales causas de perturbación en los bosques de todo el mundo, con impactos que van desde la pérdida menor de hojas hasta la mortalidad generalizada de los árboles (Mitchell 2013). En la Amazonía, las tormentas convectivas pueden generar fuertes vientos descendentes y precipitaciones extremas (por ejemplo, 26-41 m s⁻¹ y 30 mm h⁻¹, respectivamente) (Garstang et al. 1998; Fujita et al. 1990; Negrón-Juárez et al. 2010) que pueden talar parches de bosque que varían en tamaño desde <2 ha (Negrón-Juárez et al. 2011) a >3,000 ha (Nelson et al. 1994). Las grandes purgas pueden estar asociadas con líneas de turbonada (Negrón-Juárez et al. 2010; Araujo et al. 2017). Las purgas de

bosques pueden ser detectadas con imágenes de teledetección por-que crean un gran contraste en los patrones geométricos y de reflectancia entre las imágenes adquiridas antes y después del evento (Figura 5.6A).

Las descargas ocurren a lo largo de la cuenca Amazónica, con la frecuencia más alta en la región nororiente (Nelson et al. 1994; Negrón-Juárez et al. 2018; Espírito-Santo et al. 2010). En la Amazonía central cerca de Manaus, las purgas ocurren principalmente durante la transición de la estación seca a la lluviosa (Negrón-Juárez et al. 2017). La distribución del tamaño de las purgas sigue una ley de potencia (Negrón-Juárez et al. 2018; Chambers et al. 2009), lo que resulta en un mosaico de parches de bosque en diferentes etapas sucesionales (Chambers et al. 2013). Debido a su mayor frecuencia, los parches de tamaño relativamente pequeño dominan el paisaje.

El daño y la mortalidad de los árboles ocurren cuando las cargas de viento y lluvia exceden la estabilidad mecánica de los árboles, lo que provoca que se rompan y se desarraiguen (Ribeiro et al. 2016; Peterson et al. 2019). En la Amazonía, los

vientos y la lluvia interactúan con diferentes tipos de bosques que pueden albergar más de 280 especies de árboles en una sola hectárea (de-Oliveira et al. 1999). En estos bosques heterogéneos, la mortalidad por tormentas puede ser controlada por factores bióticos y abióticos (p. ej., dentro de las especies y a través de la topografía), con áreas severamente dañadas que experimentan hasta un 90% de mortalidad de árboles (Magnabosco Marra et al. 2014; Rifai et al. 2016) (Figura 5.6B). El bosque puede perder su estructura típica de dosel cerrado y acumular grandes cantidades de desechos de madera en el suelo del bosque (Figura 5.6C). Este gradiente de tamaños de brechas y disponibilidad de recursos/nichos tiene consecuencias relevantes para los patrones regionales de dinámica forestal, biodiversidad y ciclos biogeoquímicos.

La mortalidad de los árboles puede ser selectiva y depende de los rasgos de la especie y las características individuales (Ribeiro et al. 2016; Magnabosco et al. 2014; Rifai et al. 2016). La rotura y el desarraigo de grandes árboles individuales pueden derribar a los vecinos, alterando la distribución de la cantidad y el tamaño de los árboles y reduciendo la biomasa del rodal. Las tasas de mortalidad entre los árboles sobrevivientes son más altas en los primeros años posteriores al evento, lo que ralentiza la recuperación de la biomasa. El rebrote y el crecimiento de los árboles sobrevivientes contribuyen poco a la recuperación de biomasa, lo que puede llevar décadas (Magnabosco Marra et al. 2018). Las trayectorias de recuperación difieren con la gravedad de la mortalidad. Sin embargo, incluso las severidades bajas desencadenan una sucesión secundaria, con un recambio sustancial de especies y dinámicas distintas de las observadas en pequeños claros de caída de árboles y tala de bosques humanos (Chambers et al. 2009b; Magnabosco Marra et al. 2014, 2018). El carbono orgánico del suelo también puede aumentar en función de la severidad de la purga debido a la materia orgánica en descomposición disponible de los desechos de madera (dos-Santos et al. 2016).

Las purgas también pueden promover la diversidad de árboles al ofrecer nichos a una cohorte diversa de especies que difieren ampliamente en sus requisitos y estrategias de reclutamiento (Magnabosco et al. 2014; Chambers et al. 2009). No obstante, la composición funcional alterada indica que las purgas pueden afectar la resiliencia de las existencias de biomasa al favorecer a las especies de madera blanda con una vida útil más corta, que también son más vulnerables a futuras perturbaciones (Magnabosco Marra et al. 2018; Trumbore et al. 2015). Los impactos de las purgas pueden ser más pronunciados en bosques secundarios y fragmentados con composición y estructura alterada, y una proporción relativamente mayor de bordes expuestos (Silvério et al. 2019; Schwartz et al. 2017). Ese aspecto es crítico ya que estos representan grandes áreas de los bosques remanentes en regiones altamente deforestadas de la Amazonía (Brando et al. 2014; Hansen et al. 2013).

La investigación se ha enfocado en detectar purgas y cuantificar sus impactos locales y regionales en la composición de especies y la estructura y dinámica del bosque. Sin embargo, los efectos de las purgas en el funcionamiento de los bosques a escala de paisaje aún no se conocen bien. Evaluar la frecuencia de retorno de perturbaciones y las tasas de recuperación de la biomasa y la composición funcional en diferentes regiones es fundamental para comprender las variaciones en el balance de carbono a escalas espaciales más amplias. Las proyecciones de cambio climático indican que la frecuencia e intensidad de las tormentas convectivas podría aumentar en la Amazonía (Negrón-Juárez et al. 2017; McDowell et al. 2018; IPCC Cambio Climático 2014). Por lo tanto, es fundamental determinar los posibles umbrales de severidad de la perturbación bajo estos regímenes cambiantes de perturbación, ya que esto afectará la futura vulnerabilidad y resiliencia de la selva amazónica (Trumbore et al. 2015; Turner et al. 2010). Los efectos de las purgas de bosques en otros taxones siguen sin ser evaluados en la Amazonía.

5.3.6.2 Rayos, incendios naturales e impactos en la estructura de la vegetación y la distribución del bioma

Los rayos son un fenómeno impresionante y común en la Amazonía debido a los sistemas meteorológicos que ocurren allí, como las líneas de tur-bonada y la ZCAS. Los incendios naturales pueden ocurrir cuando las tormentas eléctricas se desarrollan en condiciones donde la vegetación está seca, especialmente cuando los rayos de nube a tierra van acompañados de poca precipitación (convencionalmente $\leq 2,5$ mm) (Viiegas 2012; Nauslar et al. 2013). Este fenómeno, conocido como “relámpago seco” o “tormenta seca”, también ocurre cuando la lluvia se evapora antes de llegar al suelo, si una tormenta avanza rápidamente o si se producen rayos de nube a tierra fuera de la región donde se produce la precipitación (Dowdy y Molinos 2012).

Se ha informado que las causas naturales son importantes para la ignición en el Cerrado, principalmente debido a los rayos de nube a tierra durante la transición entre las estaciones seca y lluviosa (Ramos-Neto y Pivello 2000). Todavía no hay información concluyente sobre la proporción de causas humanas versus naturales, pero se cree que los incendios naturales representan alrededor del 1-2% del total de incendios (Alvarado et al. 2018).

La transición entre el Amazonas y el Cerrado en Brasil tiene la mayor área de contacto entre bosque y sabana en el trópico, y estos biomas difieren fundamentalmente en sus características estructurales y composición de especies (Torello-Raventos et al. 2013). En esta transición, la estacionalidad de las lluvias y los disturbios por incendios tienen un efecto ecológico importante en la estructura y composición de la vegetación debido a las influencias en los procesos ecológicos y biogeoquímicos de la vegetación que afectan directamente la Producción Primaria Neta y la respiración que, con el tiempo, conducen a cambios en la composición y estructura de la vegetación (Alves et al. 1997). Los incendios cambian la fenología y fisiología de las plantas, modifican la competencia entre los árboles y reducen el dosel de

las plantas, como pastos, arbustos y lianas. Dependiendo de su frecuencia e intensidad, el fuego puede aumentar la mortalidad de los árboles y transformar un bosque intacto en uno alterado e inflamable (House et al. 2003; Hirota et al. 2010; Hoffmann et al. 2012). Las especies de árboles asociadas con la vegetación de bosques o sabanas difieren en numerosas características fisiológicas, como la supervivencia al fuego (Hoffmann et al. 2009; Ratnam et al. 2011) y sus características de madera y foliar (Gotsch et al. 2010).

Couto-Santos et al. (2014) demostraron los efectos de la variabilidad climática y la ocurrencia de incendios en los límites entre bosque y sabana en Roraima, en la parte norte de la Amazonía brasileña. En años lluviosos, el bosque avanzó sobre las sabanas, mientras que en años con menos precipitaciones el bosque retrocedió y la sabana se expandió debido a la mayor frecuencia de sequías e incendios.

5.4 Evapotranspiración

Cuando el agua lluvia llega a la superficie terrestre de la selva tropical, la mayor parte se infiltra en el suelo, aumentando su humedad. Alrededor del 50% de la lluvia regresa a la atmósfera como evapotranspiración (ET: transpiración de las plantas más evaporación del agua de las superficies de agua libre y del suelo desnudo; ver la Tabla 1). El resto abastece la reserva de agua subterránea, que en última instancia contribuye a la formación de los arroyos y ríos de la cuenca Amazónica. Esta sección analiza los patrones estacionales de la ET y sus mecanismos de control. El papel de la ET como fuente de agua para la atmósfera y, en consecuencia, para los procesos de formación de lluvia, se analiza en el Capítulo 7.

