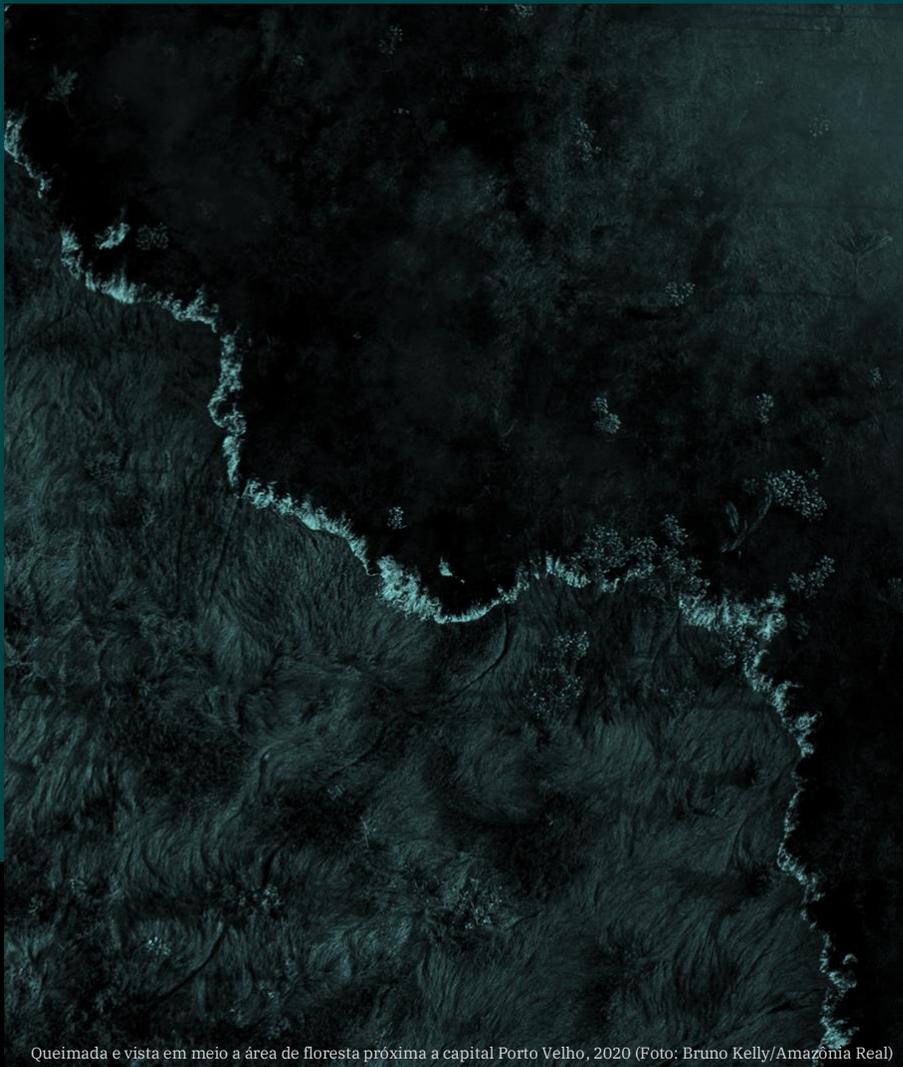


# Capítulo 6 En Resumen

## Ciclos biogeoquímicos en la Amazonía



Queimada e vista em meio a área de floresta próxima a capital Porto Velho, 2020 (Foto: Bruno Kelly/Amazônia Real)



**THE AMAZON WE WANT**  
Science Panel for the Amazon

## Ciclos biogeoquímicos en la Amazonía

Yadvinder Malhi<sup>a</sup>, John Melack<sup>b</sup>, Luciana V. Gatti<sup>c,d</sup>, Jean Ometto<sup>b</sup>, Jürgen Kesselmeier<sup>e</sup>, Stefan Wolff<sup>f</sup>, Luiz E.O. Aragão<sup>b,f</sup>, Marcos Costa<sup>g</sup>, Scott Saleska<sup>h</sup>, Sunitha R. Pangala<sup>i</sup>, Luana S. Basso<sup>b</sup>, Luciana Rizzo<sup>j</sup>, Alessandro C. de Araiújo<sup>j</sup>, Natalia Restrepo-Coupe<sup>k</sup>

### Mensajes claves y recomendaciones

- 1) La cuenca del Amazonas aporta alrededor del 16% de la productividad fotosintética terrestre global en los sistemas naturales. La variabilidad interanual de la Amazonía contribuye en gran medida a la variabilidad interanual del ciclo global del carbono (C).
- 2) La selva Amazónica almacena grandes cantidades de carbono, que no debería liberarse a la atmósfera. En las últimas décadas, la Amazonía virgen ha sido un importante sumidero de carbono, reduciendo el cambio climático. Este sumidero de carbono se está debilitando con el tiempo, posiblemente a causa de la mayor frecuencia de sequías y al aumento de las temperaturas.
- 3) Las emisiones de metano (CH<sub>4</sub>) de la Amazonía proceden principalmente de los humedales y se calcula que representan entre el 6% y el 8% de las emisiones mundiales de CH<sub>4</sub>, aunque siguen existiendo grandes incertidumbres tanto en las fuentes como en los sumideros.
- 4) La Amazonía tiene una gran influencia en el ciclo de los aerosoles y la formación de nubes lo que influye en la circulación atmosférica y el albedo. La cantidad de Compuestos Orgánicos Volátiles reactivos (COV), sus vías de emisión y la reactividad oxidativa resultante en la atmósfera, repercutiéndole en la reactividad y capacidad oxidativa e impacta en la producción de

Aerosoles Orgánicos Secundarios (AOS), evapotranspiración, condensación del agua y las precipitaciones que son todavía poco conocidos.

**Resumen** Este capítulo resume los ciclos de tres elementos biogeoquímicos clave: carbono, nitrógeno y fósforo, centrándose en el carbono y abarcando tanto los ecosistemas terrestres como los acuáticos de la Amazonía. El capítulo también examina las emisiones de dos gases traza cruciales que contribuyen sustancialmente al calentamiento radiativo: metano y óxido de nitrógeno (N<sub>2</sub>O), y resume las emisiones de gases traza y aerosoles de la Amazonía y su impacto en la contaminación atmosférica, las propiedades de las nubes y el ciclo del agua.

**El ciclo del carbono en la Amazonía en los últimos un millón de años** Los últimos un (1) millón de años han estado dominados por un ciclo climático de unos 100.000 años, de los cuales 90% son de clima frío con bajo nivel de CO<sub>2</sub> atmosférico (~180 ppm) y una variabilidad climática extrema, interrumpidos por períodos cortos (~10.000 años) de condiciones más cálidas y húmedas, con mayor nivel de CO<sub>2</sub> (~280 ppm) y un clima más estable (el Holoceno es un excelente ejemplo). Las bajas concentraciones de CO<sub>2</sub> de los periodos glaciares (180 ppm) pueden estar cerca del umbral de viabilidad de la

<sup>a</sup> Environmental Change Institute, School of Geography and the Environment, University of Oxford, South Parks Road, Oxford OX1 3QY, Reino Unido, yadvinder.malhi@ouce.ox.ac.uk

<sup>b</sup> Bren School of Environmental Science and Management, University of California, Bren Hall 2400, Santa Barbara CA 93117, USA

<sup>c</sup> Centro de Ciencias del Sistema Terrestre (CCST), Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales (INPE), Av. dos Astronautas, 1.758, Jardim da Granja, São José dos Campos SP 12227-010, Brasil

<sup>d</sup> Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, Av. Prof. Lineu Prestes, 2242, Butantã, São Paulo SP 05508-000, Brazil

<sup>e</sup> Multiphase Chemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, Hahn-Meitner-Weg 1, 55128 Mainz, Germany

<sup>f</sup> College of Life and Environmental Sciences, University of Exeter, Stocker Road, Exeter EX4 4PY, UK

<sup>g</sup> Departamento de Ingeniería Agrícola, Universidad Federal de Viçosa, Av. Peter Henry Rolfs, Viçosa MG 36570-900, Brazil

<sup>h</sup> Department of Ecology and Evolutionary Biology, University of Arizona, Tucson AZ 85721, USA

<sup>i</sup> Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Library Avenue, Bailrigg, Lancaster LA1 4YQ, UK

<sup>j</sup> Empresa Brasileira de Investigación Agropecuaria (EMBRAPA), Travessa Dr Eneas Pinheiro, Belém PA, Brazil

<sup>k</sup> School of Life Sciences, University of Technology Sydney, 15 Broadway, Ultimo NSW 2007, Australia

fotosíntesis, y tendría reducido bastante la productividad de los ecosistemas.

