

Capítulo 1

Historia Geológica y Geodiversidad 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: 978-1-7348080-4-9

Cita sugerida

Val P, Figueiredo J, Melo G, Flantua SGA, Quesada CA, Fan Y, Albert JS, Guayasamin JM., Hoorn C 2021. Capítulo 1: Historia Geológica y Geodiversidad 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 Alzza C, Armenteras D, Artaxo P, Athayde S, Barretto Filho HT, Barlow J, Berenguer E, Bortolotto F, Costa FA, Costa MH, Cuvi N, Fearnside PM, Ferreira J, Flores BM, Frieri S, Gatti LV, Guayasamin JM, Hecht S, Hirota M, Hoorn C, Josse C, Lapola DM, Larrea C, Larrea-Alcazar DM, Lehm Ardaya Z, Malhi Y, Marengo JA, Melack J, Moraes R M, Moutinho P, Murmis MR, Neves EG, Paez B, Painter L, Ramos A, Rosero-Peña MC, Schmink M, Sist P, ter Steege H, Val P, van der Voort H, Varese M, Zapata-Ríos G (Eds). Informe de evaluación de Amazonía 2021. Traducido del inglés al español por iTranslate. United Nations Sustainable Development Solutions Network, New York, USA. Disponible de <https://www.laamazonia.quequeremos.org/pca-publicaciones>. DOI: 10.55161/AZXE7407

ÍNDICE

RESUMEN GRÁFICO	2
RESUMEN.....	3
1.1 INTRODUCCIÓN.....	4
1.2 SÍNTESIS DE TRES MIL MILLONES DE AÑOS DE HISTORIA DE LA AMAZONÍA	6
1.2.1 FORMACIÓN UN CONTINENTE: CRATONIZACIÓN	6
1.2.2 CONSTRUCCIÓN DEL SUSTRATO DE ROCA DE TIERRAS BAJAS: CUENCAS SEDIMENTARIAS.....	8
1.2.3 PREPARANDO EL ESCENARIO: LA SEPARACIÓN DE PANGEA Y EL NACIMIENTO DE LOS ANDES.....	8
1.3 HACIA EL PAISAJE MODERNO	10
1.3.1 MEDIO AMBIENTE PASADO QUE DEJÓ SU HUELLA EN EL PAISAJE AMAZÓNICO MODERNO	10
1.3.2 PAISAJES MODERNOS EN LA AMAZONÍA.....	15
1.4 RIQUEZA DEL PAISAJE AMAZÓNICO: GEODIVERSIDAD Y SUELOS.....	18
1.4.1 LA GEODIVERSIDAD HA DADO FORMA A LOS SUELOS AMAZÓNICOS	19
1.4.2 LA DIVERSIDAD DEL SUELO INFLUYE EN LA FUNCIÓN DEL ECOSISTEMA Y LA BIODIVERSIDAD	20
1.5 HIDROLOGÍA AMAZÓNICA: RÍOS, HUMEDALES, AGUAS DEL SUELO Y AGUAS SUBTERRÁNEAS	21
1.5.1 LA DIVERSIDAD GEOLÓGICA Y CLIMÁTICA DA FORMA A LA DIVERSIDAD HIDROLÓGICA EN LA AMAZONÍA.....	21
1.5.2 LA DIVERSIDAD HIDROLÓGICA DETERMINA LOS HÁBITATS TERRESTRES Y ACUÁTICOS Y LA DIVERSIDAD DE ECOSISTEMAS	24
1.6. RIQUEZA MINERAL, HIDROCARBUROS Y ACUÍFEROS EN LA AMAZONÍA.....	26
1.6.1 YACIMIENTOS MINERALES EN LA AMAZONÍA: UNA DIVERSIDAD DESDE EL ARCAICO HASTA EL FANEROZOICO	28
1.6.2 PETRÓLEO Y GAS	29
1.6.3 ACUÍFEROS	29
1.7 PERSPECTIVA: EL FUTURO DE LA AMAZONÍA	31
1.8 CONCLUSIONES	34
1.9 RECOMENDACIONES.....	35
1.10 REFERENCIAS	35

Resumen Gráfico

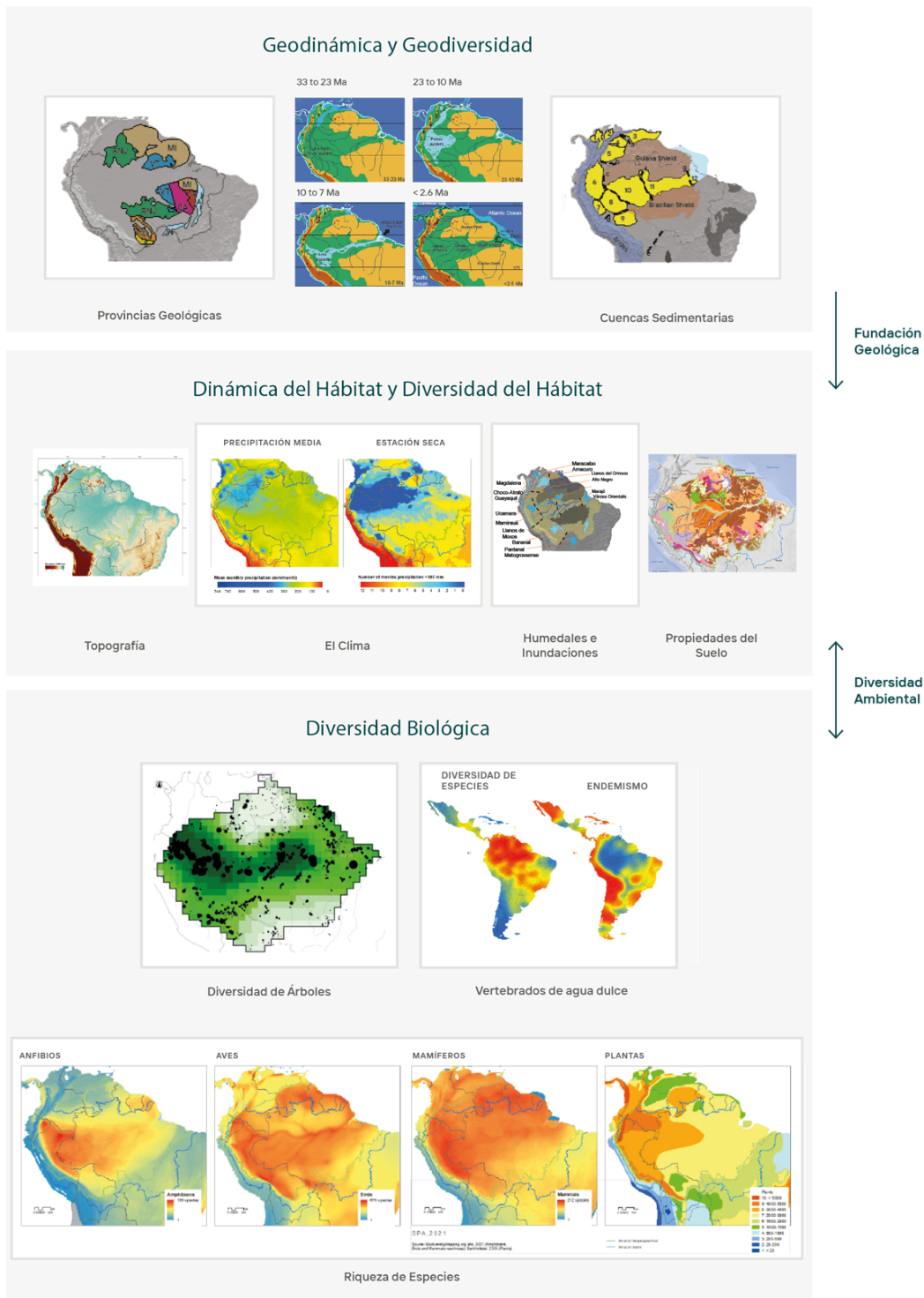


Figura 1.A Geodinámica y geodiversidad (panel superior) de la Amazonía, que forman la base geológica para la dinámica y diversidad del hábitat (panel central), y la heterogeneidad ambiental y los gradientes que impulsan la diversidad biológica (panel inferior). Fuentes de las imágenes: panel superior, de izquierda a derecha, provincias geológicas de Macambira *et al.* (2020), y los Andes ascendentes, las cuencas sedimentarias y los cratones estables de Fuck *et al.* (2008), paisaje y secuencia de evolución del drenaje a lo largo de los últimos 30 Ma de Hoorn *et al.* (2010b), Andes dinámicos y cuencas sedimentarias y cratones estables de Albert *et al.* (2018); panel central, de izquierda a derecha, topografía del Observatorio de la Tierra de la NASA, precipitación y estacionalidad de Restrepo-Coupe *et al.* (2013), humedales e inundaciones de Albert *et al.* (2018), suelo de Quesada *et al.* (2011); panel inferior, de izquierda a derecha, riqueza de especies de Plant-Talk.org (<https://www.plant-talk.org/ecuador-yasuni-biodiversity.htm>), diversidad de árboles de Hoorn *et al.* (2010b), vertebrados de agua dulce de Albert *et al.* (2020).