Uno de los primeros intentos de caracterizar la ET amazónica se realizó durante el Experimento Micrometeorológico de la Región Amazónica (EMRA), un experimento británico-brasileño. A partir de 1983, esta campaña realizó varias mediciones micrometeorológicas en la Reserva Ducke, a unos 30 km al noreste de Manaus. Utilizando los datos de EMRA y la ecuación de Penman-Monteith,

Shuttleworth (1988) mostró una pequeña estacionalidad en la ET, con picos en marzo y septiembre que coincidieron con los extremos de la radiación neta (Rn). El estudio también encontró que las tasas reales de ET eran casi iguales a las tasas potenciales de ET durante todo el año, lo que sugiere una gran disponibilidad de agua incluso durante los períodos secos.

A fines de la década de 1990, durante el Proyecto Biosfera-Atmósfera a Gran Escala (BAGE), se estableció una red de mediciones intensivas de covarianza de eddy (CE) en las tierras bajas de la Amazonía para cuantificar la energía superficial, el agua y los flujos de carbono bajo diferentes coberturas terrestres (Keller et al. 2004). El análisis de datos de las torres de flujo de la CE reveló una estacionalidad de ET diferente según el sitio de estudio. La mayoría de los sitios mostraron un patrón estacional similar al observado en Manaus durante EMRA, es decir, ET en fase con Rn, manteniendo un flujo constante o mostrando un ligero aumento durante el período seco en comparación con la estación lluviosa (Costa et al., 2004, Huttyra et al., 2005, Juárez et al. 2007; da Rocha et al. 2004; Sommer et al. 2003; Souza-Filho et al. 2005; Vourlitis et al. 2002). Unos pocos estudios, en su mayoría ubicados en el suroeste de la Amazonía (Aguir et al. 2006) o en la transición entre los bosques amazónicos y las sabanas del cerrado (Borma et al. 2009), observaron mayor ET en la estación lluviosa en comparación con la estación seca.

Síntesis de observaciones de torres de flujo en la Amazonía (Costa et al. 2010; Hasler y Avissar 2007; Juárez et al. 2007), comparaciones de la Amazonía con otros biomas (da Rocha et al. 2009), y un análisis pantropical (Fisher et al. 2009) ayudaron a dilucidar la variabilidad estacional y espacial de la ET amazónica. Hasler y Avissar (2007) encontraron una fuerte estacionalidad en la ET para las estaciones cercanas al ecuador (2°S-3°S), con un aumento de la ET durante los períodos secos (junio-septiembre) y una disminución durante los períodos húmedos (diciembre-marzo), ambos correlacionada y en fase con Rn. En las estaciones ubicadas más al sur (9°S-11°S), ET y Rn no

presentaron una estacionalidad clara. Estos estudios encontraron las mejores correlaciones entre ET y Rn en estos sitios durante los períodos húmedos, pero ninguna correlación durante los períodos secos. Los autores atribuyeron esta respuesta al estrés hídrico durante los períodos secos, especialmente en los sitios más secos del sur.

Negron-Juarez et al. (2007) analizaron diez sitios BAGE y concluyeron que todos ellos tenían una mayor ET durante el período seco que durante el período lluvioso. Fischer et al. (2009) analizaron 21 sitios pantropicales y observaron un aumento en la ET en el período seco en comparación con el período lluvioso, con Rn explicando el 87% de la varianza mensual de la ET. Da Rocha et al. (2009) analizaron datos de la ET de torres de flujo de CE en siete sitios, cuatro de ellos ubicados en el norte de la cuenca Amazónica y tres en el Cerrado (bosque semideciduo, planicie aluvial de bosque de transición y cerrado). Observaron que los siete sitios analizados podían ser divididos en dos grupos funcionales en términos de estacionalidad de ET. Los sitios más al sur, generalmente más secos y con una estación seca más prolongada, mostraron una ET disminuida en el período poco lluvioso en comparación con el período lluvioso. Se observaron valores mínimos de ET de 2,5 mm/día en los bosques de transición y un mínimo de 1 mm/día en los sitios del cerrado. Los sitios del norte y más húmedos, con una estación seca menor a cuatro meses, mostraron el patrón opuesto, con un aumento de la ET en la estación seca y valores máximos de alrededor de 4 mm/día. ET, Rn y el déficit de presión de vapor (DPV) se correlacionaron positivamente en estos sitios, lo que sugiere que las condiciones atmosféricas ejercen un control sobre la ET. Sin embargo, es importante considerar que los sitios más estacionales estudiados por da Rocha et al. (2009) tuvieron un predominio de vegetación decidua y semidecidua. En estos sitios, la caída de las hojas en el período seco pudo haber ejercido controles importantes sobre la ET, junto con las condiciones climáticas.

Costa et al. (2010) analizaron tres sitios ecuatoriales húmedos de selva tropical perennifolia (2°S-3°S) y dos sitios de selva tropical seca estacional (alrededor de 11°S). Observaron que, en general, la ET de la estación seca es mayor que la ET de la estación lluviosa. Siguiendo estudios previos, encontraron que la R_n era el principal factor de control de la ET en sitios más húmedos, seguido por el DPV y la resistencia aerodinámica. Identificaron diferentes factores de control de la ET en sitios húmedos y secos estacionalmente. Mientras que la estacionalidad de la ET en los bosques ecuatoriales húmedos estaba controlada solo por factores ambientales (es decir, controles abióticos), en los bosques estacionalmente secos la ET estaba controlada por parámetros bióticos (p. ej., conductancia estomática, g_s), con una conductancia superficial que variaba en un factor de dos entre temporadas.

Los estudios observacionales generalmente coinciden en el patrón estacional de la ET en la selva amazónica, donde la ET depende en gran medida de la radiación neta (R_n) para los bosques estacionalmente húmedos. Sin embargo, a principios de la década de los 2000, la mayoría de los modelos todavía simulaban que la ET estaba en fase con la precipitación (Bonan 1998; Werth y Avissar 2004; Dickinson et al. 2006), lo que sugiere que la disponibilidad de agua limita la ET. Alrededor de 2010, el Proyecto de intercomparación de modelos de datos BAGE (BAGE-DMIP) comparó los resultados de 21 modelos de ecosistemas terrestres y de superficie terrestre con el conjunto de datos de observación integral de la red BAGE de torres de flujo para evaluar qué tan bien podría reproducir la nueva generación de modelos las funciones de la selva amazónica y del Cerrado (de Gonçalves et al. 2013). Como parte de este proyecto, Christoffersen et al. (2014) concluyeron que los modelos han mejorado en su capacidad para simular la magnitud y la estacionalidad de la ET en los bosques tropicales ecuatoriales, habiendo eliminado la mayor parte de la limitación hídrica de la estación seca. Su desempeño diverge en los bosques de transición, donde los déficits hídricos estacionales son mayores, pero en su mayoría capturan las

depresiones estacionales observadas en la ET en el Cerrado. Muchos modelos dependían únicamente de raíces profundas o agua subterránea para mitigar los déficits de agua durante la estación seca. Algunos modelos pudieron igualar la estacionalidad de la ET observada, aunque no simulaban la estacionalidad en la conductancia estomática (g_s). Algunas de estas deficiencias se pueden mejorar ajustando los parámetros, pero en la mayoría de los modelos es-tos hallazgos resaltan la necesidad de un desarrollo continuo del proceso (Christoffersen et al. 2014).

En resumen, la ET está controlada por el equilibrio entre la demanda de agua impuesta por la atmósfera (condiciones superficiales) y el suministro de agua en el suelo (condiciones subterráneas). Ambos se consideran controles abióticos (Costa et al., 2010) o mecanismos ecohidrológicos (Christoffersen et al. 2014). Al abrir y cerrar las estomas, las plantas pueden ejercer importantes controles adicionales sobre los flujos de evapotranspiración a través de la conductancia del dosel estomático (Costa et al. 2010; Christoffersen et al. 2014), lo que resulta en un equilibrio entre la fotosíntesis y la transpiración (Beer et al. 2009; Lloyd et al. 2009). Estos mecanismos de control bióticos (Costa et al., 2010) o ecofisiológicos (Christoffersen et al. 2014) sobre la ET y su importancia en el contexto del clima regional se discutirán en detalle en el Capítulo 7 (Sección 7.2.2).

5.5 Principales características de los Sistemas Hidrológicos Superficiales en la Amazonía

La cuenca del río Amazonas (incluyendo el río Tocantins como afluente y otras cuencas costeras) drena alrededor de 7,3 millones de km² y descarga alrededor del 16-22 % de todos los aportes fluviales globales a los océanos (Richey et al. 1989; ver también el Cuadro 5.1). Este vasto sistema hidrológico está formado por los Andes, los escudos de Guayana y Brasil, y la llanura amazónica (Sorribas et al. 2016). Como consecuencia del ciclo estacional de lluvias (Sección 5.2.2), el cauce principal del río Amazonas y sus afluentes exhiben

niveles altos y bajos del río unos meses después de las estaciones húmedas y secas precedentes.

En general, los ríos de la cuenca amazónica del sur (p. ej., Solimões, Madeira, Xingu, Tapajós, Tocantins-Araguaia) alcanzan su punto máximo de abril a mayo, mientras que los ríos del norte de la Amazonía (p. ej., Japura-Caquetá, Río Negro) alcanzan su punto máximo de mayo a junio (Espinoza et al. 2009a, b, Marengo y Espinoza et al. 2016). En escalas de tiempo anuales, la contribución hidrológica de los ríos del sur y del norte es aproximadamente equivalente debido a una precipitación total mucho mayor en las cuencas del norte más pequeñas en comparación con las cuencas del sur más grandes.