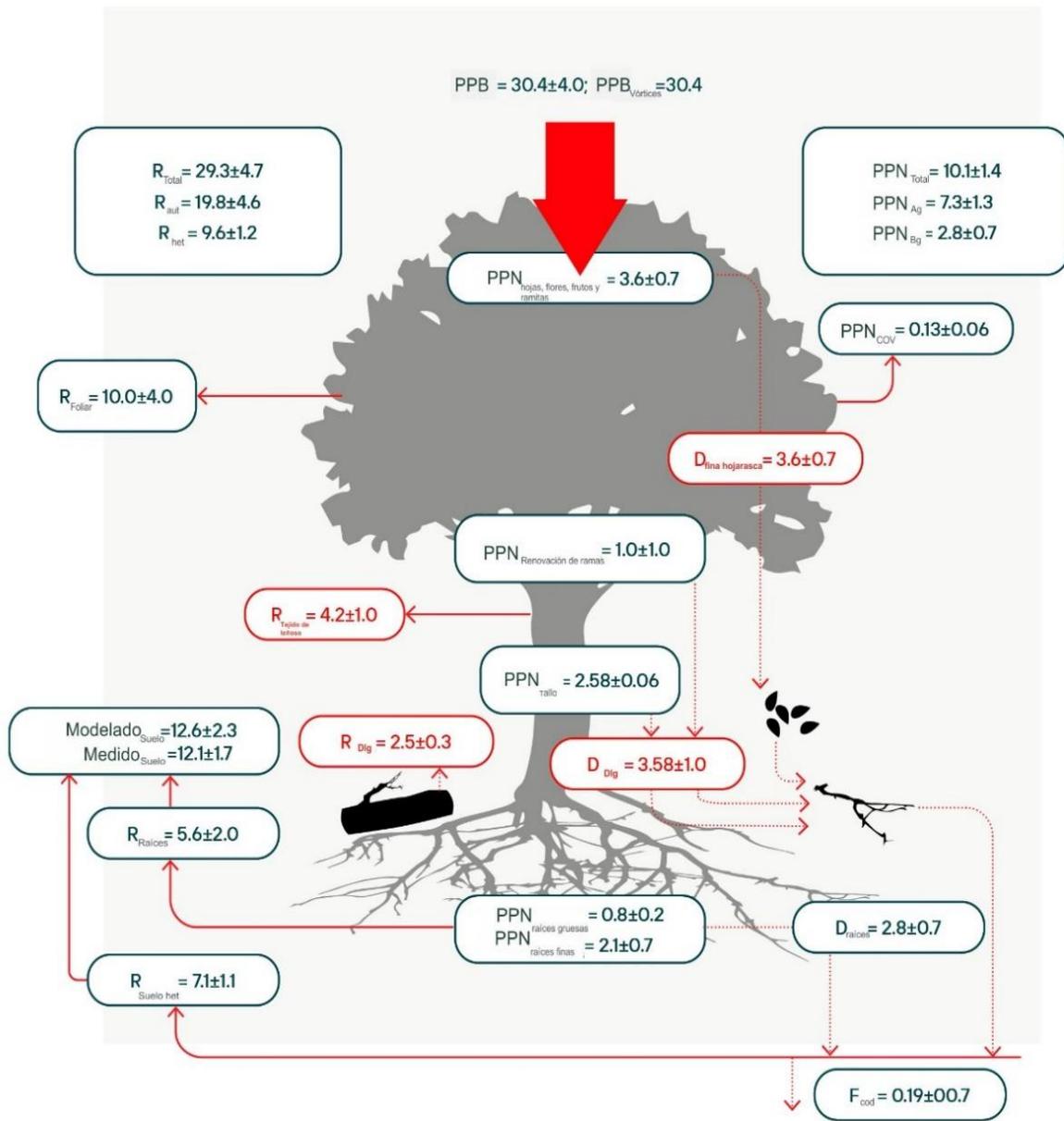
Se ha especulado mucho sobre cómo variaron los bosques amazónicos durante los ciclos glaciares-interglaciares. Haffer (1969)<sup>1</sup> sugirió que durante los máximos glaciares el bioma forestal se replegaba en refugios separados por el Cerrado. Esta hipótesis no ha perdurado con el tiempo, y el consenso actual es que la extensión de los bosques durante los periodos glaciares solamente experimentó un modesto retroceso. Los datos paleoecológicos y de espeleoterapia<sup>i</sup> sugieren que el clima era indudablemente más seco, pero que las temperaturas mínimas disminuyeron las tasas de evapotranspiración y permitieron que el bosque persistiera<sup>2-4</sup>. Sin embargo, es posible que importantes zonas hayan sido bosques secos entremezclados con los húmedos. La variabilidad del clima puede haber permitido la apertura de un corredor ocasional de sabana en la Amazonía oriental. En general, es probable que las reservas de carbono de la Amazonía sólo se hayan reducido ligeramente con respecto a los valores actuales, pero la productividad se habría disminuido sustancialmente y el ritmo del ciclo del carbono sería más lento<sup>2</sup>.

En el último período interglaciar -el Holoceno (hace 11.700 años hasta el presente)-, la productividad de la selva tropical y las reservas de carbono aumentaron inicialmente con condiciones más cálidas, húmedas y de mayor CO<sub>2</sub>. Sin embargo, durante el Holoceno temprano-medio (hace unos 8500-3600 años), la reducción de las precipitaciones y el aumento en la frecuencia de los incendios afectaron a gran parte del sur de la región, lo que provocó el retroceso de los bosques y la expansión de la sabana y el bosque seco<sup>2</sup>. En el Holoceno tardío, el cinturón de lluvias y el bosque se expandieron gradualmente hacia el sur, lo que dio lugar a un probable aumento global de la biomasa forestal Amazónica, hasta alcanzar sus valores máximos en los últimos mil años<sup>2</sup>.