Historia Geológica y Geodiversidad de la Amazonía

Pedro Val^{aa}, Jorge Figueiredo^b, Gustavo de Melo^a, Suzette G.A. Flantua^c, Carlos Alberto Quesada^d, Ying Fan^e, James S. Albert^f, Juan M. Guayasamin^g, Carina Hoorn^h

Mensajes clave

- Los paisajes amazónicos modernos solo pueden entenderse en el contexto de los procesos geológicos y climáticos que operan durante cientos de miles a miles de millones de años.
- La subdivisión de la Amazonía en cratones versus paisajes y suelos influenciados por los Andes es el resultado de una historia geológica única que fue determinada por la interacción de la tectónica de placas, el clima, la topografía dinámica y el cambio del nivel del mar. Juntos, estos factores crearon una geodiversidad excepcionalmente alta y un paisaje hidrológico diverso.
- La geodiversidad amazónica surge de la distribución heterogénea de litologías en el sustrato geológico y las condiciones edáficas (de suelo) a muchas escalas espaciales, bajo la influencia perenne de variados procesos hidrológicos y biológicos, en la superficie y el subsuelo.
- Le tomó cientos de millones de años a la Amazonía desarrollar el rico tapiz de accidentes geográficos, suelos y ecosistemas que vemos hoy, pero los seres humanos degradan estos ecosistemas únicos a un ritmo mucho mayor. Se deben tomar decisiones para evitar una mayor degradación y considerar el tiempo necesario para que la Amazonía se recupere, que, en todo caso, no será en una escala de tiempo relevante para los seres humanos.

Resumen

La Amazonía alberga el bosque tropical más diverso de la Tierra. Pero por debajo, la Amazonía también comprende un paisaje excepcionalmente geodiverso, marcado por los imponentes Andes en el occidente, las mesetas de las tierras altas con espectaculares escarpes en el oriente y el río Amazonas que atraviesa la región como arteria principal. La geodiversidad y la biodiversidad excepcionales de la región se han moldeado mutuamente en el tiempo, a medida que las fuerzas geológicas crearon los diversos suelos, las biotas y los paisajes hidrológicos de la Amazonía moderna. En este capítulo exploramos la forma como estas características evolucionaron a lo largo de una historia de tres mil millones de años, y mostramos que los períodos de separación continental seguidos por la formación de montañas finalmente llevaron a la subdivisión característica de la Amazonía occidental y oriental, al tiempo que generaron una gran cantidad de yacimientos de minerales, reservas de petróleo y gas y acuíferos de agua dulce. El paisaje moderno se inició después de la separación supercontinental que dividió los continentes de América del Sur y África (hace unos 100 millones de años, o Ma), lo que condujo a la apertura del Océano Atlántico y el levantamiento gradual de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, los Andes centrales y del norte solo

^a Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, 35400-000, Brasil, pval@ufop.edu.br

^b Departamento de Geologia, Universidade Federal Rio de Janeiro, Av. Athos da Silveira Ramos, 745/G04-49, 21.941-916 - Ilha do Fundão - Cidade Universitária, Rio de Janeiro, Brasil

^c Department of Biological Sciences, University of Bergen, Postboks 7803, 5020 Bergen, Norway

^d Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Av. André Araújo, 2936, Aleixo, CEP 69060-001 Manaus, Brasil

^e Department of Earth & Planetary Sciences, Rutgers, The State University of New Jersey, Wright-Rieman Laboratories, 610 Taylor Road, Room 142, Piscataway, NJ 08854-8066, USA

^f Department of Biology, University of Louisiana at Lafayette, 104 E University Ave, Lafayette 70503, Louisiana, USA

^g Universidad San Francisco de Quito (USFQ), Instituto Biósfera-USFQ, Colegio de Ciencias Biológicas y Ambientales COCIBA, Laboratorio de Biología Evolutiva, campus Cumbayá, Diego de Robles s/n, Quito 170901, Quito, Ecuador.

^h Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics (IBED), University of Amsterdam, 1090 GE Amsterdam, The Netherlands, m.c.hoorn@uva.nl

alcanzaron su altitud actual después de un levantamiento acelerado durante el Neógeno (c. 20 Ma) debido a cambios en los movimientos de las placas del Pacífico. Junto con un aumento en las temperaturas globales y el nivel del mar durante el Mioceno medio (c. 17-15 Ma), el levantamiento de los Andes provocó cambios radicales en la paleogeografía, el paleoclima y los paleoambientes amazónicos, lo que resultó en la creación de un gran mega- humedal conocido como Sistema Pebas. El ascenso de los Andes provocó aún más una inclinación hacia el este en las cuencas sedimentarias que resultó en cambios de drenaje y la formación del río Amazonas transcontinental (c. 10–4.5 Ma). Estos cambios geológicos forman la base del actual gradiente de tendencia de occidente a oriente, que se refleja en la geomorfología, la litología y la geoquímica, y explica las tasas contrastantes de meteorización y la composición de nutrientes en la Amazonía. Por el contrario, los diversos regímenes hidrológicos y geoquímicos afectan la meteorización física y química, la erosión y la sedimentación, alimentando la subdivisión geológica de la Amazonía. El cambio climático global también influyó al modificar la geomorfología amazónica y los niveles de la base de los ríos. Períodos de calentamiento global y alto nivel del mar, como en el Mioceno medio, inundaron la Amazonía con agua marina, mientras que el enfriamiento global, en el Mioceno tardío (c. <11 Ma) y culminando en el Cuaternario (c. <2.6 Ma), condujo a la formación de glaciares en los Andes altos y la caída global del nivel del mar. Este último resultó en profundos valles incisivos y patrones fluviales relictos similares a rías que aún son visibles en el paisaje amazónico en la actualidad. Durante los interglaciales, el derretimiento de los glaciares también afectó el paisaje amazónico a través de la sedimentación de megabanico en la interfaz entre los Andes y la Amazonía. Mirando hacia el futuro, y teniendo en mente el conocimiento profundo de la historia del tiempo, el efecto antropogénico del aumento de CO₂ atmosférico sobre el clima actual puede conducir a un mundo libre de hielo en el que es probable que se renueve el nivel del mar global y de rápido aumento, lo que daría lugar a una inundación de parte de la Amazonía, similar al escenario visto por última vez en el Mioceno medio. En resumen, la posición geográfica de la Amazonía, con su historia geológica y climática única, ha creado una geodiversidad sin igual, la base para la evolución de la vida y su biodiversidad inigualable en la actualidad. La velocidad de cambio inducida por la actividad antropogénica puede superar cualquier cosa vista en los registros geológicos y de vegetación y llevarnos a un futuro incierto.

Palabras clave: Geodiversidad, cratón amazónico, acuíferos, levantamiento andino, megabanicos, suelos, hidrología, minerales, Andes, río Amazonas, megahumedal, Pebas

1.1 Introducción

La Amazonía es una región única a nivel mundial de excepcional geodiversidad (Gray 2008; Bétard y Peulvast 2019), que surge de las variaciones en las rocas subyacentes y los recursos minerales, la topografía emergente y el relieve superficial, y las distribuciones heterogéneas de los flujos de agua superficiales y subterráneos (hidrología) y los tipos de suelo (condiciones edáficas) (Figura 1.1). A pesar de la falta de un consenso formal sobre la división geográfica de la Amazonía, optamos por separar la Amazonía en Amazonía oriental y occidental en función de sus expresiones de las superficies. La geología de estas regiones es distinta; la Amazonía oriental está dominado por escudos precámbricos con una cuenca sedimentaria paleozoica en

el medio y ocupa un área relativamente pequeña; la Amazonía occidental está dominado en gran medida por cuencas sedimentarias del Cenozoico, con escudos precámbricos restringidos espacialmente hacia los límites norte y sur. Estos paisajes reflejan bien la geología, con las áreas del escudo generalmente marcadas por mesetas (por encima de los 250 m de elevación), a las que nos referimos como las regiones altas tanto en el oriente como en el occidente de la Amazonía. En cambio, los paisajes a lo largo de las cuencas sedimentarias del Cenozoico generalmente están marcados por una topografía suave y baja (por debajo de los 250 m) que denominamos las tierras bajas de la Amazonía. El margen occidental de la Amazonía está marcado por la cordillera de los Andes y sus estribaciones, que en conjunto se elevan a una altura de 3 a 6 km.