5.5.1 Estacionalidad de la descarga

Como se señaló anteriormente, la descarga del cauce principal del río Amazonas y sus afluentes integra fluctuaciones hidrológicas que ocurren aguas arriba. Esta dinámica hidrológica muestra unos meses fuertes (Ver Sección 5.2.2), con variaciones significativas en el momento y la magnitud de la descarga a través de las cuencas tributarias del Amazonas (Sorribas et al. 2016). Los tramos sur y occidente del río Amazonas suelen inundarse primero, alcanzando su punto máximo entre marzo y mayo. En la Amazonía central, los niveles de los ríos están controlados por las contribuciones de los afluentes del norte y del sur, que generalmente alcanzan su punto máximo en junio (Figura 5.7).

Las mediciones de descarga a largo plazo registradas cerca de la ciudad central amazónica de Óbidos, por ejemplo, indican una descarga máxima cercana a $\sim 250\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ durante el período de marea alta en junio, y una descarga mínima de $\sim 100\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ durante el período de aguas bajas en noviembre (Goulding et al. 2003).

Debido a que las cabeceras del norte del Amazonas están cerca del ecuador, sus niveles de agua caen entre octubre y febrero, incluso cuando el río Amazonas crece debido a las contribuciones de los

grandes afluentes del sur. Las pequeñas cuencas hidrográficas costeras del norte del Amazonas (p. ej., el Araguari) también están influenciadas por las mareas oceánicas en sus tramos inferiores. En contraste, la mayoría de los afluentes del sur del río Amazonas alcanzan sus niveles más altos en marzo o abril (en puntos $>300\text{ km}$ aguas arriba de sus desembocaduras) y sus niveles más bajos entre agosto y octubre (Goulding et al. 2003). Por ejemplo, la descarga en Itaituba en el río Tapajós alcanza un máximo de $\sim 23\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en marzo y alcanza su mínimo ($\sim 5\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en octubre (Figura 5.7). Hacia el occidente, el río Purús en Arumã-Jusante muestra una variabilidad aún más pronunciada, con una descarga máxima de $11\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en abril y una descarga mínima de $\sim 1\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en septiembre (Coe et al. 2008). Las secciones inferiores de estos afluentes del sur están fuertemente influenciadas por un efecto de remanso del propio río Amazonas, que sube y baja en respuesta a los cambios en el cauce principal (Sorribas et al. 2016).

5.5.2 Estacionalidad de la dinámica de las llanuras aluviales

Las fluctuaciones en las precipitaciones y la descarga de los ríos provocan cambios estacionales pronunciados en el nivel del agua de los grandes ríos de la Amazonía, lo que hace que se desborden en las llanuras aluviales adyacentes. A escala local, las inundaciones también pueden resultar directamente de las lluvias en áreas con suelos mal drenados o niveles de agua subterránea elevados, como en el caso de los Llanos de Mojos en Bolivia. La subida y bajada periódica de los niveles del agua, a menudo denominada pulso de inundación estacional, conecta los ríos y sus llanuras aluviales durante parte del año (los ríos crecen entre noviembre y junio, y retroceden entre junio y noviembre), lo que da como resultado una estructura de hábitat heterogénea, rápido reciclaje de nutrientes y materia orgánica, y altas tasas de producción biológica (Junk et al. 2012). El río Amazonas y sus grandes afluentes se caracterizan por un patrón de inundación monomodal con una amplitud promedio de 10 m cerca de Manaus, que

varía de 2 a 18 m según la ubicación y el año (Melack y Coe 2013). Las mayores fluctuaciones anuales del nivel de los ríos ocurren en el suroeste de la Amazonía, especialmente en los ríos Madeira, Purus y Juruá, mientras que los cambios más pequeños ocurren en el oriente. Los arroyos pequeños (de orden bajo) en las tierras bajas de la Amazonía exhiben una hidráulica compleja, con efectos de remanso que dan como resultado un régimen hidrológico polimodal menos pre-

CUADRO 5.1 ¿Qué tan grande es el río Amazonas?

“Nacido en los altos Andes cubiertos de nieve, el Amazonas fluye cuatro mil kilómetros hasta que se enfrenta al Atlántico en el ecuador. El Amazonas no es solo el río más largo del mundo; transporta más agua que cualquier otro río, más de diez veces la del Mississippi, por ejemplo (Figura B.5.1.1). Una quinta parte de toda el agua que fluye de la faz de la tierra pasa por la boca del Amazonas. Tal es la fuerza del Amazonas cuando choca con el Atlántico, que empuja una gran columna de agua dulce por cientos de kilómetros hacia el mar. Hace cinco siglos, un explorador español que viajaba por la costa de Brasil notó que en cierto punto el mar tenía un sabor fresco, a pesar de que su barco estaba fuera de la vista de la tierra. Pinzón apodó a ese lugar el mar dulce, que historiadores y geógrafos toman como la desembocadura del río, llamado así por las mujeres guerreras de la mitología griega. La Corriente Ecuatorial del Sur empuja esta columna turbia, que alcanza unos 400 kilómetros de largo y entre 100 y 200 kilómetros de ancho, en dirección nororiente hacia la costa de Amapá y las vecinas Guayanas. Debido a que es más ligera, el agua dulce supera a los océanos salados y diluye y enturbia la superficie hasta en un millón de millas cuadradas”. (Citado de Smith 2002).

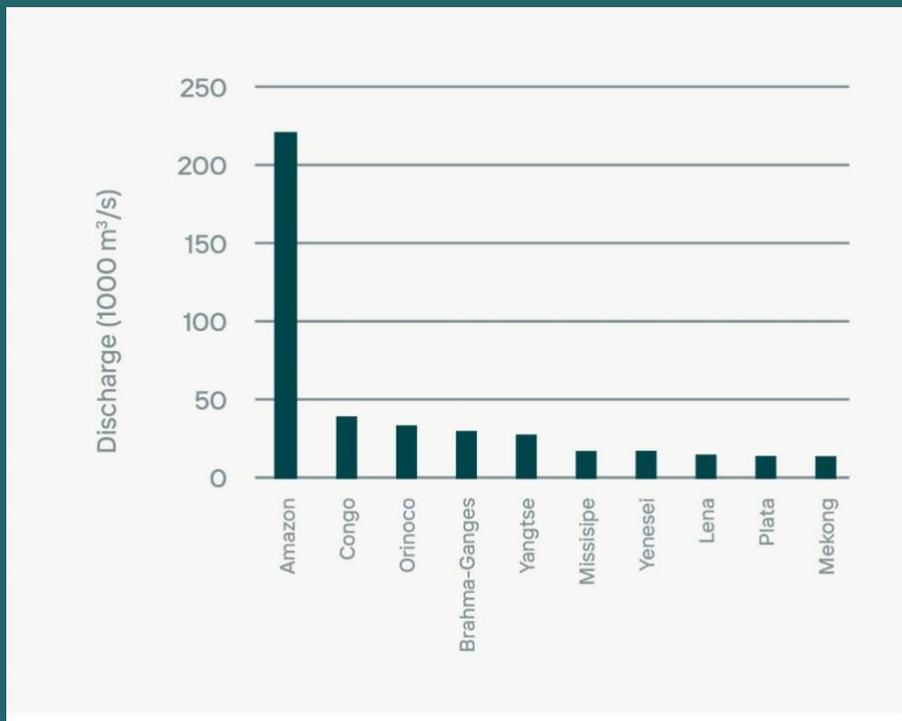


Figura B.5.1.1 La descarga de los 10 ríos más grandes del mundo.

La mayoría de la gente sabe que el río Amazonas es el río más grande del mundo. Lo que la mayoría de la gente no se da cuenta es qué tan grande es realmente. Esta figura Figura B.5.1.1 compara los 10 ríos más grandes del mundo por descarga, mostrando la notable diferencia entre el Amazonas y todos los demás ríos. El Amazonas descarga alrededor de cinco veces más agua al océano que el segundo río más grande del mundo, el Congo. La magnitud de la diferencia es tan sorprendente que el afluente más grande del Amazonas, el Madeira, que descarga alrededor de 50.000 m³/s al cauce principal, ocuparía el segundo lugar entre los ríos más grandes del mundo si se considerara de manera independiente.

Una gran descarga es una consecuencia directa tanto de una gran área de drenaje como de una alta precipitación. El Amazonas ocupa el primer lugar en ambas variables, con la mayor área de drenaje y la mayor precipitación pluvial del mundo.