### **Procesos del ciclo del carbono en la Amazonía terrestre**

El balance neto de carbono de los sistemas amazónicos terrestres es el resultado de grandes flujos de captación y liberación de carbono. Con su estación de crecimiento de un año de duración, los bosques tropicales amazónicos se encuentran entre los ecosistemas naturales más productivos de la Tierra. Normalmente, alrededor de un tercio de la entrada de carbono en el bosque a través de la fotosíntesis es denominada Productividad Primaria Bruta (PPB) y se direcciona para la producción de biomasa de madera, raíces finas, hojas y tejidos reproductivos conocida como Productividad Primaria Neta (PPN) y dos tercios son utilizados por el metabolismo de las plantas, lo que resulta en la liberación de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y respiración autotrófica<sup>6</sup> (Figura 6.1) El crecimiento de la biomasa leñosa por encima del suelo - es una forma de medición de la absorción de carbono más común y representa solamente el 8% -13% del carbono absorbido por la fotosíntesis<sup>5</sup> como también, contribuye a la mayor parte del almacenamiento de carbono con una larga duración. La productividad del dosel y de las raíces finas representa cantidades similares de carbono, pero como los tejidos de las raíces finas son de corta duración, tienen un efecto despreciable en las reservas totales de biomasa<sup>6</sup>. La biomasa muerta (Hojarasca) es fragmentada y metabolizada por hongos, bacterias y macrofauna del suelo, liberando CO<sub>2</sub> a la atmósfera (respiración heterótrofa). Entre los flujos más pequeños se encuentran los compuestos orgánicos volátiles, el metano y el flujo de carbono orgánico disuelto en los arroyos. El balance neto de carbono de un bosque amazónico maduro de tierras altas podría esperarse que fuera aproximadamente cero, ya que la absorción de carbono mediante la fotosíntesis se compensa con la liberación de carbono a través de la respiración heterotrófica y autotrófica. Sin embargo, los registros a largo plazo sugieren una tasa neta de aumento de la biomasa de la vegetación de 0,6 Mg C ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> (donde Mg son 10<sup>3</sup> gramos) o alrededor del 2% de la fotosíntesis<sup>7</sup>, que puede ser el resultado de (i) perturbaciones episódicas y recuperación; (ii) que algunos árboles grandes y

<sup>i</sup>Geological formations in caves where mineral deposits accumulate over millennia.



**Figura 6.1** El ciclo del carbono de una selva amazónica típica (cerca de Manaus, Amazonia central). Adaptado de los datos de Malhi et al. (2009)<sup>6</sup>. PPB = Productividad Primaria Bruta (modelada como la suma de la Productividad Primaria Neta -PPN y respiración autótrofa), y  $-PPB_{\text{Vórtices}}$  medida directamente a partir de mediciones de torres de Vórtices ( $NEE + R_{\text{eco}}$ ): en donde  $NEE$  es flujo de carbono neto o intercambio neto de ecosistemas y  $R_{\text{eco}}$  es la combinación de respiración autótrofos y heterótrofos. La PPN en nivel total, tiene componentes aéreos (Ag) y subsuelo (Bg), y entre los componentes están: (i) la producción de copas (hojas, flores, frutos, ramitas); (ii) renovación de ramas; (iii) emisiones de carbono orgánico volátil (COV); (iv) producción de tejido leñoso por encima del suelo (tallo); (v) producción de raíces gruesas; (vi) producción de raíces finas. La Respiración (R) total, autótrofos (aut) y heterótrofos (het), y sus componentes son: (vii) respiración foliar; (viii) respiración del tejido leñoso; (ix) respiración de raíces; (x) respiración heterotrófica del suelo; (xi) la respiración total del suelo, ya sea directamente medida o modelada como suma de las entradas al ecosistema asumiendo que no hay cambios netos en las reservas de carbono del suelo. Flujos de detritos (D), como (xii) caída fina de hojarasca; (xiii) producción de detritos leñosos gruesos (Dlg); (xiv) producción de detritos radiculares (Dr); (xv) Exportación de carbono en forma de carbono orgánico disuelto ( $F_{\text{cod}}$ ) - Las unidades son  $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ .

longevos sigan acumulando biomasa durante muchos siglos; (iii) el aumento de la concentración de CO<sub>2</sub>, cambios en la temperatura o las precipitaciones que conducen a tendencias a largo plazo en la productividad y la respiración. La evidencia sugiere que esta acumulación se detiene (e incluso se invierte) en los años de sequía<sup>8</sup>, y que está disminuyendo a largo plazo<sup>7</sup>. Temporadas de sequía más prolongadas pueden hacer que, en un futuro próximo los bosques intactos se conviertan en fuentes netas de carbono, agravando así el cambio climático.

En general, la magnitud de la Productividad Primaria Bruta viene determinada más por la estacionalidad de las precipitaciones que por el estado de los nutrientes del suelo, encontrándose los valores más altos en los bosques del noroeste de la Amazonía -donde las precipitaciones son elevadas durante todo el año-, y los valores más bajos en las regiones con una prolongada estación seca. Las productividades más elevadas registradas en la Amazonía se encuentran en los bosques estacionales y relativamente fértiles cerca de Iquitos, Perú<sup>5</sup>. Los suelos arenosos, como los que se encuentran en la cuenca alta del río Negro soportan una menor productividad. Sin embargo, las tasas de Productividad Primaria Neta y de producción de biomasa leñosa no siguen el mismo patrón regional, ya que la fracción de fotosíntesis asignada a la producción de biomasa parece mayor en las regiones más secas de la Amazonía. Un gradiente de tasas de rotación de los árboles ocurre en el Amazonas, siendo los árboles del occidente y del sur de la Amazonía los que tienden a crecer más rápido y a morir primero, mientras que los árboles del bioma del este de la Amazonía (especialmente el escudo de Guayana) son de crecimiento lento y de larga vida<sup>9</sup>. Este cambio en la dinámica afecta a los patrones de biomasa, particularmente en el noreste de la Amazonía donde se encuentran los bosques con mayor biomasa<sup>10</sup>. Por lo tanto, en los bosques maduros, las tasas de crecimiento de los árboles se correlacionan negativamente con la biomasa forestal, y la mortalidad y rotación de los árboles que influyen en la biomasa más fuertemente que la productividad y las tasas de crecimiento. En los

sistemas montañosos de los Andes la productividad de los bosques disminuye con la altitud, reduciéndose a la mitad, a unos 3.000 metros<sup>11</sup>. La rotación de los bosques no está correlacionada con la altitud, por lo tanto, la biomasa forestal en las montañas se reduce en proporción a la disminución de la productividad. Tanto la magnitud como la naturaleza de las reservas de carbono del suelo varían mucho en la Amazonía. Los tipos de suelo van desde los ferralsoles altamente erosionados que dominan las partes orientales de la cuenca, pasando por suelos más jóvenes en la cuenca occidental y en las laderas montañosas más bajas, parches ocasionales de suelos arenosos orgánicos ricos en carbono, que predominan en las regiones de humedales, como en el norte de Perú y los bosques montanos de niebla<sup>12</sup>.

**Perturbaciones como modificadores del ciclo del carbono en la Amazonía** El ciclo del carbono en la Amazonía puede verse bruscamente interrumpido, con efectos duraderos debido a perturbaciones forestales asociadas a la intensificación de los ciclos estacionales<sup>13,14</sup>, que pueden exacerbarse gracias a la deforestación<sup>15</sup> (véanse los capítulos 22-24).

*Derrumbamientos* Los sistemas meteorológicos y los vientos pueden provocar grandes parches en la superficie de árboles muertos o volcados<sup>17</sup>. Estos sucesos pueden causar pérdidas significativas de carbono de la biomasa aérea, lo que supone unas pérdidas de ~1,28 Gt C año<sup>-1</sup> (Giga tonelada de carbono por año) en toda la región amazónica<sup>16</sup> (donde Gt son 10<sup>15</sup> gramos). A pesar de la magnitud de los impactos sobre las reservas de C, la recuperación de los parches perturbados promueve la acumulación neta de biomasa que equilibra aproximadamente las pérdidas observadas a largo plazo.