Cuadro 1.1 Tierra y tectónica de placas

El origen del Planeta Tierra está ligado al origen de nuestro sistema solar, comenzando hace alrededor de 4,5 Ga. Los geólogos dividen la historia de la Tierra en cuatro divisiones principales a las que llaman "EON" o "AEON", inspiradas en la palabra griega αἰών (aiwón), que significa eternidad. Los cuatro Eones son Hadeano, Arcaico, Proterozoico y Fanerozoico. El caparazón duro de la Tierra, conocido como "Litosfera", fue formado por dos procesos a lo largo del tiempo geológico. Inicialmente predominó la diferenciación magmática, o en palabras sencillas, la solidificación del magma. Posteriormente se iniciaron los procesos responsables de la tectónica de placas. Las rocas, que se formaron por diferenciación magmática, son los núcleos a los que se agregaron otros terrenos geológicos posteriores debido a la tectónica de placas para formar los cratones, supercratones, continentes y, finalmente, supercontinentes (Harrison 2009; Hasui 2012; Hazen 2012).

Aunque no existe consenso, muchos autores proponen que la tectónica de placas ya había comenzado en el Mesoarcaico (3,5-2,8 Ga), a pesar de ser diferente de los procesos actuales (Ernst 2009). Por ejemplo, durante este Eón, mucho de la superficie de la Tierra era roca sólida; por lo tanto, la tectónica de placas no tenía una escala global como la actual, sino que se localizaba cerca de los núcleos sólidos formados por la diferenciación magmática. Una vez inició el movimiento, también inició la formación continental y la congregación de cratones, supercratones, continentes y supercontinentes.

Como veremos en este capítulo, estas distintas regiones geográficas también condicionan los patrones continentales en la química y el contenido de nutrientes de las aguas superficiales, las aguas subterráneas y los suelos, lo que afecta la hidrología, la composición de los árboles, las tasas de crecimiento forestal y la biodiversidad (ter Steege *et al.* 2006; Hoorn *et al.* 2010a, b; Higgins *et al.* 2011; Quesada *et al.* 2011, 2012).

Los orígenes de estas diversas áreas y paisajes amazónicos deben remontarse a una larga y dinámica historia de evolución geológica regida por la tectónica de placas (Cuadro 1.1), el cambio climático y las fluctuaciones del nivel del mar, que se extienden de millones a miles de millones de años. Las rocas amazónicas más antiguas se formaron durante la era Meso a Neoarcaica (hace 3000-2500 millones de años [Ga]) (Macambira *et al.* 2020). Este núcleo arcaico fue reorganizado por la tectónica de placas a través de la fusión de varios terrenos desde c. 2,1 a 1,0 Ga, que dio origen al Cratón Amazónico (Macambira *et al.* 2020). Encima de este cratón, algunas cuencas sedimentarias intracratónicas registraron sedimentación desde el Ordovícico (c. 485 millones de años [Ma]) y algunas aún acumulan sedimentos en la actualidad. Otros dos eventos geológicos principales cambiaron fundamentalmente la región amazónica: la separación del puente final entre los continentes surameri-

cano y africano (c. 100 Ma) (Figueiredo *et al.* 2007) y la (re)conexión con América del Norte (c. 12-3,5 Ma) (Montes *et al.* 2015; O’Dea *et al.* 2016). Es importante enfatizar que el cambio de procesos dominados por cratones a procesos dominados por los Andes, luego de la apertura del Atlántico Sur y Ecuatorial durante el final del Cretácico Temprano (c. 120-100 Ma) es una parte fundamental de esta historia (Wanderley-Filho *et al.* 2010; Mora *et al.* 2010). Fue durante esta etapa posterior que los gradientes topográficos de occidente a oriente de hoy en día comenzaron a tomar forma.

La Amazonía también es rica en términos de sus numerosos recursos minerales e hidrocarburos, en particular minerales metálicos, petróleo y gas, y acuíferos de agua dulce. Las menas de metales como el hierro (Fe), el aluminio (Al), el oro (Au), el manganeso (Mn), el níquel (Ni) y el estaño (Sn) son comunes alrededor de los escudos precámbricos y representan importantes productos de exportación. La génesis de estos minerales está estrechamente relacionada con la historia geológica multimillonaria de la Amazonía (ver la Sección 1.2). Las reservas de hidrocarburos son abundantes en la cuenca del antepaís subandino de la Amazonía occidental, con orígenes en los últimos 100 Ma. Los acuíferos de agua dulce subyacen en gran parte de las tierras bajas de la Amazonía, siendo más intensamente explotados en la Formación Alter do Chão

en el oriente de la Amazonía. Estos recursos representan importantes fuentes potenciales de riqueza; sin embargo, los impactos ambientales y sociopolíticos de su explotación son muy polémicos (ver capítulos 10 a 15).

En este capítulo resumimos la historia geológica de la Amazonía, desde sus orígenes hasta la formación de los paisajes contemporáneos. Usamos esta narrativa geológica para explicar la génesis de sistemas de suelos y regímenes hidrológicos complejos, así como la distribución y abundancia de los recursos heterogéneos de la región. Un objetivo principal de este capítulo es explicar cómo los procesos

geológicos, climáticos e hidrológicos han conspirado a lo largo del tiempo geológico para generar los paisajes geodiversos de la Amazonía moderna, y cómo estos procesos y paisajes en última instancia establecen el escenario para la evolución de la biota más rica en especies en la Tierra.

1.2 Síntesis de tres mil millones de años de historia de la Amazonía

1.2.1 Formación un Continente: Cratonización

1.2.1.1 El núcleo cratónico

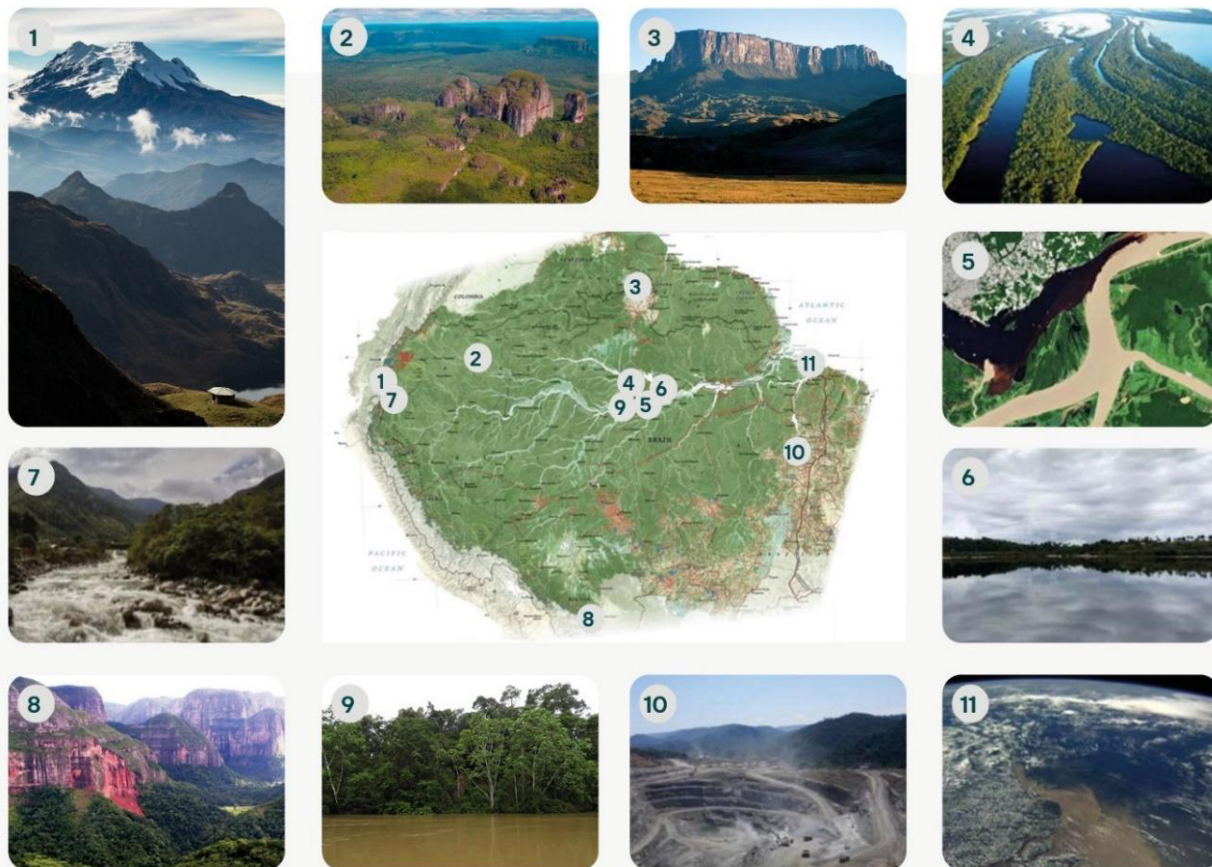


Figura 1.1 Panorama fotográfico de la geología y geodiversidad de la Amazonía 1. Los Andes en Ecuador (Esteban Suárez), 2. Chiriquete (© Steve Winter), 3. Monte Roraima (Paulo Fassina), 4. Anavilhanas (Marcio Isensee e Sá / (o)eco), 5. Cruce del río Negro-Solimões, contiene datos modificados de Copernicus Sentinel (2018) procesados por ESA, CC BY-SA 3.0 IGO (<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/igo/>), 6. Río de las tierras bajas (Pedro Val), 7. Río Andino (Esteban Suárez), 8. Parque Nacional Amboró (Patrón), 9. Várzea cerca de Manaos (Hans Ter Steege), 10. Mina de Cobre Salobo en la Provincia de Carajás (Gustavo Melo), 11. Desembocadura del río Amazonas (*Foz do Amazonas*) (Agencia Espacial Europea <https://www.uu.nl/en/news/amazon-river-impacted-eutrophication-of-atlantic-ocean>).