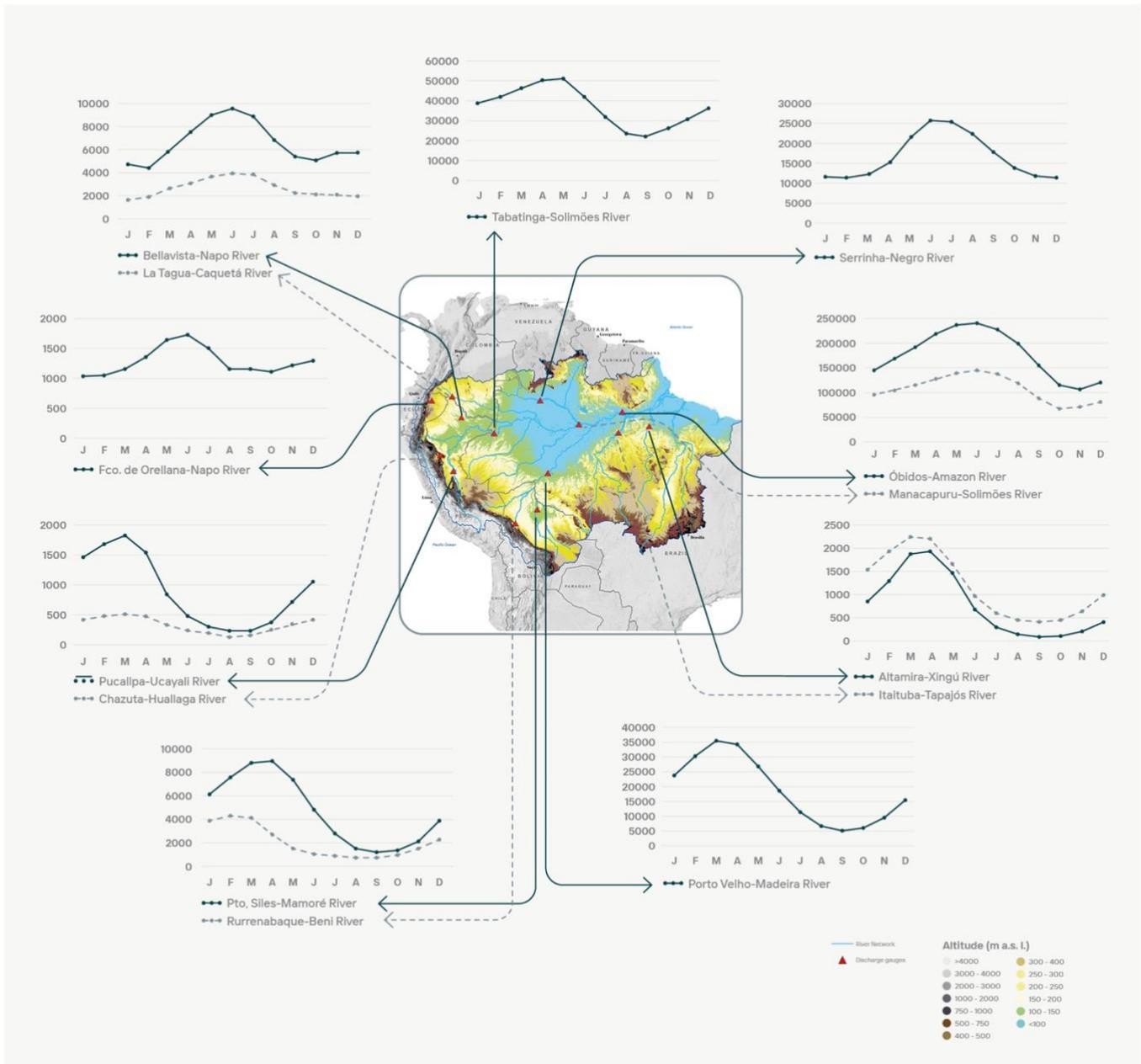


Figura 5.7 Ciclo anual de descarga fluvial para estaciones ubicadas en los principales afluentes del Amazonas (en m³s⁻¹). La ubicación de las principales estaciones hidrológicas de la cuenca del Amazonas se muestra con puntos rojos. Los nombres de las estaciones (y ríos) están indicados en cada subpanel. La elevación se indica a través de colores desde <100 (azul) hasta >4000 (blanco) m.s.n.m. Fuentes de datos sobre el nivel/descarga de los ríos: INMET y ANA (Brasil), SENAMHI (Perú), SENAMHI (Bolivia), INAMHI (Ecuador), SNO-HYBAM. El modelo digital de elevación fue proporcionado por Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) CGIAR CSI remuestreado a 250 m. Fuente de datos hidrológicos: Laraque et al (2007), Espinoza et al (2009b, 2011, 2019) y Molina-Carpio et al (2017) basados en SNO-HYBAM.

decible (Piedade *et al.* 2001).

La vegetación característica en estas regiones inundadas está fuertemente influenciada por la dinámica hidrológica, que incluye la extensión máxima de la inundación, la amplitud de la inundación y la duración de las fases de marea alta y baja del pulso de la inundación. En promedio, los ríos de las tierras bajas de la Amazonía se inundan durante 6 a 7 meses al año, con inundaciones en los afluentes del sur de enero a mayo y los afluentes del norte de junio a agosto. Por el contrario, el sur de la Amazonía experimenta una estación seca pronunciada de agosto a diciembre, que generalmente coincide con el periodo de aguas bajas. En el norte, las inundaciones pueden durar hasta septiembre (Goulding *et al.* 2003). Los humedales inundados estacionalmente cubren un área extensa (17%) de las tierras bajas del Amazonas, estimada en $8,4 \times 10^5$ km² de la región <500 m sobre el nivel del mar (Hess *et al.* 2015). Alrededor del 44% del área de humedales se encuentra en las cuencas hidrográficas del río Madeira y el río Negro, los dos afluentes más grandes del Amazonas (Figura 5.2). La subcuenca Marañón tiene la mayor proporción del área total como humedal (20%), seguida por Madeira (19%) e Içá-Putumayo (17%). Las subcuencas Tapajós (5%) y Xingu (8%) tienen la menor proporción de humedales (Hess *et al.* 2015).

5.6 El Papel de los Ríos en los Ciclos Biogeoquímicos

Los ríos y los sistemas acuáticos relacionados son ecosistemas clave en la región amazónica. La geología subyacente y la estructura del paisaje de la región determinan las conexiones tierra-agua a través de rutas de flujo hidrológico que influyen en el flujo y la química del río. En los sistemas perturbados, la dinámica hidrológica está fuertemente influenciada por el tipo y la intensidad del uso de la tierra, lo que puede alterar las tasas de escorrentía, la infiltración de agua en los suelos y la química del agua. Castello y Macedo (2015), considerando sistemas fluviales de diferentes órdenes, enfatizaron que los atributos del suelo

(químicos, físicos y biológicos) y el uso de la tierra son los principales impulsores de la biogeoquímica y el metabolismo de los ríos. En cuencas pequeñas, la deforestación puede aumentar los aportes de nutrientes, fósforo y carbono a los ambientes acuáticos, cambiando drásticamente sus funciones naturales. Por ejemplo, los estudios en pequeñas cuencas identificaron un crecimiento extensivo de una especie herbácea acuática, lo que lleva a una alta concentración de materia orgánica disuelta y, en consecuencia, a tasas más altas de descomposición y respiración (Deegan *et al.* 2011).

La cascada de los sistemas fluviales pequeños a los más grandes depende de la extensión de la deforestación, el tipo de suelo y la topografía. Los ríos son importantes proveedores de materia orgánica disuelta y nutrientes para el océano. Las características químicas de esta materia orgánica son clave para definir su papel en el metabolismo de los océanos costeros. La pluma del río Amazonas tiene una influencia global. Datos recientes muestran que el 50-76% de la materia orgánica disuelta transportada por el Amazonas al océano es estable (Medeiros *et al.* 2015), lo que contribuye al almacenamiento a largo plazo de carbono terrígeno y potencialmente se suma a la reserva de carbono del océano profundo.

La biogeoquímica del carbono en los sistemas acuáticos implica la producción, las transformaciones y las conexiones con los sistemas terrestres en entornos que van desde pequeños ríos hasta grandes llanuras aluviales. Los ríos pequeños, que están bien conectados con la cuenca circundante, están fuertemente influenciados por la vegetación y la biota ribereñas. En el caso de los grandes ríos y sus llanuras aluviales, por otro lado, los procesos de carbono, nitrógeno y otros nutrientes se modulan intensamente dentro del sistema acuático (ver también la Sección 6.2.2).

Los cambios en el caudal de los ríos y la frecuencia de inundaciones y sequías están relacionados con patrones climáticos cambiantes (Sección 5.2), al igual que los ciclos biogeoquímicos acuáticos. Martinelli *et al.* (2010) mostraron una disminución

en la concentración de especies de nitrógeno (nitrógeno orgánico e inorgánico disuelto) en los sistemas acuáticos de la Amazonía con el aumento del caudal de los ríos, pero también notaron los efectos del cambio en el uso del suelo y el aumento de la densidad de población (>10 personas/km²) en la región. Un impulsor importante del flujo de nutrientes a los sistemas acuáticos es el material original y la química del suelo. En suelos tropicales erosionados y fuertemente lixiviados, la cubierta vegetal es un componente clave en los ciclos de nitrógeno y carbono (Capítulo 6). La lixiviación de nitrógeno a los sistemas acuáticos desde “terra firme” puede variar de 3 a 6 kg N-NO₃/ha/año con exportaciones de corriente de alrededor de 4 kg-N/ha/año (Wilcke et al. 2013). En contraste, en áreas inundadas donde el N se exporta como NO₃ disuelto y NH₄, las exportaciones de N pueden alcanzar hasta 12 kg-N/ha/año. Lesack y Melack (1996) analizaron el impacto de la deforestación en la exportación de nitrógeno al sistema acuático, encontrando una exportación de 2,7 kg N-NO₃/ha/año para los bosques de tierras altas a lo largo de la llanura aluvial. Después de la deforestación parcial en la misma área, las mediciones identificaron un aumento del 40% en la exportación de nitrógeno en el agua de los arroyos, alcanzando los 3,6 kg N-NO₃/ha/año (Williams y Melack 1997).