*Estrés inducido por la sequía* La limitación de agua en los bosques de tierras altas puede reducir su capacidad para absorber el CO atmosférico y aumenta la mortalidad de los árboles<sup>18,19</sup>. La sequía puede reducir directamente la capacidad fotosintética de los bosques<sup>20-23</sup> y puede contribuir a la mortalidad. En los bosques inundados

estacionalmente, a diferencia de los bosques de montaña, las sequías pueden aliviar el estrés forestal, aumentando el crecimiento y la Productividad Primaria Neta<sup>24</sup>.

*Acontecimientos de incendios* Los cambios en el uso de la tierra y en la cobertura forestal inducidos por el hombre son una causa clave de los incendios, ya que están directamente relacionados con las fuentes de ignición. Uno de los componentes más inciertos de los impactos de los incendios forestales en la Amazonía es su posible repercusión en los niveles de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y el consiguiente calentamiento global. Se calcula que los incendios forestales amazónicos contribuyen a unas emisiones medias anuales de 4,2 Mg de CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>, y a unas emisiones acumuladas de ~126 Mg de CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> durante los 30 años posteriores al incendio. La absorción acumulada de CO<sub>2</sub> compensa el 35% de estas emisiones (45 Mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup>) en el mismo periodo de tiempo. Aproximadamente el 4,5% de la región se ha quemado al menos una vez en los últimos 12 años. Durante este periodo, unos 60.000 km<sup>2</sup> de superficie quemada se produjeron en zonas ya deforestadas y en áreas cartografiadas como bosques primarios en el año 2000<sup>25</sup>. La mayoría de los incendios forestales se producen por la fuga de incendios de las zonas deforestadas a los bosques adyacentes. Aparte de las franjas más secas, la mayor parte de la región amazónica no es naturalmente susceptible al fuego y sus ecosistemas no son resistentes a los incendios.

**Procesos del ciclo del carbono en los ecosistemas acuáticos amazónicos** La captación, liberación y transporte de carbono por parte de los ecosistemas acuáticos es un componente importante del ciclo regional del carbono. Las altas tasas de producción primaria por parte de las plantas y algas en los ambientes acuáticos, la considerable sedimentación en los lagos y embalses, grandes cantidades de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> emitidas por los ríos, lagos y humedales conducen a flujos desproporcionadamente grandes en relación con el área de los sistemas acuáticos<sup>26,27</sup>. Los intercambios de dióxido de carbono y metano entre las aguas superficiales y la atmósfera dependen del gradiente

de concentración entre el aire y el agua, como también de los procesos físicos en la interfaz. El metano también puede salir a través de burbujas y atravesar los tejidos de las plantas acuáticas, tanto herbáceas como leñosas. Los flujos de CO<sub>2</sub> del agua a la atmósfera desde todos los ambientes acuáticos en los sistemas de los ríos Amazonas y Tocantins, que cubren aproximadamente 970.500 km<sup>2</sup>, se estiman en 722 Tg C a<sup>-1</sup> (donde Tg es 10<sup>12</sup> gramos).

Los flujos de los embalses hidroeléctricos añaden 8,85 Tg C a<sup>-1</sup>. Del total, excluyendo los embalses hidroeléctricos, los flujos procedentes de los canales fluviales representan alrededor del 19%, los arroyos cerca de un 14%, los bosques inundables el 36%, y otros humedales más una pequeña contribución de las aguas abiertas de los lagos y embalses alrededor del 30%. Aunque las fuentes terrestres de carbono orgánico disuelto (DOC) y de carbono orgánico en partículas (POC) contribuyen a estos flujos, la mayor parte del carbono evadido a la atmósfera procede probablemente de la materia orgánica de las plantas acuáticas que se fotosintetiza con el CO<sub>2</sub><sup>28</sup> atmosférico. Por lo tanto, la mayoría de estos flujos representan la respiración dentro de los hábitats acuáticos, no el carbono transportado desde las tierras altas. El total de Productividad Primaria Neta atribuido a los bosques inundados (excluyendo los incrementos de madera), macrófitos acuáticos, fitoplancton y perifiton para la región central del Amazonas es de aproximadamente 300 Tg C a<sup>-1</sup><sup>26</sup>. Los bosques inundados representan el 62% del total, los macrófitos acuáticos el 34% y el 4% restante está asociado al perifiton y al fitoplancton. Aproximadamente el 10% del valor total equivale a la exportación de carbono orgánico por parte del río Amazonas<sup>29</sup>, la emisión de CH<sub>4</sub> es de aproximadamente el 2,5%<sup>30</sup> y un porcentaje similar es probable que quede enterrado en los sedimentos. La parte restante es prácticamente suficiente para alimentar la respiración que resulta en la desgasificación de 210 +/- 60 Tg C a<sup>-1</sup> como dióxido de carbono de los ríos y llanuras de inundación para la región central<sup>31</sup>.

**El ciclo de los nutrientes en la cuenca amazónica** Los bosques tropicales son responsables de

alrededor del 25% de la Productividad Primaria Bruta global, que a su vez está modulada por la disponibilidad ambiental de agua, energía y nutrientes. Las interacciones entre los ciclos biogeoquímicos pueden afectar al ciclo del carbono en la Amazonía, ya que la limitación por nitrógeno (N) y fósforo (P) puede ser una restricción para la productividad de las plantas.

**Nitrógeno** Los aportes de nitrógeno a los ecosistemas amazónicos provienen en gran medida de la fijación biológica del N, un proceso mediado por microorganismos en asociación simbiótica con familias específicas de plantas y como microorganismos de vida libre. Los aportes derivados de la deposición atmosférica también contribuyen. Algunos cálculos sugieren una fijación de N<sub>2</sub> del orden de 15-25 kg N ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> dependiendo del tipo de suelo<sup>32</sup>. Sin embargo, Nardoto *et al.* (2014)<sup>33</sup> sugirieron una tasa máxima de fijación simbiótica de 3 kg N ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>. Reis *et al.* (2020)<sup>34</sup> indican tasas en los bosques húmedos sudamericanos del orden de 10 ± 1 kg N ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>, donde el 60% proviene de organismos fijadores de N de vida libre, y el 40% de la asociación simbiótica con leguminosas. El ciclo interno del N en el Amazonas, que depende de la precipitación, la disponibilidad de agua en el suelo y los nutrientes del suelo, también es importante<sup>35</sup>. En regiones bajo presión antropogénica, como en Paragominas (Pará, Brasil), la tasa de deposición de nitrógeno puede ser significativa, con una entrada de N de 4 kg<sup>-1</sup> ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> procedente de las precipitaciones. El aire contaminado por la quema de biomasa provoca altas concentraciones de óxido de nitrógeno (NOx) en la atmósfera.

**Fósforo** En los suelos viejos y erosionados, que se encuentran en gran parte de la Amazonía, el fósforo es a menudo un macronutriente más limitado que el nitrógeno. Las formas solubles de P ocurren en bajas concentraciones<sup>36,37</sup> y las formas gaseosas son casi inexistentes. El efecto de la baja disponibilidad de P se agrava aún más porque muchos suelos tropicales pueden ocluir el P del suelo y hacer que no esté disponible para las plantas. Los principales aportes de P a los ecosistemas amazónicos proceden de la

meteorización, ya sea de los suelos locales o del material andino transportado por los ríos y depositado en las llanuras de inundación, y de la deposición en forma de polvo o cenizas. La deposición atmosférica total de P se estima en 16-30 kg P km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup><sup>38</sup>, de los cuales se estima que los aportes de polvo sahariano no superan el 13%, y la mayor parte proviene de aerosoles biogénicos y de la quema de biomasa<sup>39</sup>. Vitousek y Sanford (1986)<sup>38</sup> estimaron que el reciclaje de fósforo a través de la hojarasca es de 140-410 kg P km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, un orden de magnitud mayor que las entradas atmosféricas. La exportación fluvial de P, basada en la descarga en Obidos, es de 1,46 Tg P a<sup>-1</sup>, o aproximadamente la mitad de las entradas en la cuenca<sup>40</sup>. Existen fuertes gradientes en la disponibilidad de P a lo largo de la cuenca, con la menor disponibilidad en los viejos oxisoles erosionados de la Amazonía oriental, y mayores concentraciones en los suelos más jóvenes de la Amazonía occidental<sup>41</sup>. La alta productividad de la selva amazónica a pesar de la baja disponibilidad de P se ve facilitada por el estrecho reciclaje de P dentro de la selva, donde alrededor de la mitad del P de las hojas se reabsorbe antes de la senescencia de las mismas, y la mayor parte del resto es capturado por hifas fúngicas poco después de la caída de la hojarasca o la muerte de la planta<sup>36,42</sup>.