El núcleo más antiguo del escudo precámbrico de la Amazonía data de hace entre 3.000 y 2.500 millones de años (Ga) y corresponde a la provincia de Carajás (Macambira *et al.* 2020; Figura 1.2.). El área de este núcleo aflora mayormente en lo que hoy es la Amazonía oriental, y está rodeado por terrenos más jóvenes de la corteza, que se agregaron desde 2.1 a 1.0 Ga. La amalgama de terrenos del paleo al mesoproterozoico alrededor del antiguo núcleo arcaico de la provincia de Carajás consolidó el llamado cratón amazónico. Ocupa la mayor parte del occidente de Brasil, cubre casi la mitad del territorio brasileño, se extiende también a varios otros países sudamericanos y es más grande que la moderna cuenca de la Amazonía (Hasui 2012 y referencias allí citadas).

El Cratón Amazónico se subdivide en dos áreas expuestas, o 'escudos', el Escudo Guayanés en el norte y el Escudo Brasileño Central en el sur (Figura

1.2.). Estos escudos están separados por cuencas sedimentarias y cubren alrededor del 40% de la Amazonía. Junto a los Andes y las cuencas sedimentarias asociadas, los escudos representan el escenario geológico más importante del continente, sobre los cuales numerosos procesos geológicos, superficiales, biológicos y climáticos actuaron en paralelo para producir la magnífica diversidad ambiental que actualmente se encuentra en la Amazonía.

1.2.1.2 Fusión de terrenos

La historia de la consolidación del cratón amazónico está ligada a la formación de supercontinentes, particularmente con Rodinia y Columbia (Zhao *et al.* 2004; Nance *et al.* 2014), siendo este último diferente al país de 'Colombia'. Durante este tiempo, el cratón proto-amazónico (es decir, la provincia de Carajás) estaba ubicado en el margen sur de Co-

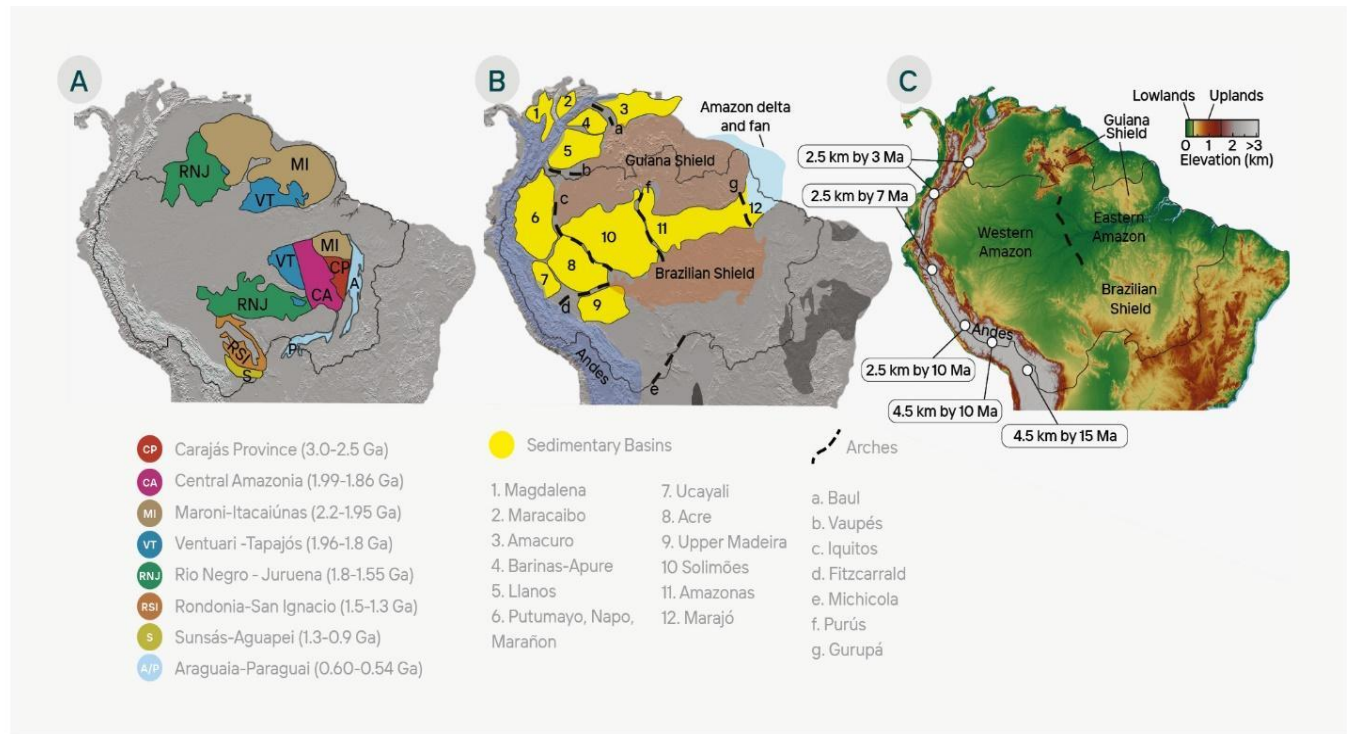


Figura 1.2 (A). Mapa geocronológico del norte de América del Sur con las principales provincias del Cratón Amazónico (modificado de Macambira *et al.* 2020). El área que encierra la extensión conocida del basamento del Meso tardío al Neoproterozoico temprano en los Andes del Norte (terrenos marginales). (B) Cuencas sedimentarias principales del antepaís e intracratónicas de la Amazonía (según Albert *et al.* 2018). Se destaca la ubicación de las cuencas del antepaís norandino. (C) Mapa de elevación de la Amazonía, con prominentes tierras altas en el oriente de la Amazonía que se destacan en colores rojo/amarillo. Las edades indicadas de levantamiento de los Andes se basan en la literatura publicada (Mora *et al.* 2008; Garzzone *et al.* 2017; Sundell *et al.* 2019).

lombia, mientras que nuevos terrenos se acrecentaban a lo largo de sus márgenes. La Provincia Maroni-Itacaiúnas colisionó con el límite nororiental del Cratón proto-Amazónico, mientras que las provincias de la Amazonía Central, Ventuari-Tapajós y Río Negro-Juruena, crecieron hacia los márgenes del suroeste (Figura 1.2.A). Estos nuevos terrenos ampliaron la extensión del área del cratón, mejorando su riqueza mineral con metales raros como el oro. Para ese momento, al menos la mitad del sustrato geológico de la Amazonía ya se había formado (Tassinari y Macambira 2004; Santos *et al.* 2008).

Debido a su posición geográfica sobre una plataforma continental estable, las cuencas sedimentarias del Proterozoico dentro del Cratón Amazónico estaban protegidas contra posteriores colisiones continentales. Por lo tanto, su contenido sedimentario permaneció relativamente intacto durante un tiempo prolongado. Un ejemplo es la provincia geomorfológica de las estructuras de mesetas, conocidas como “pantepui” (Figura 1.2). Estas plataformas de arenisca, como el monte Roraima en el Escudo Guayanés, fueron formadas principalmente por ríos trenzados con algunos sedimentos costeros que se acumularon en una cuenca sedimentaria intracontinental que se extendía sobre partes del supercontinente de Columbia.

El supercontinente de Columbia se fragmentó en c. 1,9 Ga (Zhao *et al.* 2004), pero no se registró fragmentación en el proto-Cratón Amazónico. Un intento de separación resultó en la Gran Provincia Ígnea de Uatumã, una fase generalizada de magmatismo granítico a lo largo del cratón. La formación del supercontinente de Rodinia (c. 1.2–1.0 Ga) marcó el final y la estabilización del Cratón Amazónico con el crecimiento de las provincias de Rondoniano-San Ignacio y Sunsás al margen occidental actual del Cratón Amazónico. Fue durante este nuevo ciclo tectónico que el Cratón Amazónico asumió la configuración que conocemos hoy, comportándose a partir de entonces como una sola entidad tectónica (Figura 1.2.A). Mucho más tarde, durante la formación del supercontinente Gondwana al final del Neoproterozoico (c. 640 Ma), los cinturones de Paraguay y Araguaia se fusionaron en las porciones sureste y sur del Cratón Amazónico.