Por el contrario, la exportación de fósforo disuelto suele ser baja. Los datos revisados por Buscardo et al. (2016) indican una exportación de fósforo disuelto en arroyos que oscila entre 0,01 kg/ha/año en un bosque de terra firme (Leopoldo et al. 1987) y 0,006 kg P/ha/año en un bosque de tierras altas que bordea un lago inundable (Lesack y Melack 1996). Las exportaciones fueron un orden de magnitud más altas en un bosque montano bajo en Ecuador, alcanzando 0,6 kg/ha/año (Wilcke et al. 2008).

5.7 Conclusiones

El régimen de precipitaciones, caudales fluviales e inundaciones de la Amazonía exhibe una variabilidad considerable a escala estacional, interanual e interdecadal, y los eventos extremos de

inundaciones y sequías se han vuelto más comunes en las últimas dos décadas. La variabilidad estacional está controlada principalmente por el forzamiento solar. Los eventos ENOS son una de las principales causas de la variación interanual de las precipitaciones, el caudal y la extensión de las llanuras aluviales en la cuenca Amazónica. El Niño del Pacífico Central (La Niña) está relacionado con déficits (excesos) de lluvia en la parte superior de la cuenca (región andina de Colombia, Ecuador y Perú), pero estas anomalías son más débiles durante eventos de El Niño del Pacífico Oriental (La Niña). Durante los eventos de El Niño en el Pacífico oriental, las anomalías de lluvia son más fuertes en la cuenca del Madeira. Los modos interanuales de variabilidad están modulados por modos interdecadales de los océanos cercanos, como la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico. Además, las lluvias extremas y los eventos de inundación no están necesariamente asociados con los eventos ENOS.

Las interacciones entre la circulación atmosférica a gran escala y las circulaciones orográficas inducidas dan como resultado una alta variabilidad espacial de la precipitación sobre la región andino-amazónica, que puede alcanzar los 7.000 mm/año, los niveles de precipitación más altos vistos en cualquier parte de la cuenca Amazónica. Como resultado de estas interacciones, las cuencas andinas también muestran la mayor escorrentía por unidad de área, y los ríos andinos transportan sedimentos, contaminantes y nutrientes aguas abajo hacia las tierras bajas del Amazonas.

5.8 Recomendaciones

- Los principales procesos del sistema hidroclimático amazónico (convección, circulaciones de mesoescala, procesos superficiales terrestres) están asociados a la presencia de la selva tropical. Preservar y restaurar la selva amazónica es esencial para mantener estos procesos, que son importantes a nivel local, para los Andes, para América del Sur y globalmente.

- Todavía se desconoce qué factores impulsan las recientes aceleraciones en la variabilidad climática interanual, particularmente dadas las interacciones entre la deforestación, los cambios en las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero y los modos naturales de variabilidad climática. Se necesita más investigación para atribuir las causas de esta aceleración y reducir las incertidumbres, ayudando a predecir impactos y definir estrategias de conservación.

5.9 Referencias

- Aceituno P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II. Upper-air circulation. *J Clim* **2**: 341–55.
- Aguiar RG, Manzi AO, Priante Filho N, *et al.* 2006. Fluxos de massa e Energia em uma Floresta Tropical do Sudoeste da Amazônia. *Alvarado ST, Silva TSF, and Archibald S.* 2018. Management impacts on fire occurrence: A comparison of fire regimes of African and South American tropical savannas in different protected areas. *J Environ Manage* **218**: 79–87.
- Alves D, Soares JV, Amaral S, *et al.* 1997. Biomass of primary and secondary vegetation in Rondônia, Western Brazilian Amazon. *Glob Chang Biol* **3**: 451–61.
- Ambrizzi T and Ferraz SET. 2015. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. *Front Environ Sci* **3**: 23.
- Andreoli R V and Kayano MT. 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int J Climatol A J R Meteorol Soc* **25**: 2017–30.
- Andreoli RV, Ferreira de Souza RA, Kayano MT, and Candido LA. 2012. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *Int J Climatol* **32**: 1193–205.
- Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, *et al.* 2018. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat Commun* **9**: 536.
- Arango-Ruda E and Poveda G. 2019. Efectos de El Niño y La Niña sobre la hidrología de la Amazonia colombiana. *Rev Colomb Amaz Nueva Época* **11**: 33–58.
- Araujo RF, Nelson BW, Celes CHS, and Chambers JQ. 2017. Regional distribution of large blowdown patches across Amazonia in 2005 caused by a single convective squall line. *Geophys Res Lett* **44**: 7793–8.
- Arias PA, Fu R, Vera C, and Rojas M. 2015. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Clim Dyn* **45**: 3183–203.
- Arias PA, Garreaud R, Poveda G, *et al.* 2020. Hydroclimate of the Andes Part II: Hydroclimate Variability and Sub-Continental Patterns. *Front Earth Sci* **8**.
- Arraut JM, Nobre C, Barbosa HMJ, *et al.* 2012. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *J Clim* **25**: 543–56.
- Barry RG. 2008. Mountain Weather and Climate Third Edition. Cambridge: Cambridge University Press.
- Beer C, Ciais P, Reichstein M, *et al.* 2009. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. *Global Biogeochem Cycles* **23**.
- Bonan GB. 1998. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J Clim* **11**: 1307–26.
- Bookhagen B and Strecker MR. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophys Res Lett* **35**: L06403.
- Bordon NG, Nogueira A, Leal Filho N, and Higuchi N. 2019. Blowdown disturbance effect on the density, richness and species composition of the seed bank in Central Amazonia. *For Ecol Manage* **453**: 117633.
- Borma LS, Rocha HR da, Cabral OM, *et al.* 2009. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. *J Geophys Res* **114**: G01003.
- Brando PM, Balch JK, Nepstad DC, *et al.* 2014. Abrupt increases in Amazonian tree mortality due to drought-fire interactions. *Proc Natl Acad Sci* **111**: 6347–52.
- Builes-Jaramillo A and Poveda G. 2018. Conjoint Analysis of Surface and Atmospheric Water Balances in the Andes-Amazon System. *Water Resour Res* **54**: 3472–89.
- Builes-Jaramillo A, Marwan N, Poveda G, and Kurths J. 2018a. Nonlinear interactions between the Amazon River basin and the Tropical North Atlantic at interannual timescales. *Clim Dyn* **50**: 2951–69.
- Builes-Jaramillo A, Ramos AMT, and Poveda G. 2018b. Atmosphere-Land Bridge between the Pacific and Tropical North Atlantic SST's through the Amazon River basin during the 2005 and 2010 droughts. *Chaos An Interdiscip J Nonlinear Sci* **28**: 085705.
- Buscardo E, Nardoto G, Luizão F, *et al.* 2016. The Biogeochemistry of the Main Forest Vegetation Types in Amazonia
- Cai W, McPhaden MJ, Grimm AM, *et al.* 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nat Rev Earth Environ* **1**: 215–31.
- Campoizano L, Céleri R, Trachte K, *et al.* 2016. Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study. *Adv Meteorol* **2016**: 1–15.
- Campoizano L, Trachte K, Céleri R, *et al.* 2018. Climatology and teleconnections of mesoscale convective systems in an Andean Basin in Southern Ecuador: The case of the Paute Basin. *Adv Meteorol* **2018**: 1–13.
- Carmona Duque AM. 2015. Impacts of climate change and climate variability on the spatio-temporal hydrological dynamics of Amazonia.
- Castello L and Macedo MN. 2015. Large-scale degradation of Amazonian freshwater ecosystems. *Glob Chang Biol* **22**: 990–1007.
- Chambers JQ, Negron-Juarez RI, Marra DM, *et al.* 2013. The steady-state mosaic of disturbance and succession across an old-growth Central Amazon forest landscape. *Proc Natl Acad Sci* **110**: 3949–54.