### Otros importantes gases de efecto invernadero (GEI)

**Metano (CH<sub>4</sub>)** Los suelos bien drenados de los bosques de montaña suelen ser un sumidero neto de CH<sub>4</sub>, estimado en 1-3 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup><sup>43,44</sup>. Sin embargo, el mal drenaje y las propiedades del suelo pueden crear micrositios anóxicos localizados que pueden facilitar la producción de metano, haciendo que los bosques pasen de ser sumideros a pequeñas fuentes<sup>45</sup>. El metano puede ser producido por una variedad de hongos y arqueas dentro de los tallos de los árboles<sup>46</sup>, presentes en macizos vivos sin descomposición visual<sup>47</sup>. Se han detectado fuentes de metano dentro de las copas de los bosques<sup>48</sup>. Se sabe que las bromelias<sup>49</sup> y las termitas<sup>50</sup> producen metano y también albergan metanógenos (es decir, microorganismos que producen CH<sub>4</sub>). Un estudio

reciente indica que los termiteros emiten grandes cantidades de metano, lo que sugiere que probablemente se subestima el papel de las termitas a escala del ecosistema<sup>51</sup>.

En los medios acuáticos, las emisiones de metano son, por término medio, de 0,7 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup> procedentes de los ríos, 0,4 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup> de los arroyos, 0,7 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> de los lagos y ~38,7 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup> de los bosques inundados (véase el capítulo 6). Los árboles de las zonas inundadas recientemente fueron identificados como una gran fuente de metano<sup>52</sup>. Otras emisiones como las de los humedales interfluviales en la cuenca del Río Negro; las llanuras de inundación de la sabana en Roraima, Moxos y Bananal y otras en la cuenca del Tocantins representan 9,6 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup>. Las emisiones de metano procedentes de los embalses hidroeléctricos de la cuenca del Amazonas se estiman en aproximadamente 0,58 Tg CH<sub>4</sub> a<sup>-1</sup>.

El presupuesto global de CH<sub>4</sub> incluye múltiples fuentes y sumideros cuyas contribuciones son sensibles a la retroalimentación de las condiciones de sequía, donde siguen existiendo importantes lagunas, y que aún se desconoce cómo estas sequías afectarán a los presupuestos de metano<sup>53</sup>. Las estimaciones descendentes de las emisiones indican que la Amazonía es una fuente importante de metano a nivel mundial.

*Óxido nitroso (N<sub>2</sub>O)* Las emisiones de óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) procedentes principalmente de la desnitrificación, están relacionadas con las características biológicas y físico-químicas del suelo. El veloz ciclo de nutrientes relacionado con las altas temperaturas, la disponibilidad de agua y la elevada relación N:P hacen que los bosques tropicales emitan altas tasas de N<sub>2</sub>O a la atmósfera. Las regiones tropicales representan el 71% de las emisiones globales de los ecosistemas naturales<sup>54</sup>, y América del Sur tropical, en particular la región del Amazonas, representa el 20% de las emisiones globales<sup>55</sup>. La mayoría de las emisiones de N<sub>2</sub>O de los sistemas de agua dulce se producen en los humedales. Figueiredo *et al.* (2019)<sup>56</sup> y Galford *et al.* (2010)<sup>57</sup> sugieren que los bosques maduros de la

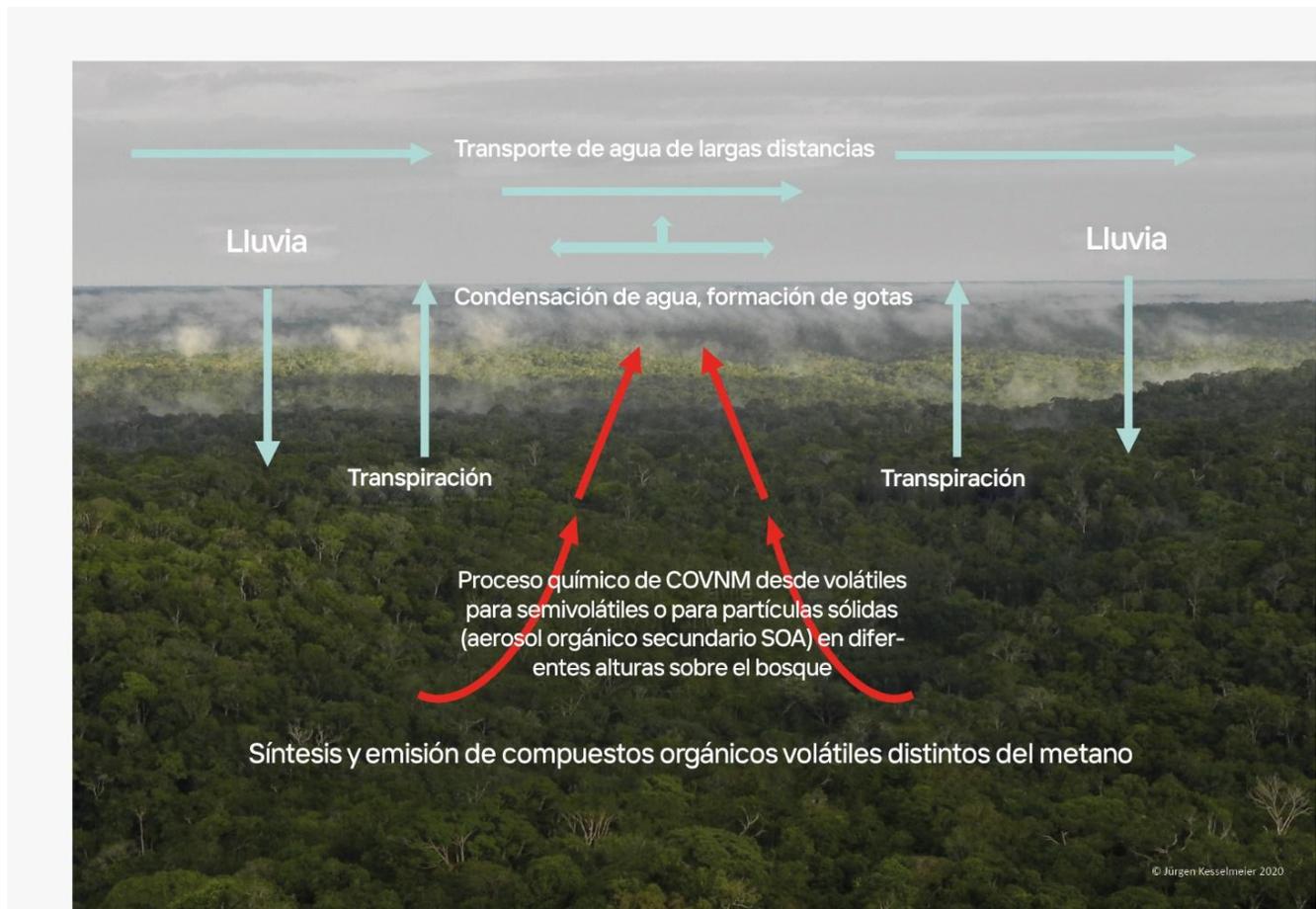
Amazonía (incluidos los de tierras altas y de inundación periódica), son responsables de ca. 6,5% de las emisiones globales de N<sub>2</sub>O de los sistemas naturales (Figura 6.2).