1.2.2 Construcción del sustrato de roca de tierras bajas: Cuencas sedimentarias

1.2.2.1 Cuencas Sedimentarias Amazónicas

Después de la separación de Rodinia (c. 1,0 Ga), el cratón de la Amazonía se incrustó en el supercontinente de Gondwana. Al comienzo de la Era Paleozoica, se desarrolló una grieta oriente-occidente en el medio del Cratón Amazónico, casi dividiéndolo en porciones norte y sur (Wanderley-Filho *et al.* 2010). Sin embargo, ese proceso de separación no persistió, sino que resultó en la formación de una depresión intracontinental que subdividió el cratón en núcleos de lo que se convertiría en los modernos escudos de Guayana y Brasil (Figura. 1,2). Esta depresión formó el basamento de las cuencas sedimentarias de Solimões y Amazonas. Estas cuencas sedimentarias que se extienden hacia el E-O en medio del cratón amazónico jugaron un papel crucial en la formación de los paisajes amazónicos actuales. Durante los últimos 400 millones de años, fue principalmente una depresión que formaba una vía marítima entre los océanos periféricos y los mares interiores (p. ej., el Proyecto Paleomap de C. Scotese; www.scotese.com). Esta depresión intracratónica ahora también forma el camino del río Amazonas, con sus afluentes en las tierras altas circundantes.

1.2.3 Preparando el escenario: La separación de Pangea y el nacimiento de los Andes

La separación tectónica de América del Sur y África provocó la apertura del Océano Atlántico Sur y Ecuatorial. Esta separación y el eventual levantamiento de los Andes a lo largo del margen occidental de América del Sur alteraron fundamentalmente las condiciones geológicas, geomorfológicas y climáticas de todo el continente y condujeron a la configuración geográfica actual (Figura. 1,3 y Fig. 1,4). La separación de Pangea finalmente transformó este supercontinente en múltiples continentes más pequeños, incluyendo América del Sur, África y el subcontinente indio, con la Antártida y Australia separándose de América del Sur alrededor de 45 Ma (Seton *et al.* 2012). Este reordenamiento paleogeográfico creó nuevos márgenes continentales y reajustes de drenaje a gran escala.

1.2.3.1 Creación de una salida oceánica para el río proto-Amazonas (c. 100 Ma)

El momento del inicio y la paleogeografía del río Amazonas es un tema de mucho debate. Caputo y Soares (2016) propusieron que la dirección principal del flujo de los ríos durante el Cretácico era hacia el occidente, alejándose del margen atlántico y a través de las cuencas intracratónicas de la Amazonía y del Solimões. Durante este tiempo, el margen occidental atravesó fases de margen activo y pasivo, y tenía pocas expresiones topográficas excepto por volcanes aislados (Ramos 2009; Martinod *et al.* 2020). En cambio, Figueiredo *et al.* (2009) proponen que el incipiente río Amazonas comenzó a fluir hacia el este poco después de la iniciación del Océano Atlántico Ecuatorial (c. 100 Ma). Según esta hipótesis, durante el Cretácico Superior (y después de 100 Ma) el sistema de drenaje de la Amazonía se dividió en dos cuencas. Una cuenca fue heredada de la época de Pangea y continuó fluyendo hacia el occidente hacia el Océano Pacífico. La otra cuenca de drenaje recién formada fluyó hacia el este, drenando la Amazonía oriental y entregando sedimentos cratónicos al Océano Atlántico Ecuatorial recién abierto. La división entre las dos cuencas habría sido un área elevada condicionada por la complejidad tectónica del basamento debajo de esta, es decir, el Cratón Amazónico. Esta hipótesis está respaldada por la ausencia de sedimentos de ríos andinos en el Océano Atlántico hasta c. 10 Ma (Figueiredo *et al.* 2009; Hoorn *et al.* 2017), y por el hundimiento progresivo del margen de la placa dividida (McKenzie 1978). En ese momento, el sistema de drenaje paleo-amazónico estaba bien desarrollado en la Amazonía oriental con una desembocadura en el Océano Atlántico. Para formar su configuración transcontinental actual, necesitaba superar una división continental y conectarse con la Amazonía occidental.

Sin embargo, esta conexión no podría formarse hasta que (i) el río paleo-Amazonas pudiera erosionar sus cabeceras más occidentales y (ii) los ríos pudieran evitar pasar por la Amazonía occidental. Estas piezas necesarias del rompecabezas encajaron cuando los Andes se convirtieron en una cordillera de ~4 km de altura y el antepaís subandino se inclinó hacia el este (Dobson *et al.* 2001; Figueiredo

et al. 2009; Shephard *et al.* 2010; Hoorn *et al.* 2010b; Sacek 2014).

1.2.3.2 Desplazamiento de América del Sur hacia el occidente y formación de los Andes: Forjando el límite más occidental de la Amazonía y su inclinación hacia el este

El levantamiento de los Andes fue fundamental para la formación de la Amazonía que vemos hoy, con todos los ingredientes fisiográficos y climáticos necesarios para construir su diversidad geológica y biológica. A continuación explicamos la formación de los Andes.

A medida que América del Sur se desplazó hacia el occidente durante la apertura del Océano Atlántico, el margen occidental de la placa sudamericana experimentó la convergencia de placas tectónicas, la fuerza impulsora de la formación de montañas. Sin embargo, América del Sur no tuvo montañas significativas a lo largo de su costa occidente durante la mayor parte de los últimos 100 Ma. A pesar de la larga historia de derivación hacia el occidente y convergencia tectónica en su borde occidental, no fue sino hasta los últimos 40 ± 10 Ma que comenzaron a formarse las expresiones topográficas significativas de los Andes (Capitanio *et al.* 2011; Garziona *et al.* 2017). Esta formación tardía de montañas es desconcertante y sigue siendo un tema de debate (p. ej., Faccenna *et al.* 2017; Chen *et al.* 2019).

Los Andes se elevaron hasta 4 km en el sur de Perú para entre 10 y 15 Ma (Sundell *et al.* 2019). A medida que continuaba el levantamiento, los Andes también se ensancharon y hacia los 7 Ma alcanzaron una elevación de 4 a 5 km a unos 450 km de la costa del Pacífico en el sur de Perú y el norte de Bolivia (Garziona *et al.* 2017). Los Andes del sur del Perú se ensancharon, mientras que el norte de Perú, Ecuador y Colombia tenían una topografía mucho menos expresiva (Figura 1.2.C).

La evidencia diverge sobre las paleoelevaciones durante el Mioceno, pero parece que no fue sino hasta 4-5 Ma que los Andes de 3 km de altura flanquearon el noroeste de la Amazonía (Mora *et al.* 2008). Es importante señalar que, cuando los Andes al norte del Altiplano alcanzaron los 2,5 km o

más, la circulación atmosférica se bloqueó progresivamente, provocando fuertes precipitaciones orográficas en las estribaciones de los Andes y cambiando fundamentalmente el régimen climático de América del Sur (ver los Capítulos 5 y 7). Las estribaciones de los Andes se volvieron más húmedas y partes de la Amazonía oriental se volvieron más secas (Ehlers y Poulsen 2009).

En los últimos 20 Ma, el ascenso de los Andes deformó la corteza debajo de la Amazonía occidental, creando un gran terreno en forma de cuenco sobre el cual se podrían formar extensos humedales, con incursiones marinas ocasionales (Hoorn *et al.* 2010b; Sacek 2014; Ver Sección la 1.3.2). Grandes cargas sedimentarias fueron exportadas desde los Andes que se levantaban y se erosionaban hacia los megaabancos aluviales, el interior y las cuencas del antepaís (Wilkinson *et al.* 2010; Horton 2018). Estos procesos también crearon las condiciones necesarias (es decir, un medio espeso y poroso) para formar los principales acuíferos subterráneos (ver la Sección 1.6.3) en la región.