- Chambers JQ, Robertson AL, Carneiro VMC, *et al.* 2009. Hyperspectral remote detection of niche partitioning among canopy trees driven by blowdown gap disturbances in the Central Amazon. *Oecologia* **160**: 107–17.
- Chavez SP and Takahashi K. 2017. Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *J Geophys Res Atmos* **122**: 5870–82.
- Christoffersen BO, Restrepo-Coupe N, Arain MA, *et al.* 2014. Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. *Agric For Meteorol* **191**: 33–50.
- Coe MT, Costa MH, and Howard EA. 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol Process An Int J* **22**: 2542–53.
- Coelho C, Cavalcanti I, Ito R, *et al.* 2013. As secas de 1998, 2005 e 2010. Análise climatológica. *Secas na Amaz Causas e Consequências of Textos Press São Paulo*: 89–116.
- Cohen JCP, Silva Dias MAF and Nobre CA. 1995. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Mon Weather Rev* **123**: 3163–74.
- Costa MH, Biajoli MC, Sanches L, *et al.* 2010. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *J Geophys Res* **115**: G04021.
- Costa MH and Foley JA. 1999. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin. *J Geophys Res Atmos* **104**: 14189–98.
- Costa MH, Souza-Filho JC, and Ribeiro A. 2004. Comments on “The Regional Evapotranspiration of the Amazon.” *J Hydrometeorol* **5**: 1279–80.
- Couto-Santos FR, Luizão FJ, and Carneiro Filho A. 2014. The influence of the conservation status and changes in the rainfall regime on forest-savanna mosaic dynamics in Northern Brazilian Amazonia. *Acta Amaz* **44**: 197–206.
- Cutrim EMC, Martin DW, Butzow DG, *et al.* 2000. Pilot Analysis of Hourly Rainfall in Central and Eastern Amazonia. *J Clim* **13**: 1326–34.
- da-Rocha HR, Manzi AO, Cabral OM, *et al.* 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J Geophys Res* **114**: G00B12.
- da-Rocha HR, Goulden ML, Miller SD, *et al.* 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol Appl* **14**: 22–32.
- de-Gonçalves LGG, Borak JS, Costa MH, *et al.* 2013. Overview of the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project (LBA-DMIP). *Agric For Meteorol* **182**: 111–27.
- de-Oliveira AA De and Mori SA. 1999. A central Amazonian terra firme forest. I. High tree species richness on poor soils. *Biodivers Conserv* **8**: 1219–44.
- Debartoli NS, Dubreuil V, Funatsu B, *et al.* 2015. Rainfall patterns in the Southern Amazon: a chronological perspective (1971–2010). *Clim Change* **132**: 251–64.
- Deegan LA, Neill C, Hupert CL, *et al.* 2011. Amazon deforestation alters small stream structure, nitrogen biogeochemistry and connectivity to larger rivers. *Biogeochemistry* **105**: 53–74.
- Dickinson RE, Oleson KW, Bonan G, *et al.* 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. *J Clim* **19**: 2302–24.
- dos-Santos LT dos, Magnabosco Marra D, Trumbore S, *et al.* 2016. Windthrows increase soil carbon stocks in a central Amazon forest. *Biogeosciences* **13**: 1299–308.
- dos-Santos MJ dos, Silva Dias MAF, and Freitas ED. 2014. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. *J Geophys Res Atmos* **119**: 13,233–13,249.
- Dowdy AJ and Mills GA. 2012. Atmospheric and fuel moisture characteristics associated with lightning-attributed fires. *J Appl Meteorol Climatol* **51**: 2025–37.
- Drumond A, Marengo J, Ambrizzi T, *et al.* 2014. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrol Earth Syst Sci* **18**: 2577–98.
- Drumond A, Nieto R, Gimeno L, and Ambrizzi T. 2008. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata basin. *J Geophys Res Atmos* **113**.
- Egger J, Blacutt L, Ghezzi F, *et al.* 2005. Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part I: observations. *Mon Weather Rev* **133**: 911–24.
- Eltahir EAB and Pal JS. 1996. Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *J Geophys Res Atmos* **101**: 26237–45.
- Espinoza JC, Chavez S, Ronchail J, *et al.* 2015. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resour Res* **51**: 3459–75.
- Espinoza JC, Garreaud R, Poveda G, *et al.* 2020. Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Front Earth Sci* **8**.
- Espinoza JC, Guyot JL, Ronchail J, *et al.* 2009a. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *J Hydrol* **375**: 297–311.
- Espinoza JC, Lengaigne M, Ronchail J, and Janicot S. 2012. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. *Clim Dyn* **38**: 121–40.
- Espinoza JC, Marengo JA, Ronchail J, *et al.* 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environ Res Lett* **9**: 124007.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, *et al.* 2009b. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int J Climatol* **29**: 1574–94.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, *et al.* 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys Res Lett* **38**: n/a-n/a.
- Espinoza JC, Ronchail J, Marengo JA, and Segura H. 2019. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). *Clim Dyn* **52**: 5413–30.
- Espinoza JC, Segura H, Ronchail J, *et al.* 2016. Evolution of wet-day and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. *Water Resour Res* **52**: 8546–60.

- Espinoza JC, Sörensson AA, Ronchail J, *et al.* 2019. Regional hydro-climatic changes in the Southern Amazon Basin (Upper Madeira Basin) during the 1982--2017 period. *J Hydrol Reg Stud* **26**: 100637.
- Espírito-Santo FDB, Keller M, Braswell B, *et al.* 2010. Storm intensity and old-growth forest disturbances in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **37**: n/a-n/a.
- Figueroa M, Armijos E, Espinoza JC, *et al.* 2020. On the relationship between reversal of the river stage (repiquetes), rainfall and low-level wind regimes over the western Amazon basin. *J Hydrol Reg Stud* **32**: 100752.
- Figueroa SN and Nobre CA. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climatol* **5**: 36–45.
- Figueroa SN, Satyamurty P, and Silva Dias PL Da. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J Atmos Sci* **52**: 1573–84.
- Fisher JB, Malhi Y, Bonal D, *et al.* 2009. The land--atmosphere water flux in the tropics. *Glob Chang Biol* **15**: 2694–714.
- Fitzjarrald DR, Sakai RK, Moraes OLL, *et al.* 2008. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. *J Geophys Res Biogeosciences* **113**.
- Foster DR, Knight DH, and Franklin JF. 1998. Landscape Patterns and Legacies Resulting from Large, Infrequent Forest Disturbances. *Ecosystems* **1**: 497–510.
- Fu R, Zhu B, and Dickinson RE. 1999. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *J Clim* **12**: 1306–21.
- Fujita TT. 1990. Downbursts: meteorological features and wind field characteristics. *J Wind Eng Ind Aerodyn* **36**: 75–86.
- Fujita TT. 1981. Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales. *J Atmos Sci* **38**: 1511–34.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, and Marengo J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **281**: 180–95.
- Garstang M, White S, Shugart HH, and Halverson J. 1998. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. *Meteorol Atmos Phys* **67**: 199–212.
- Garstang M and Fitzjarrald DR. 1999. Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics. Oxford University Press, USA.
- Garstang M, Massie Jr HL, Halverson J, *et al.* 1994. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon Weather Rev* **122**: 608–22.
- Gatti L V., Gloor M, Miller JB, *et al.* 2014. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature* **506**: 76–80.
- Germano MF and Oyama MD. 2020. Local Circulation Features in the Eastern Amazon: High-resolution Simulation. *J Aerosp Technol Manag* **12**.
- Germano MF, Vitorino MI, Cohen JCP, *et al.* 2017. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. *Atmos Sci Lett* **18**: 67–75.
- Getirana AC V., Dutra E, Guimberteau M, *et al.* 2014. Water Balance in the Amazon Basin from a Land Surface Model Ensemble. *J Hydrometeorol* **15**: 2586–614.
- Gimeno L, Dominguez F, Nieto R, *et al.* 2016. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annu Rev Environ Resour* **41**: 117–41.
- Gimeno L, Vázquez M, Eiras-Barca J, *et al.* 2020. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Rev* **201**: 103070.
- Giovanettone JP and Barros AP. 2009. Probing Regional Orographic Controls of Precipitation and Cloudiness in the Central Andes Using Satellite Data. *J Hydrometeorol* **10**: 167–82.
- Gloor E, Wilson C, Chipperfield MP, *et al.* 2018. Tropical land carbon cycle responses to 2015/16 El Niño as recorded by atmospheric greenhouse gas and remote sensing data. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **373**: 20170302.
- Gloor M, Brienen RJW, Galbraith D, *et al.* 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys Res Lett* **40**: 1729–33.
- Gora EM, Burchfield JC, Muller-Landau HC, *et al.* 2020. Pantropical geography of lightning-caused disturbance and its implications for tropical forests. *Glob Chang Biol* **26**: 5017–26.
- Gotsch SG, Geiger EL, Franco AC, *et al.* 2010. Allocation to leaf area and sapwood area affects water relations of co-occurring savanna and forest trees. *Oecologia* **163**: 291–301.
- Goulding M, Barthem R, and Ferreira EJG. 2003. The Smithsonian atlas of the Amazon.
- Greco S, Scala J, Halverson J, *et al.* 1994. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. *Mon Weather Rev* **122**: 623–35.
- Greco S, Swap R, Garstang M, *et al.* 1990. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. *J Geophys Res Atmos* **95**: 17001–14.
- Gu G and Adler RF. 2019. Precipitation, temperature, and moisture transport variations associated with two distinct ENSO flavors during 1979–2014. *Clim Dyn* **52**: 7249–65.
- Hansen MC, Potapov P V, Moore R, *et al.* 2013. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science* **342**: 850–3.
- Hasler N and Avissar R. 2007. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? *J Hydrometeorol* **8**: 380–95.
- Hess LL, Melack JM, Affonso AG, *et al.* 2015. Wetlands of the lowland Amazon basin: Extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar. *Wetlands* **35**: 745–56.
- Hirota M, Nobre C, Oyama MD, and Bustamante MM. 2010. The climatic sensitivity of the forest, savanna and forest-savanna transition in tropical South America. *New Phytol* **187**: 707–19.
- Hodnett MG, Vendrame I, O. Marques Filho A De, *et al.* 1997. Soil water storage and groundwater behaviour in a catenary sequence beneath forest in central Amazonia: I. Comparisons between plateau, slope and valley floor. *Hydrol Earth Syst Sci* **1**: 265–77.
- Hoffmann WA, Adasme R, Haridasan M, *et al.* 2009. Tree topkill, not mortality, governs the dynamics of savanna-forest boundaries under frequent fire in central Brazil. *Ecology* **90**: 1326–37.
- Hoffmann WA, Geiger EL, Gotsch SG, *et al.* 2012. Ecological thresholds at the savanna-forest boundary: how plant traits, resources and fire govern the distribution of tropical biomes (F Lloret, Ed). *Ecol Lett* **15**: 759–68.