### Aerosoles y gases traza

*Compuestos Orgánicos Volátiles no Metánicos Biogénicos (COVNM)* El ecosistema amazónico está considerado como la mayor fuente de COVNM biogénicos, pero la emisión de Compuestos Orgánicos Biogénicos Volátiles (COBVs) supone una contribución menor al ciclo del carbono de la cuenca amazónica<sup>58</sup>. Las actividades antropogénicas, así como los cambios climáticos, tienen grandes efectos en las tasas de emisión de COVNM<sup>59,60</sup> y afectan a la producción de partículas, con consecuencias para la condensación del agua, la formación de gotas, la producción de nubes y el ciclo del agua (Figura 6.2). Es especialmente importante la heterogeneidad de las emisiones de COV de la vegetación y la dinámica de los cambios estacionales o de desarrollo en la Amazonía<sup>61,62</sup>. La producción biogénica y la liberación de COVs están estrechamente relacionadas con la diversidad de plantas, por eso el número de volátiles biogénicos es numeroso<sup>63,64</sup>.

*Física y química de los aerosoles y de los núcleos de condensación de las nubes (NCN)* Los aerosoles afectan a la radiación directamente mediante la dispersión y absorción de la luz e indirectamente mediante la condensación de las nubes. En condiciones naturales, la selva amazónica es una de las pocas regiones continentales donde las concentraciones de aerosoles se asemejan a las de la era preindustrial, en el rango de 300- 500 partículas por cm<sup>3</sup> y 9-12 μg m<sup>-3</sup><sup>65,66</sup>.

Los aerosoles constituyen un ingrediente esencial para la formación y el desarrollo de las nubes, ya que pueden actuar como NCN sobre el vapor de agua que se condensa produciendo gotas de nubes. Algunas partículas, conocidas como núcleos de hielo (NH), pueden iniciar la formación de cristales de hielo dentro de las nubes, proporcionando un crecimiento más rápido hasta alcanzar el tamaño de las gotas precipitables en comparación con el NCN e

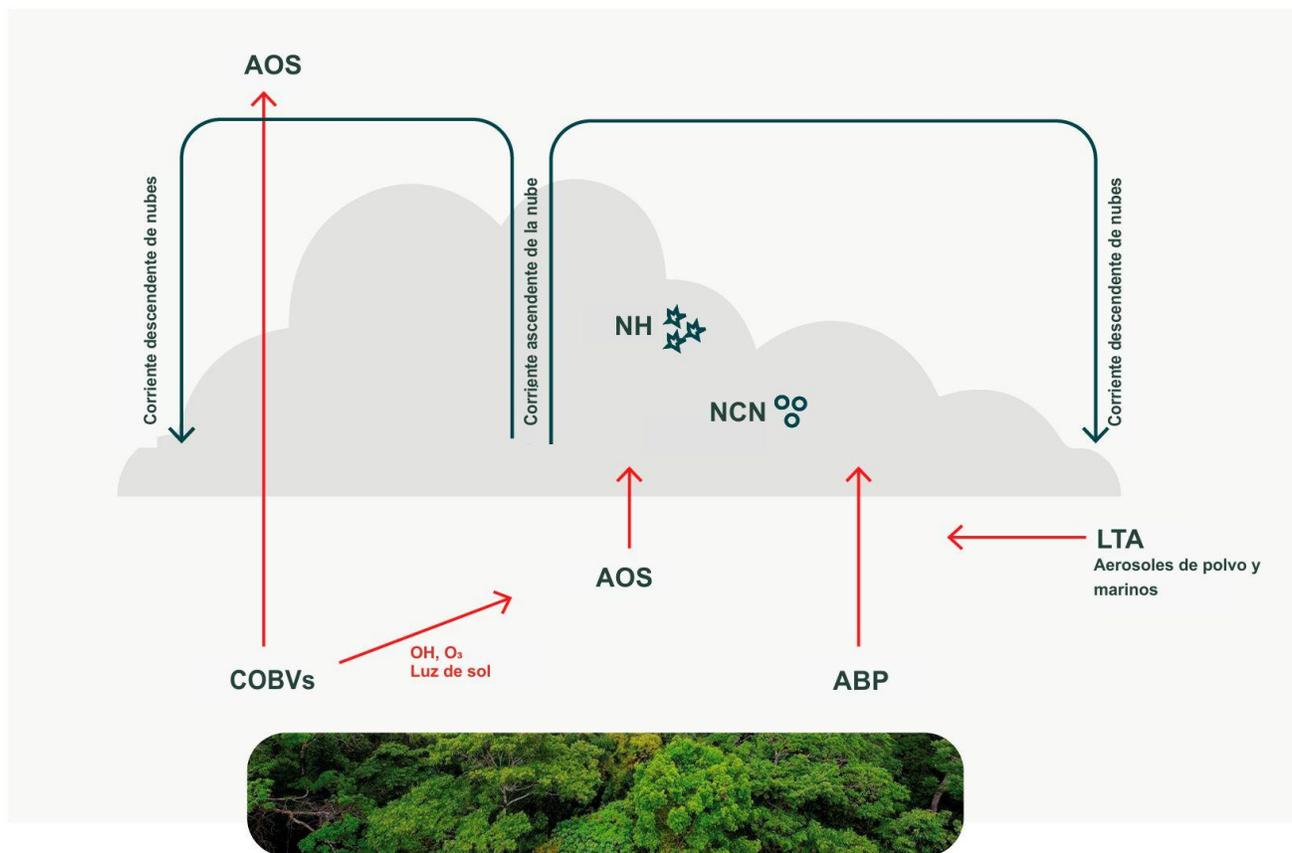


**Figura 6.2** Las emisiones de compuestos orgánicos volátiles no metánicos (COVNM) actúan como un sistema orgánico de captación, transporte de agua a través del procesamiento químico y físico de los gases traza biogénicos a aerosoles orgánicos secundarios, que sirven como núcleos de condensación para el vapor de agua.

influyendo así en la precipitación<sup>67</sup>. Las mediciones y los modelos indican que los aerosoles orgánicos secundarios biogénicos actúan como NCN en la selva amazónica, mientras que los núcleos de hielo consisten en aerosoles biológicos primarios y partículas de polvo mineral transportadas desde África. Estos aerosoles pueden actuar como grandes NCN, generando grandes gotas e induciendo la lluvia en las nubes cálidas<sup>68-71</sup>. En tanto, los aerosoles proporcionan núcleos para la formación de nubes, y las que son convectivas pueden estimular la formación de aerosoles orgánicos secundarios mediante el procesamiento en la nube de las emisiones biogénicas (Figura 6.3).

Las observaciones demuestran la integración biosfera-atmósfera en la Amazonía, donde interactúan las nubes biogénicas y las precipitaciones. En este sentido, la selva puede verse como un reactor biogeoquímico. La biosfera emite COVs y aerosoles, que son procesados por la fotoquímica, proporcionando núcleos para la coalescencia del agua y la formación de nubes cálidas y frías, que resultan en precipitaciones, sosteniendo el ciclo hidrológico<sup>70,72</sup>.