La formación de montañas y el sobrellenado de humedales por las grandes cargas de sedimentos controlaron fuertemente los cambios en la red fluvial al empujar los ríos más hacia el este. Junto con el levantamiento de un oleaje de las tierras bajas (es decir, el Arco de Vaupés), fue suficiente para interrumpir el río Orinoco, anteriormente conectado con las tierras bajas de la Amazonía occidental hasta el sur de Perú, y comenzó a formarse una red de ríos en todo el continente (Mora *et al.* 2010). Al mismo tiempo, el sistema del río paleo-Amazonas en la Amazonía oriental estaba creciendo hacia el occidente por la erosión de las cabeceras, como lo sugieren Figueiredo *et al.* (2009). Con los Andes llenando continuamente las cuencas sedimentarias en la Amazonía occidental, la red fluvial comenzó a evitar su paso por las tierras bajas occidentales, lo que flexionó la litosfera bajo la Amazonía occidental y comenzó a formar una inclinación hacia el este (Sacek 2014). Desconectados en gran parte del sistema del Orinoco y potencialmente con un empuje adicional del manto debajo de América del Sur, los sistemas de ríos amazónicos occidental y oriental se conectaron y comenzaron a drenar hacia el este hacia el Océano Atlántico (Figueiredo *et*

al. 2009; Shephard *et al.* 2010; Hoorn *et al.* 2010b; Eakin *et al.* 2014; Sacek 2014) (ver la Sección 1.3).

1.3 Hacia el paisaje moderno

1.3.1 Medio ambiente pasado que dejó su huella en el paisaje amazónico moderno

1.3.1.1 Transición de paisaje fluvial a gran humedal

La formación de los Andes remodeló dramáticamente la geografía del norte de América del Sur en el Neógeno (Garzzone *et al.* 2008, 2017), con la vía marítima a lo largo del margen occidental de la Amazonía secándose gradualmente, pasando a entornos deltaicos y lacustres (Hoorn *et al.* 2010b) (c. 66–23 Ma; Figura 1.4.D.a-b). Desde c.23 hasta hace 10 Ma gran parte de la Amazonía occidental estuvo cubierta por un inmenso mega humedal conocido como el Sistema Pebas (Wesselingh *et al.* 2001, 2006; Hoorn *et al.* 2010a, b) (Figura 1.4.D.c). Este sistema de humedales poco profundos dominado por lagos se extendió por 1 millón de km², alcanzando un máximo de unos 1.500 km O-E desde las estribaciones andinas hasta el límite más oriental de la Amazonía occidental cerca de Manaus, Brasil. Estos humedales también se extendían 1.200 km al NS a lo largo del antepaís subandino desde el moderno río Ucayali en Perú hasta el moderno río Caquetá en el sur de Colombia (Figura 1.4.C.c). Asociado con el levantamiento andino, la interacción/manto de placas y los altos niveles globales (eustáticos) del mar, la Amazonía occidental enfrentó la subsidencia y el levantamiento de arcos estructurales (*p. ej.*, Fitzcarrald, Iquitos, Vaupés; ver Figura 1.2.B), que formaron los márgenes de las cuencas sedimentarias en la Amazonía occidental actual (Espurt *et al.* 2007; Shephard *et al.* 2010; Eakin *et al.* 2014; Sacek 2014; Jaramillo *et al.* 2017; Biscudo *et al.* 2019, 2020).

El registro sedimentario del megasistema de humedales de Pebas está archivado en las cuencas sedimentarias subandinas de Colombia, Ecuador y Perú, y en las cuencas sedimentarias de Solimões, Acre y la parte más occidental de las cuencas sedimentarias de la Amazonía en Brasil (Wesselingh *et al.* 2001; Mapes 2009; Hoorn *et al.* 2010a, b) (Figura 1.2.B). El hundimiento pronunciado a lo largo de

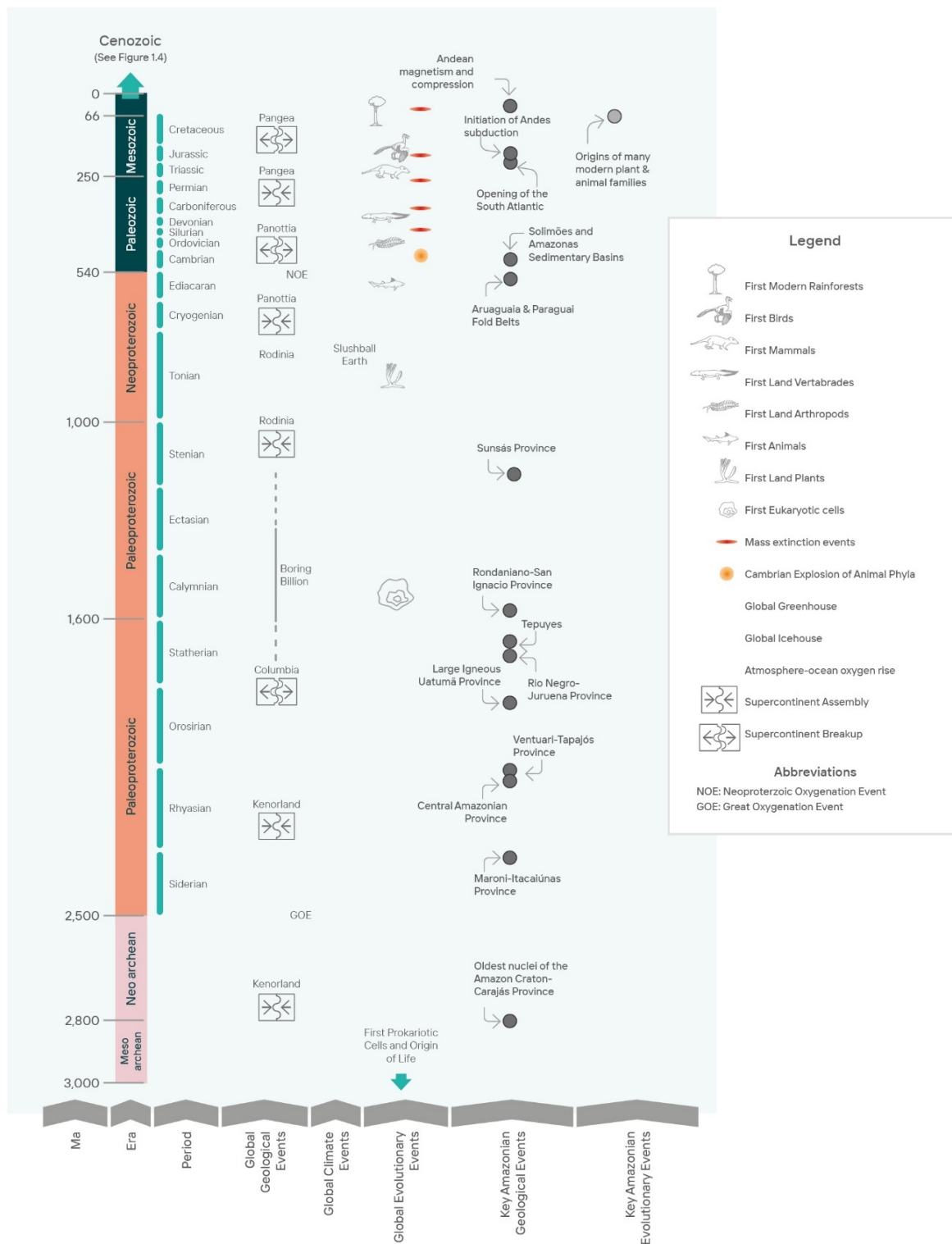


Figure 1.3 Escala de tiempo geológico con los principales eventos geológicos, climáticos y evolutivos globales y amazónicos a lo largo del tiempo.

los Subandes y en la Amazonía occidental también facilitó las incursiones marinas en la región (Hoorn 1993; Hovikoski *et al.* 2010; Hoorn *et al.* 2010a, b; Jaramillo *et al.* 2017).

Se debate el alcance de la influencia marina (Latrubesse *et al.* 2010; Gross y Piller 2020), pero cada vez hay más pruebas de que el humedal de Pebas en ocasiones formó una ensenada estuarina con influencia de las mareas en la cuenca de los Llanos (Hovikoski *et al.* 2010; Boonstra *et al.* 2015; Jaramillo *et al.* 2017). Las unidades sedimentarias que representan el humedal de Pebas se denominan colectivamente la Formación de Pebas, Curaray o Solimões, en Perú, Ecuador y Brasil, respectivamente. En Perú, su superficie rica en nutrientes y los suelos asociados albergan una biota diversa y endémica (Hoorn *et al.* 2010b; Higgins *et al.* 2011; Tuomisto *et al.* 2019).

El Sistema Pebas se caracterizó por ambientes poco profundos dominados por lagos que depositaron sedimentos de grano fino en condiciones frecuentemente hipóxicas (poco oxígeno).

Tal sistema podría formarse y mantenerse durante más de 10 millones de años porque el hundimiento y la entrada de sedimentos se mantuvieron al mismo ritmo (Wesselingh *et al.* 2001; Hoorn *et al.* 2010a, b). Lo más destacable es la rica fauna endémica de moluscos y reptiles que habitaban sus costas, pero que se extinguieron tras la desaparición de este medio ambiente (Wesselingh *et al.* 2006, Riff *et al.* 2010) (ver el Capítulo 2). El sistema estuvo en su máxima extensión durante el Óptimo Climático del Mioceno Medio, desde c. 17–15 Ma, coincidiendo con el punto más alto del nivel del mar global (Miller *et al.* 2020; Westerhold *et al.* 2020; Methner *et al.* 2020) (Figura 1.4).