- Horel JD, Hahmann AN, and Geisler JE. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J Clim* **2**: 1388–403.
- House JI, Archer S, Breshears DD, and Scholes RJ. 2003. Conundrums in mixed woody-herbaceous plant systems. *J Biogeogr* **30**: 1763–77.
- Houze Jr RA. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Rev Geophys* **50**.
- Hoyos I, Dominguez F, Cañón-Barriga J, et al. 2017. Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America. *Clim Dyn* **50**: 971–90.
- Huggel C, Raissig A, Rohrer M, et al. 2015. How useful and reliable are disaster databases in the context of climate and global change? A comparative case study analysis in Peru. *Nat Hazards Earth Syst Sci* **15**: 475–85.
- Hutyra LR, Munger JW, Nobre CA, et al. 2005. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia. *Geophys Res Lett* **32**: L24712.
- IPCC Climate Change. 2014. Synthesis Report - Contribution of Working groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jiménez-Muñoz JC, Marengo JA, Alves LM, et al. (2021). The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *Int J Climatol* **41**: 3761–80.
- Jiménez-Muñoz JC, Barichivich J, Mattar C, et al. 2018. Spatio-temporal patterns of thermal anomalies and drought over tropical forests driven by recent extreme climatic anomalies. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **373**: 20170300.
- Jiménez-Muñoz JC, Mattar C, Barichivich J, et al. 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015--2016. *Sci Rep* **6**: 1–7.
- Jiménez-Sánchez G, Markowski PM, Jewtoukoff V, et al. 2019. The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model. *J Geophys Res Atmos* **124**: 10696–711.
- Jones C. 2019. Recent changes in the South America low-level jet. *npj Clim Atmos Sci* **2**: 20.
- Jones C and Carvalho LM V. 2018. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. *NPJ Clim Atmos Sci* **1**: 1–7.
- Juárez RIN, Hodnett MG, Fu R, et al. 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *J Clim* **20**: 2827–39.
- Junk WJ, Piedade MTF, Schöngart J, and Wittmann F. 2012. A classification of major natural habitats of Amazonian white-water river floodplains (várzeas). *Wetl Ecol Manag* **20**: 461–75.
- Junquas C, Li L, Vera CS, et al. 2015. Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Clim Dyn* **46**: 3941–63.
- Junquas C, Takahashi K, Condom T, et al. 2018. Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Clim Dyn* **50**: 3995–4017.
- Kayano MT and Capistrano VB. 2014. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *Int J Climatol* **34**: 162–78.
- Keller M, Alencar A, Asner GP, et al. 2004. Ecological research in the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia: early results. *Ecol Appl* **14**: 3–16.
- Kousky VE. 1980. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Mon Weather Rev* **108**: 488–98.
- Kumar S, Moya-Álvarez AS, Castillo-Velarde C Del, et al. 2020. Effect of low-level flow and Andes mountain on the tropical and mid-latitude precipitating cloud systems: GPM observations. *Theor Appl Climatol* **141**: 157–72.
- Laraque A, Ronchail J, Cochonneau G, et al. 2007. Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *J Hydrometeorol* **8**: 1364–81.
- Lavado-Casimiro WS, Ronchail J, Labat D, et al. 2012. Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrol Sci J* **57**: 625–42.
- Lavado-Casimiro W and Espinoza JC. 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965–2007). *Rev Bras Meteorol* **29**: 171–82.
- Lenters JD and Cook KH. 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J Atmos Sci* **54**: 656–78.
- Leopoldo PR, Franken W, Salati E, and Ribeiro MN. 1987. Towards a water balance in the Central Amazonian region. *Experientia* **43**: 222–33.
- Lesack LW and Melack J. 1996. Mass balance of major solutes in a rainforest catchment in the Central Amazon: Implications for nutrient budgets in tropical rainforests. *Biogeochemistry* **32**.
- Lewis SL, Brando PM, Phillips OL, et al. 2011. The 2010 amazon drought. *Science* **331**: 554.
- Liebmann B and Mechoso CR. 2011. The South American Monsoon System. In: Chih-Pei Chang et al. (Ed). The Global Monsoon System: Research and Forecast, 2nd Edition. World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate. The Global Monsoon System.
- Liebmann B, Camargo SJ, Seth A, et al. 2007. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. *J Clim* **20**: 2037–50.
- Liebmann B and Marengo J. 2001. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *J Clim* **14**: 4308–18.
- Liebmann B and Smith CA. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Am Meteorol Soc* **77**: 1275–7.
- Lloyd J, Goulden ML, Ometto JP, et al. 2009. Ecophysiology of forest and savanna vegetation. In: Geophysical Monograph Series.
- Magnabosco Marra D, Chambers JQ, Higuchi N, et al. 2014. Large-Scale Wind Disturbances Promote Tree Diversity in a Central Amazon Forest (HYH Chen, Ed). *PLoS One* **9**: e103711.
- Magnabosco Marra D, Trumbore SE, Higuchi N, et al. 2018. Windthrows control biomass patterns and functional composition of Amazon forests. *Glob Chang Biol* **24**: 5867–81.
- Marengo JA, Liebmann B, Grimm AM, et al. 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *Int J Climatol* **32**: 1–21.

- Marengo JA. 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. *Clim Dyn* **24**: 11–22.
- Marengo JA, Nobre CA, Tomasella J, et al. 2008. The Drought of Amazonia in 2005. *J Clim* **21**: 495–516.
- Marengo JA, Tomasella J, Alves LM, et al. 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **38**.
- Marengo JA, Alves LM, Soares WR, et al. 2013. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil. *J Clim* **26**: 9137–54.
- Marengo JA, Soares WR, Saulo C, and Nicolini M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J Clim* **17**: 2261–80.
- Marengo JA, Souza Jr CM, Thonicke K, et al. 2018. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. *Front Earth Sci* **6**: 228.
- Marengo JA and Espinoza JC. 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *Int J Climatol* **36**: 1033–50.
- Marra DM, Fagg CW, Pereira BA da S, and Felfili JM. 2014. Árvores e variáveis ambientais influenciam a regeneração natural de uma floresta estacional decidual no Brasil Central. *Neotrop Biol Conserv* **9**.
- Martinelli LA, Coletta LD, Ravagnani EC, et al. 2010. Dissolved nitrogen in rivers: comparing pristine and impacted regions of Brazil. *Brazilian J Biol* **70**: 709–22.
- Matos AP and Cohen JCP. 2016. Circulação de Brisa Fluvial e a Banda de Precipitação na Margem Leste da Baía De Marajó. *Ciência e Nat* **38**: 21.
- Mayta VC, Ambrizzi T, Espinoza JC, and Silva Dias PL. 2018. The role of the Madden-Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *Int J Climatol* **39**: 343–60.
- McClain ME and Naiman RJ. 2008. Andean influences on the biogeochemistry and ecology of the Amazon River. *Bioscience* **58**: 325–38.
- McDowell N, Allen CD, Anderson-Teixeira K, et al. 2018. Drivers and mechanisms of tree mortality in moist tropical forests. *New Phytol* **219**: 851–69.
- Medeiros PM, Seidel M, Ward ND, et al. 2015. Fate of the Amazon River dissolved organic matter in the tropical Atlantic Ocean. *Global Biogeochem Cycles* **29**: 677–90.
- Melack JM and Coe MT. 2013. Climate change and the Floodplain Lakes of the Amazon Basin. *Amaz Glob Chang (eds Goldman CR, Kumagai M, Robarts R)*: 295–310.
- Miller STK. 2003. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Rev Geophys* **41**: 1011.
- Mitchell SJ. 2013. Wind as a natural disturbance agent in forests: a synthesis. *Forestry* **86**: 147–57.
- Molina-Carpio J, Espinoza JC, Vauchel P, et al. 2017. Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends. *Hydrol Sci J* **62**: 911–27.
- Moquet J-S, Crave A, Viers J, et al. 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chem Geol* **287**: 1–26.
- Nauslar N, Kaplan M, Wallmann J, and Brown T. 2013. A forecast procedure for dry thunderstorms. *J Oper Meteorol* **1**: 200–14.
- Navarro-Monterroza E, Arias PA, and Vieira SC. 2019. El Niño-Oscilación del Sur, fase Modoki, y sus efectos en la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia. *Rev la Acad Colomb Ciencias Exactas, Físicas y Nat* **43**: 120.
- Negrón-Juárez RI, Chambers JQ, Guimaraes G, et al. 2010. Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross-basin squall line event. *Geophys Res Lett* **37**: n/a-n/a.
- Negrón-Juárez RI, Chambers JQ, Marra DM, et al. 2011. Detection of subpixel treefall gaps with Landsat imagery in Central Amazon forests. *Remote Sens Environ* **115**: 3322–8.
- Negrón-Juárez RI, Holm JA, Marra DM, et al. 2018. Vulnerability of Amazon forests to storm-driven tree mortality. *Environ Res Lett* **13**: 54021.
- Negrón-Juárez R, Jenkins H, Raupp C, et al. 2017. Windthrow Variability in Central Amazonia. *Atmosphere (Basel)* **8**: 28.
- Nelson BW. 1994. Natural forest disturbance and change in the Brazilian Amazon. *Remote Sens Rev* **10**: 105–25.
- Nelson BW, Kapos V, Adams JB, et al. 1994. Forest disturbance by large blowdowns in the Brazilian Amazon. *Ecology* **75**: 853–8.
- Nobre CA, Sampaio G, Borma LS, et al. 2016. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proc Natl Acad Sci* **113**: 10759–68.
- Nobre CA, Sellers PJ, and Shukla J. 1991. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *J Clim* **4**: 957–88.
- Ovando A, Tomasella J, Rodriguez DA, et al. 2016. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. *J Hydrol Reg Stud* **5**: 293–308.
- Paiva RCD, Buarque DC, Clarke RT, et al. 2011. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophys Res Lett* **38**.
- Peterson CJ, Ribeiro GHP de M, Negrón-Juárez R, et al. 2019. Critical wind speeds suggest wind could be an important disturbance agent in Amazonian forests. *For An Int J For Res* **92**: 444–59.
- Piedade MTF, Worbes M, and Junk WJ. 2001. Geoecological Controls on Elemental Fluxes in Communities of Higher Plants. *Biogeochem Amaz Basin*: 209.
- Planchon O, Damato F, Dubreuil V, and Gouéry P. 2006. A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorol Appl A J Forecast Pract Appl Train Tech Model* **13**: 225–34.
- Poveda G, Espinoza JC, Zuluaga MD, et al. 2020. High Impact Weather Events in the Andes. *Front Earth Sci* **8**.
- Poveda G, Jaramillo L, and Vallejo LF. 2014. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resour Res* **50**: 98–118.
- Poveda G, Mesa OJ, Salazar LF, et al. 2005. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Mon Weather Rev* **133**: 228–40.
- Poveda G, Waylen PR, and Pulwarty RS. 2006. Modern climate variability in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **234**: 3–27.
- Ramos-Neto MB and Pivello VR. 2000. Lightning fires in a Brazilian savanna National Park: rethinking management strategies. *Environ Manage* **26**: 675–84.