*El ozono y la fotoquímica* El O<sub>3</sub> es un gas traza altamente reactivo, con concentraciones atmosféricas grandes y globalmente variables. Al no existir una fuente directa significativa de O<sub>3</sub> tropo-



**Figura 6.3** Interacciones entre las emisiones de COBVs, el transporte de largo alcance (LTA) de los aerosoles (AOS) y las nubes (NCN) en la Amazonía. ABP = camada gruesa de aerosoles biológicos primarios.

férico, su concentración depende de precursores como los NO<sub>x</sub>, el monóxido de carbono (CO), los VOC<sub>s</sub><sup>61,73,74</sup> y de los intercambios entre la estratosfera y la troposfera<sup>75,76</sup>. La remota selva amazónica tiene un bajo nivel de O<sub>3</sub>, aunque esto se ve drásticamente modificado por la quema de biomasa y la deforestación, lo que conduce a un aumento de las concentraciones de NO<sub>x</sub> y O<sub>3</sub> en la mayor parte de la cuenca amazónica, especialmente durante la estación seca. Se sabe que las proporciones de mezcla de O<sub>3</sub> superiores a 40 partes por billón -que también se producen en la remota Amazonía debido a la quema de biomasa-, causan daños en las hojas<sup>77,78</sup>; por lo tanto, incluso las zonas remotas alejadas de la quema de biomasa pueden verse afectadas por la contaminación del aire,

transportada a lo largo de varios cientos de kilómetros por la cuenca amazónica.

**Conclusiones** La Amazonía es un elemento clave de la biosfera del planeta. Sus ciclos biogeoquímicos son factores importantes para el medio ambiente, el clima y constituyen la mayor contribución de un solo bioma o una sola cuenca a muchos procesos biogeoquímicos planetarios clave. La variabilidad geológica y climática en la Amazonía desempeña un papel importante en la configuración de las características de la biogeoquímica y la función de los ecosistemas de la región. El intercambio de gases traza, como los GEI y los gases reactivos, y las partículas secundarias y primarias, contribuyen directa y/o indirectamente al efecto invernadero y afectan a la química y la física atmosférica. Los

procesos de emisión (producción) y deposición (captación) afectan a la concentración actual de GEI como el CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> y N<sub>2</sub>O. La degradación continuada de la selva amazónica y el paso de los posibles puntos de inflexión darían lugar a un debilitamiento y posible colapso de la red biogeoquímica, con graves consecuencias para los ecosistemas amazónicos y para las comunidades que dependen de ellos.

## Referencias

- Haffer, J. Speciation in Amazonian forest birds. *Science* vol. 165 131–137 (1969).
- Mayle, F. E., Beerling, D. J., Gosling, W. D. & Bush, M. B. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the last glacial maximum. in *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* vol. 359 499–514 (Royal Society, 2004).
- Bush, M. B. Climate science: The resilience of Amazonian forests. *Nature* vol. 541 167–168 (2017).
- Wang, X. *et al.* Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature* 541, 204–207 (2017).
- Malhi, Y. *et al.* The linkages between photosynthesis, productivity, growth and biomass in lowland Amazonian forests. *Glob. Chang. Biol.* 21, 2283–2295 (2015).
- Malhi, Y., Saatchi, S., Girardin, C. & Aragão, L. E. O. C. The production, storage, and flow of carbon in Amazonian forests. in *Amazonia and Global Change* 355–372 (Wiley Blackwell, 2009).
- Brienen, R. J. W. *et al.* Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature* 519, 344–348 (2015).
- Phillips, O. L. *et al.* Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science* 323, 1344–1347 (2009).
- Quesada, C. A. *et al.* Basin-wide variations in Amazon forest structure and function are mediated by both soils and climate. *Biogeosciences* 9, 2203–2246 (2012).
- Johnson, M. O. *et al.* Variation in stem mortality rates determines patterns of above-ground biomass in Amazonian forests: implications for dynamic global vegetation models. *Glob. Chang. Biol.* 22, 3996–4013 (2016).
- Malhi, Y. *et al.* The variation of productivity and its allocation along a tropical elevation gradient: a whole carbon budget perspective. *New Phytol.* 214, 1019–1032 (2017).
- Quesada, C. A. *et al.* Variations in soil chemical and physical properties explain basin-wide Amazon forest soil carbon concentrations. *Soil* 6, 53–88 (2020).
- Barichivich, J. *et al.* Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Sci. Adv.* (2018) doi:10.1126/sciadv.aat8785.
- Gouveia, N. A., Gherardi, D. F. M. M. & Aragão, L. E. O. C. The role of the Amazon river plume on the intensification of the hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12221–12229 (2019).
- Zemp, D. C., Schleussner, C.-F., Barbosa, H. & Rammig, A. Deforestation effects on Amazon forest resilience. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6182–6190 (2017).
- Espírito-Santo, F. D. B. *et al.* Size and frequency of natural forest disturbances and the Amazon forest carbon balance. *Nat. Commun.* 5, 3434 (2014).
- Araujo, R. F., Nelson, B. W., Celes, C. H. S. & Chambers, J. Q. Regional distribution of large blowdown patches across Amazonia in 2005 caused by a single convective squall line. *Geophys. Res. Lett.* 44, 7793–7798 (2017).
- Phillips, O. L. *et al.* Drought-mortality relationships for tropical forests. *New Phytol.* 187, 631–646 (2010).
- Van Der Molen, M. K. *et al.* Drought and ecosystem carbon cycling. *Agric. For. Meteorol.* 151, 765–773 (2011).
- Santos, V. A. H. F. dos *et al.* Causes of reduced leaf-level photosynthesis during strong El Niño drought in a Central Amazon forest. *Glob. Chang. Biol.* 24, 4266–4279 (2018).
- Smith, M. N. *et al.* Empirical evidence for resilience of tropical forest photosynthesis in a warmer world. *Nat. Plants* 6, 1225–1230 (2020).
- Doughty, C. E. *et al.* Drought impact on forest carbon dynamics and fluxes in Amazonia. *Nature* 519, 78–82 (2015).
- Anderson, L. O. *et al.* Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies. *New Phytol.* 187, 733–750 (2010).
- Schöngart, J. & Wittmann, F. Biomass and net primary production of central Amazonian floodplain forests. in *Amazonian Floodplain Forests* 347–388 (Springer, 2010). doi:10.1007/978-90-481-8725-6\_18.
- Aragão, L. E. O. C. *et al.* Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. *Biol. Rev.* 89, 913–931 (2014).
- Melack, J. M., Novo, E., Forsberg, B. R., Piedade, M. T. F. & Maurice, L. Floodplain ecosystem processes. *Amaz. Glob. Chang.* 186, 525–541 (2009).
- Melack, J. M. Aquatic ecosystems. in *Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon Basin* 119–148 (Springer, 2016).
- Melack, J. M. & Engle, D. L. An organic carbon budget for an Amazon floodplain lake. *Int. Vereinigung für Theor. und Angew. Limnol. Verhandlungen* 30, 1179–1182 (2009).
- Richey, J. E. *et al.* Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.* 35, 352–371 (1990).
- Melack, J. M. *et al.* Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. *Glob. Chang. Biol.* 10, 530–544 (2004).
- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M. & Hess, L. L. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 416, 617–620 (2002).
- Martinelli, L. A. *et al.* Nitrogen mass balance in the Brazilian Amazon: an update. *Brazilian J. Biol.* 72, 683–690 (2012).
- Nardoto, G. B. *et al.* Basin-wide variations in Amazon forest nitrogen-cycling characteristics as inferred from plant and soil 15 N: 14 N measurements. *Plant Ecol. Divers.* 7, 173–187 (2014).
- Reis, C. R. G. *et al.* Biological nitrogen fixation across major biomes in Latin America: Patterns and global change effects. *Sci. Total Environ.* 140998 (2020).
- Chen, Y. *et al.* Nitrogen deposition in tropical forests from savanna and deforestation fires. *Glob. Chang. Biol.* 16, 2024–2038 (2010).