1.3.1.2 Del Humedal al Río Amazonas y los Megaabanicos

hizo la transición a megaabanicos aluviales y el sistema fluvial de Acre (Hoorn *et al.* 2010a, b). Este cambio en el régimen sedimentario fue causado por una mayor erosión y producción de sedimentos, posiblemente debido al levantamiento acelerado de los Andes, y al cambio climático desde finales del Mioceno en adelante (Figura 1.4.; Harris y Mix 2002). Juntos, estos procesos tuvieron un

efecto transcontinental, extendiéndose desde los Andes hasta el sistema de abanicos de aguas profundas en el margen del Atlántico. La evidencia de esto se puede encontrar tanto en las cuencas subandinas (por ejemplo, Parra *et al.* 2009) y en la desembocadura del río Amazonas (*Foz do Amazonas*) (Figura 1.4.D.d,e). Este último tiene un registro sedimentario que muestra un claro cambio en la geoquímica de los sedimentos, de cratónico a sedimento andino en c. 10 Ma (Figueiredo *et al.* 2009; Hoorn *et al.* 2017; van Soelen *et al.* 2017).

Otros modelos proponen un Plioceno (c. 4,5 Ma; Latrubesse *et al.* 2010; Ribas *et al.* 2012) o incluso Pleistoceno (<2,6 Ma; Rossetti *et al.* 2015) edad para el inicio del río Amazonas transcontinental. Los datos empíricos sobre las edades de las superficies de *terra firme* largo del río Amazonas en la Amazonía occidental muestran edades máximas de 250 ka (Pupim *et al.* 2019) lo que sugiere que las superficies más recientes son relativamente jóvenes (geológicamente hablando). Quizás estas diferentes interpretaciones surjan en parte debido a definiciones alternativas del río Amazonas, diferentes métodos de datación, la longevidad de las características geomórficas y los tipos de datos utilizados por diferentes estudios (ver revisión en Albert *et al.* 2018).

1.3.1.3 Cambios climáticos y paisajísticos del Cuaternario en la Amazonía

El Cuaternario cubre c. 2,6 millones de años de historia, durante los cuales el clima en todo el mundo y en la Amazonía cambió drásticamente debido al inicio de las fluctuaciones glaciales-interglaciales (Lisiecki y Raymo 2005, 2007) (ver el Cuadro 1.2). La dinámica climática del Cuaternario también afectó sustancialmente los paisajes bióticos y abióticos (por ejemplo, megaabanicos, depósitos sedimentarios) de la Amazonía (Cheng *et al.* 2013; Baker y Fritz 2015; Govin *et al.* 2014, Hoorn *et al.* 2017) (Figura 1.4.D.f).

En términos de precipitación, el ciclo hidrológico amazónico está estrechamente ligado a los movimientos estacionales de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre el Atlántico, que da forma al monzón suramericano (eg. Garreaud *et al.* 2009, Novello *et al.* 2019). El forzamiento de pre-

Cuadro 1.2 Clima del Pleistoceno y fluctuaciones del nivel del mar

Las fluctuaciones climáticas globales durante el Pleistoceno (c. 2,6–0,01 Ma) han impulsado múltiples ciclos de cambios eustáticos (o mundiales) del nivel del mar, con varios de los ciclos más recientes que superan los 100 m de cambio vertical desde el mínimo hasta el máximo de la masa marina. Durante los períodos interglaciales cálidos, los niveles elevados del mar ralentizaron las descargas de los ríos al mar, lo que permitió que los sedimentos se asentaran y formaran llanuras aluviales. Durante los períodos glaciales fríos, la disminución del nivel del mar permitió que los ríos incidieran más profundamente en sus lechos de sedimentos a medida que se acercaban a sus desembocaduras, erosionando las llanuras aluviales y aumentando la pendiente del río. Esta formación y erosión repetidas de las llanuras de inundación de aguas bravas amazónicas (es decir, *várzeas*) durante los niveles altos y bajos del nivel del mar se conoce como el Ciclo Irion (Irion y Kalliola 2010).

La erosión durante los niveles bajos del mar excavó las partes bajas de los ríos en la Amazonía oriental, formando lagos de ría profundos cerca de las desembocaduras de grandes ríos de aguas claras como el Tocantins, Xingu y Tapajós. El aumento del nivel del mar después del LGM permitió que los sedimentos llenaran el cañón que se había formado en la parte inferior del río Amazonas-Solimões, de modo que el lecho de la Amazonía moderna es de 10 a 50 m más alto que el de los lagos de ría de sus afluentes adyacentes. Al reducir la línea de base topográfica de la erosión, los niveles bajos del mar también indujeron la formación de cascadas y rápidos en estos afluentes río arriba.

La precipitación adicional es causado por la transpiración sustancial de la selva tropical que juega un papel en el inicio del monzón (Wright *et al.* 2017) y contribuye grandes cantidades de vapor de agua y precipitación a la cuenca hidrográfica de la Amazonía (Langenbrunner *et al.* 2019). La transición de seco a húmedo también está influenciada por la cantidad significativa de evapotranspiración del paisaje del dosel del bosque amazónico (Wright *et al.* 2017).

Los cambios climáticos del cuaternario afectaron tanto la intensidad como la latitud media de la ZCIT, los sistemas convectivos atmosféricos y los vientos alisios. Los regímenes de precipitación sobre América del Sur cambiaron sustancialmente siguiendo los cambios en la intensidad del monzón suramericano,

El jet de bajo nivel de América del Sur, el alto de Bolivia y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ver Capítulos 5 y 7). Nuestro conocimiento de los patrones de precipitación durante el Cuaternario se basa en archivos dispersos de núcleos de hielo y lagos en los Andes, registros marinos de la costa brasileña y cuevas en toda la Amazonía. Las últimas evaluaciones insinúan la compleja historia de los patrones cambiantes de variación hidrológica

en toda la región (por ejemplo, Thompson 1998; Sylvestre 2009; Govin *et al.* 2014; Novello *et al.* 2017, 2019; Hoorn *et al.* 2017; Wang *et al.* 2017).

La evidencia de los registros paleolíticos que cubren los dos últimos ciclos glaciales-interglaciales (c. 250 000 años) revela distintos perfiles climáticos en el oriente y el occidente de la Amazonía, el llamado dipolo de precipitación suramericano (Cheng *et al.* 2013). Este dipolo consiste en un patrón de precipitación diferencial sobre la Amazonía, donde las condiciones húmedas y secas variaron sustancialmente en la Amazonía oriental, mientras que la variabilidad de la precipitación fue mucho menor en la Amazonía occidental, incluyendo los Andes (Cheng *et al.* 2013; Baker y Fritz 2015, Wang *et al.* 2017). El efecto de este dipolo de precipitación en los paisajes bióticos es poco conocido, ya que las secuencias de polen fósil en las tierras bajas de la Amazonía a menudo carecen de series temporales de más de 50.000 años (Flantua *et al.* 2015). Sin embargo, los registros que cubren el último período glacial alrededor de c. 21 ka muestran una diferencia en la composición de especies y en las estructuras de bosques andinos y de tierras bajas en comparación con el presente (Mayle *et al.* 2009), sin que necesariamente muestren un cambio entre biomas (Häggi *et al.* 2017). Los registros