- Rao VB and Hada K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor Appl Climatol* **42**: 81–91.
- Rao VB, Franchito SH, Santo CME, and Gan MA. 2016. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979–2011. *Int J Climatol* **36**: 291–302.
- Ratnam J, Bond WJ, Fensham RJ, *et al.* 2011. When is a ‘forest’ a savanna, and why does it matter? *Glob Ecol Biogeogr* **20**: 653–60.
- Ribeiro GHPM, Chambers JQ, Peterson CJ, *et al.* 2016. Mechanical vulnerability and resistance to snapping and uprooting for Central Amazon tree species. *For Ecol Manage* **380**: 1–10.
- Ribeiro M de NG and Adis J. 1984. Local rainfall variability-A potential bias for bioecological studies in the Central Amazon. *Acta Amaz* **14**: 159–74.
- Ricarte RMD, Herdies DL, and Barbosa TF. 2014. Patterns of atmospheric circulation associated with cold outbreaks in southern Amazonia. *Meteorol Appl* **22**: 129–40.
- Richey JE, Nobre C, and Deser C. 1989. Amazon River Discharge and Climate Variability: 1903 to 1985. *Science* **246**: 101–3.
- Rifai SW, Urquiza Muñoz JD, Negrón-Juárez RI, *et al.* 2016. Landscape-scale consequences of differential tree mortality from catastrophic wind disturbance in the Amazon. *Ecol Appl* **26**: 2225–37.
- Roe GH. 2005. Orographic precipitation. *Annu Rev Earth Planet Sci* **33**: 645–71.
- Rollenbeck R and Bendix J. 2011. Rainfall distribution in the Andes of southern Ecuador derived from blending weather radar data and meteorological field observations. *Atmos Res* **99**: 277–89.
- Romatschke U and Houze RA. 2013. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. *J Hydrometeorol* **14**: 25–46.
- Ronchail J, Cochonneau G, Molinier M, *et al.* 2002. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *Int J Climatol* **22**: 1663–86.
- Saavedra M, Junquas C, Espinoza J-C, and Silva Y. 2020. Impacts of topography and land use changes on the air surface temperature and precipitation over the central Peruvian Andes. *Atmos Res* **234**: 104711.
- Salati E, Dall’Olio A, Matsui E, and Gat JR. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. *Water Resour Res* **15**: 1250–8.
- Salazar Villegas JF, Poveda GJ, and Salazar LFV. 2004. Balances hidrológicos y estimación de caudales extremos en la Amazonia.
- Schwartz NB, Uriarte M, DeFries R, *et al.* 2017. Fragmentation increases wind disturbance impacts on forest structure and carbon stocks in a western Amazonian landscape. *Ecol Appl* **27**: 1901–15.
- Segura H, Espinoza JC, Junquas C, *et al.* 2020. Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Clim Dyn*: 1–19.
- Segura H, Junquas C, Espinoza JC, *et al.* 2019. New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Clim Dyn* **53**: 405–26.
- Shuttleworth WJ. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc R Soc London Ser B Biol Sci* **233**: 321–46.
- Silva Dias MAF, Silva Dias PL, Longo M, *et al.* 2004. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. *Theor Appl Climatol* **78**.
- Silva Dias MA. 1987. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo à Curto Prazo. *Rev Bras Meteorol* **2**: 133–57.
- Silva Dias PL, Schubert WH, and De Maria M. 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J Atmos Sci* **40**: 2689–707.
- Silva Y, Takahashi K, and Chávez R. 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Adv Geosci* **14**: 261–4.
- Silvério D V., Brando PM, Bustamante MMC, *et al.* 2019. Fire, fragmentation, and windstorms: A recipe for tropical forest degradation (D Edwards, Ed). *J Ecol* **107**: 656–67.
- Smith NJH. 2002. Amazon sweet sea: land, life, and water at the river’s mouth. University of Texas Press.
- Sommer R, Fölster H, Vielhauer K, *et al.* 2003. Deep soil water dynamics and depletion by secondary vegetation in the Eastern Amazon. *Soil Sci Soc Am J* **67**: 1672–86.
- Sorribas MV, Paiva RCD, Melack JM, *et al.* 2016. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Clim Change* **136**: 555–70.
- Souza Filho PWM. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Rev Bras Geofísica* **23**: 427–35.
- Souza EB and Ambrizzi T. 2006. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *Int J Climatol* **26**: 1759–76.
- Staal A, Tuinenburg OA, Bosmans JHC, *et al.* 2018. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nat Clim Chang* **8**: 539–43.
- Sulca J, Takahashi K, Espinoza J-C, *et al.* 2018. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *Int J Climatol* **38**: 420–35.
- Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, and Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys Res Lett* **38**.
- Tedeschi RG and Collins M. 2017. The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. *Int J Climatol* **37**: 3319–39.
- Torello-Raventos M, Feldpausch TR, Veenendaal E, *et al.* 2013. On the delineation of tropical vegetation types with an emphasis on forest/savanna transitions. *Plant Ecol & Divers* **6**: 101–37.
- Trachte K, Rollenbeck R, and Bendix J. 2010a. Nocturnal convective cloud formation under clear-sky conditions at the eastern Andes of south Ecuador. *J Geophys Res Atmos* **115**.
- Trachte K, Nauss T, and Bendix J. 2010b. The impact of different terrain configurations on the formation and dynamics of katabatic flows: Idealised case studies. *Boundary-layer Meteorol* **134**: 307–25.
- Trumbore S, Brando P, and Hartmann H. 2015. Forest health and global change. *Science* **349**: 814–8.
- Turner MG. 2010. Disturbance and landscape dynamics in a changing world. *Ecology* **91**: 2833–49.

- Vauchel P, Santini W, Guyot JL, *et al.* 2017. A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme. *J Hydrol* **553**: 35–48.
- Vera C, Baez J, Douglas M, *et al.* 2006b. The South American low-level jet experiment. *Bull Am Meteorol Soc* **87**: 63–78.
- Vera C, Higgins W, Amador J, *et al.* 2006a. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J Clim* **19**: 4977–5000.
- Viana LP and Herdies DL. 2018. Case Study of a Cold air Outbreak Incursion Extreme Event in July 2013 on Brazilian Amazon Basin. *Rev Bras Meteorol* **33**: 27–39.
- Viegas DX. 2012. Extreme fire behaviour. *For Manag Technol Pract Impact*: 1–56.
- Vourlitis GL, Filho NP, Hayashi MMS, *et al.* 2002. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water Resour Res* **38**: 30–1.
- Wallace JM and Hobbs P V. 2006. Atmospheric science: an introductory survey. Elsevier.
- Wanzeler RTS. 2018. Períodos ativos e inativos da brisa nas regiões do Centro de Lançamento de Alcântara e de Belém/PA durante o período seco.
- Weng W, Luedeke MKB, Zemp DC, *et al.* 2018. Aerial and surface rivers: downwind impacts on water availability from land use changes in Amazonia. *Hydrol Earth Syst Sci* **22**: 911–27.
- Werth D and Avissar R. 2004. The regional evapotranspiration of the Amazon. *J Hydrometeorol* **5**: 100–9.
- Wilcke W, Leimer S, Peters T, *et al.* 2013. The nitrogen cycle of tropical montane forest in Ecuador turns inorganic under environmental change. *Global Biogeochem Cycles* **27**: 1194–204.
- Wilcke W, Oelmann Y, Schmitt A, *et al.* 2008. Soil properties and tree growth along an altitudinal transect in Ecuadorian tropical montane forest. *J Plant Nutr Soil Sci* **171**: 220–30.
- Williams E, Dall' Antonia A, Dall' Antonia V, *et al.* 2005. The drought of the century in the Amazon Basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amaz* **35**: 231–8.
- Williams MR and Melack JM. 1997. Solute export from forested and partially deforested catchments in the central Amazon. *Biogeochemistry* **38**: 67–102.
- Yanoviak SP, Gora EM, Bitzer PM, *et al.* 2020. Lightning is a major cause of large tree mortality in a lowland neotropical forest. *New Phytol* **225**: 1936–44.
- Zeng N. 1999. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res Atmos* **104**: 9097–106.
- Zeng N, Yoon J-H, Marengo JA, *et al.* 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ Res Lett* **3**: 14002.
- Zheleznova I V and Gushchina DY. 2017. Hadley and Walker circulation anomalies associated with the two types of El Niño. *Russ Meteorol Hydrol* **42**: 625–34.
- Zhou J and Lau KM. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *J Clim* **11**: 1020–40.

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

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

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