36. Markewitz, D., Davidson, E., Moutinho, P. & Nepstad, D. Nutrient loss and redistribution after forest clearing on a highly weathered soil in Amazonia. *Ecol. Appl.* 14, 177–199 (2004).
37. Johnson, C. M., Vieira, I. C. G., Zarin, D. J., Frizano, J. & Johnson, A. H. Carbon and nutrient storage in primary and secondary forests in eastern Amazônia. *For. Ecol. Manage.* 147, 245–252 (2001).
38. Vitousek, P. M., Sanford, R. L., Vitousek, P. M. & Sanford Jr, R. L. Nutrient cycling in moist tropical forest. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 17, 137–167 (1986).
39. Mahowald, N. M. *et al.* Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. *Global Biogeochem. Cycles* 19, (2005).
40. Devol, A. H., Richey, J. E. & Forsberg, B. R. Phosphorus in the Amazon River mainstem: Concentrations, forms, and transport to the ocean. *Phosphorus Cycles Terr. Aquat. Ecosyst.* 9–23 (1991).
41. Quesada, C. A. *et al.* Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeosciences* 7, 1515–1541 (2010).
42. Cuevas, E. & Medina, E. Nutrient dynamics within Amazonian forests. *Oecologia* 76, 222–235 (1988).
43. Davidson, E. A., Ishida, F. Y. & Nepstad, D. C. Effects of an experimental drought on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Glob. Chang. Biol.* 10, 718–730 (2004).
44. Dutaur, L. & Verchot, L. V. A global inventory of the soil CH<sub>4</sub> sink. *Global Biogeochem. Cycles* 21, n/a-n/a (2007).
45. Verchot, L. V., Davidson, E. A., Cattânio, J. H. & Ackerman, I. L. Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. *Ecosystems* 3, 41–56 (2000).
46. Zeikus, J. G. & Ward, J. C. Methane formation in living trees: a microbial origin. *Science* 184, 1181–1183 (1974).
47. Covey, K. R. & Megonigal, J. P. Methane production and emissions in trees and forests. *New Phytol.* 222, 35–51 (2019).
48. Carmo, J. B. do, Keller, M., Dias, J. D., Camargo, P. B. de & Crill, P. A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. *Geophys. Res. Lett.* 33, (2006).
49. Martinson, G. O. *et al.* Methane emissions from tank bromeliads in neotropical forests. *Nat. Geosci.* 3, 766–769 (2010).
50. Martius, C. *et al.* Methane emission from wood-feeding termites in Amazonia. *Chemosphere* 26, 623–632 (1993).
51. Van Asperen, H. *et al.* The role of termite CH<sub>4</sub> emissions on the ecosystem scale: A case study in the Amazon rainforest. *Biogeosciences* 18, 2609–2625 (2021).
52. Pangala, S. R. *et al.* Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget. *Nature* 552, 230–234 (2017).
53. Saito, M., Kim, H.-S. S., Ito, A., Yokota, T. & Maksyutov, S. Enhanced methane emissions during Amazonian drought by biomass burning. *PLoS One* 11, e0166039 (2016).
54. Yu, T. & Zhuang, Q. Quantifying global N<sub>2</sub>O emissions from natural ecosystem soils using trait-based biogeochemistry models. *Biogeosciences* 16, 207–222 (2019).
55. Tian, H. *et al.* The global N<sub>2</sub>O model intercomparison project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 99, 1231–1251 (2018).
56. Figueiredo, V., Enrich-Prast, A. & Rütting, T. Evolution of nitrogen cycling in regrowing Amazonian rainforest. *Sci. Rep.* 9, 1–8 (2019).
57. Galford, G. L. *et al.* Greenhouse gas emissions from alternative futures of deforestation and agricultural management in the southern Amazon. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 19649–19654 (2010).
58. Kesselmeier, J. *et al.* Volatile organic compound emissions in relation to plant carbon fixation and the terrestrial carbon budget. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 71–73 (2002).
59. Peñuelas, J. & Staudt, M. BVOCs and global change. *Trends Plant Sci.* 15, 133–144 (2010).
60. Liu, Y. *et al.* Isoprene photochemistry over the Amazon rainforest. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 6125–6130 (2016).
61. Yáñez-Serrano, A. M. *et al.* Diel and seasonal changes of biogenic volatile organic compounds within and above an Amazonian rainforest. *Atmos. Chem. Phys.* 15, 3359–3378 (2015).
62. Yáñez-Serrano, A. M. *et al.* Amazonian biogenic volatile organic compounds under global change. *Global Change Biology* vol. 26 (2020).
63. Kesselmeier, J. & Staudt, M. Biogenic volatile organic compounds (VOC): an overview on emission, physiology and ecology. *J. Atmos. Chem.* 33, 23–88 (1999).
64. Laothawornkitkul, J., Taylor, J. E., Paul, N. D. & Hewitt, C. N. Biogenic volatile organic compounds in the Earth system. *New Phytol.* 183, 27–51 (2009).
65. Andreae, M. O. Atmosphere. Aerosols before pollution. *Science* 315, 50–51 (2007).
66. Martin, S. T. *et al.* Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.* 48, (2010).
67. Andreae, M. O. & Rosenfeld, D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Rev.* 89, 13–41 (2008).
68. Pöhlker, M. L. *et al.* Long-term observations of atmospheric aerosol, cloud condensation nuclei concentration and hygroscopicity in the Amazon rain forest-Part 1: Size-resolved characterization and new model parameterizations for CCN prediction. *Atmos. Chem. Phys. Discuss* (2016).
69. Pöhlker, M. L. *et al.* Long-term observations of cloud condensation nuclei over the Amazon rain forest-Part 2: Variability and characteristics of biomass burning, long-range transport, and pristine rain forest aerosols. *Atmos. Chem. Phys.* 18, 10289–10331 (2018).
70. Pöschl, U. *et al.* Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon. *Science* 329, 1513–1516 (2010).
71. Prenni, A. J. *et al.* Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin. *Nat. Geosci.* 2, 402–405 (2009).
72. Pöhlker, C. *et al.* Biogenic potassium salt particles as seeds for secondary organic aerosol in the Amazon. *Science* 337, 1075–1078 (2012).
73. Rummel, U. *et al.* Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rain forest in southwest Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.* 7, 5415–5435 (2007).

74. Lu, X., Zhang, L. & Shen, L. Meteorology and climate influences on tropospheric ozone: a review of natural sources, chemistry, and transport patterns. *Curr. Pollut. Reports* 5, 238–260 (2019).
75. Ancellet, G., Beekmann, M. & Papayannis, A. Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. *J. Geophys. Res. Atmos.* 99, 3451–3468 (1994).
76. Hu, X.-M., Fuentes, J. D. & Zhang, F. Downward transport and modification of tropospheric ozone through moist convection. *J. Atmos. Chem.* 65, 13–35 (2010).
77. Pacifico, F. *et al.* Biomass burning related ozone damage on vegetation over the Amazon forest: a model sensitivity study. *Atmos. Chem. Phys.* 15, 2791–2804 (2015).
78. Clifton, O. E. *et al.* Dry deposition of ozone over land: processes, measurement, and modeling. *Rev. Geophys.* 58, e2019RG000670 (2020).