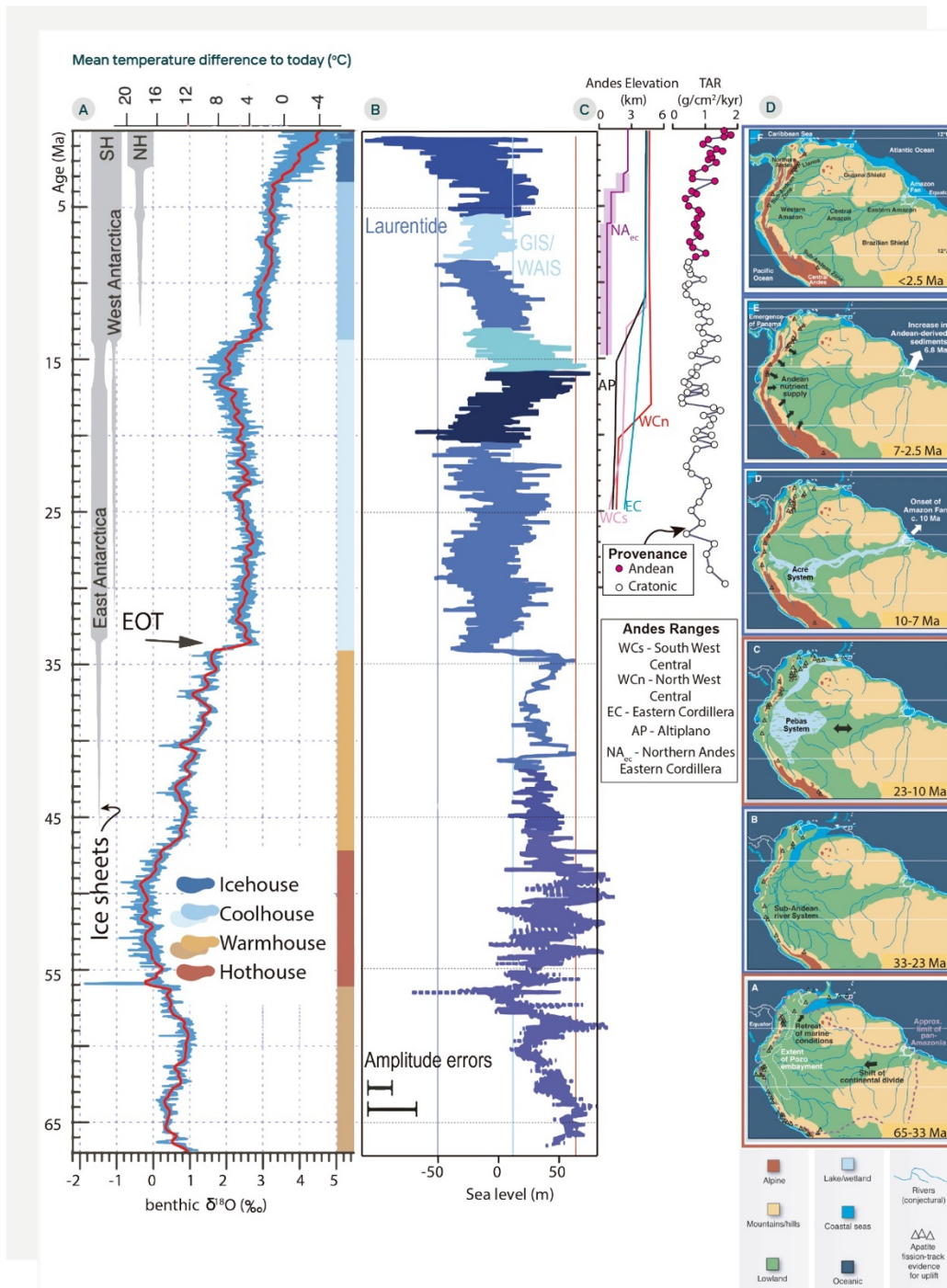


Figura 1.4 A) Curva de temperatura global del Cenozoico (de Westerhold *et al.* 2020); B) Curva global del nivel del mar del Cenozoico (de Miller *et al.* 2020) (ver el Cuadro 1.2); C) Estimaciones de elevación pasada para los Andes centrales (según Sundell *et al.* 2019), y variaciones temporales en ϵNd en el abanico submarino de la Amazonía (rojo, por Figueiredo *et al.* 2009; Hoorn *et al.* 2017), Ceará Rise (negro, por van Soelen *et al.* 2017) y Tasas de Acumulación Terrígena (TAR, por sus siglas en inglés) en la salida de la Amazonía cerca del Alto de Ceará; D) Mapas paleogeográficos que ilustran la transición del Cratón Amazónico a paisajes dominados por los Andes: (a) La Amazonía una vez se extendió sobre la mayor parte del norte de América del Sur. La separación de las placas del Pacífico cambió la geografía y los Andes comenzaron a elevarse. (b) Los Andes continuaron elevándose con el drenaje principal hacia el noroeste. (c) Formación de montañas en los Andes Centrales y del Norte (~30 Ma, especialmente a partir de 12 Ma) y progradación de humedales en la Amazonía occidental. El Óptimo Climático del Mioceno Medio y el alto nivel del mar provocaron intrusiones marinas y condiciones estuarinas en el corazón de la Amazonía. (d) El levantamiento de los Andes del Norte restringió la “pan-Amazonia” y facilitó la especiación y extirpación alopátrica [p. ej., (21)]. (e) Desapareció el megahumedal y se expandieron los bosques húmedos de *terra firme*; cierre del Istmo de Panamá e inicio del Gran Intercambio Biótico Americano (GABI). (f) Cuaternario. Tener en cuenta que América del Sur migró hacia el norte durante el curso del Paleógeno.

Paleo de las tierras altas, incluyendo las reconstrucciones de la línea de nieve de los glaciares y los registros de polen fósil (p. ej., Flantua *et al.* 2014, 2019), también indican la influencia persistente de las fluctuaciones climáticas del Cuaternario en la Amazonía andina.

Los rangos de temperatura durante un ciclo glacial-interglacial completo diferían entre la Amazonía; Las estimaciones actuales son de 2 a 5°C para las tierras bajas amazónicas y de 5 a 10°C en los Andes altos (por encima de los 2500 m) (p. ej., Klein *et al.* 1995; Mayle *et al.* 2004; Mark *et al.* 2005; Groot *et al.* 2011; Hooghiemstra y Flantua, 2019). Aunque las temperaturas fueron igualmente bajas durante los períodos glaciales en los Andes del norte, fueron sustancialmente más secas que en los Andes centrales (Torres *et al.* 2013), creando un dipolo de precipitación adicional de paleoclima dentro de la Amazonía pero al otro lado de los Andes. Las bajas temperaturas durante los períodos glaciales estuvieron acompañadas de grandes cambios en la disponibilidad de humedad relacionados con el sistema monzónico suramericano, lo que provocó avances sustanciales de los glaciares en los Andes (Palacios *et al.* 2020).

El aumento y la disminución de los ciclos glaciales e interglaciales influyeron en los paisajes amazónicos de muchas maneras. Se presume que la combinación del enfriamiento global del clima durante el Plioceno-Pleistoceno (últimos 4 Ma) y las alteraciones de los procesos glaciales han aumentado la erosión glacial a nivel mundial (Herman *et al.* 2013). El aumento de las precipitaciones aceleró la erosión y el transporte de sedimentos durante los períodos interglaciales, mientras que las extensas morrenas pavimentaron los valles hasta elevaciones tan bajas como 2500 m (Angel *et al.* 2017; Mark *et al.* 2005). Las tasas de erosión pueden haber sido más altas durante las transiciones hacia y desde condiciones glaciadas a libres de hielo (Herman y Champagnac 2016), y el flujo de sedimentos fue desproporcionadamente alto durante las oscilaciones climáticas de gran amplitud del último millón de años (Robl *et al.* 2020). La alta denudación de los Andes durante el Cuaternario contribuyó a la formación de pilas aluviales de megaabánico en porciones del antepaís subandino (Wilkinson *et al.* 2010).

1.3.2 Paisajes modernos en la Amazonía

Como se revisó en la Sección 1.3.1, la geodiversidad del paisaje moderno desde la escala continental hasta las terrazas de los márgenes de los ríos es una función acumulativa de procesos tectónicos, geomorfológicos y climáticos que operan durante millones de años.

Los paisajes amazónicos pueden ser clasificados por las principales características de su entorno geológico, que afectan todas las características de la superficie, desde suelos y ríos hasta especies y ecosistemas. Es importante destacar que casi todo lo que sabemos sobre la historia de los paisajes amazónicos proviene de materiales conservados en el registro geológico.

La morfología del paisaje es una descripción de la distribución espacial de las elevaciones, resultante del equilibrio entre levantamiento, erosión y sedimentación. Por lo tanto, la inclinación del terreno y las cargas de sedimentos en los ríos reflejan qué tan rápido se eleva un área (p. ej., Hack 1960; Ahnert 1970; Milliman y Syvitski 1992; Montgomery y Brandon 2002; Portenga y Bierman 2011).

La compresión tectónica eleva las cordilleras en los Andes, mientras que los ríos eliminan todo o parte de ese levantamiento con la misma rapidez, produciendo sedimentos y nutrientes que luego son transportados río abajo (p. ej., Wittmann *et al.* 2011; Garziona *et al.* 2017). Por lo tanto, las montañas de los Andes tienen amplitudes locales de elevación (es decir, rango de elevación en un radio dado, en adelante denominado *relieve*) de más de 3 km dentro de una ventana de 2,5 km. Estas áreas de alto relieve son un testimonio de las fuerzas que impulsan el levantamiento y producen altas tasas de erosión (c. 100–1,000 m/Ma) en los bordes más occidentales de la Amazonía, produciendo 300–600 Mt/año en el Bajo Río Solimões (Wittmann *et al.* 2011). Estas altas cargas de sedimentos provienen de áreas ricas en nutrientes dentro de la cuenca de drenaje de la Amazonía (consulte la Sección 1.4), lo que prepara el escenario para diferentes tipos de hábitats acuáticos y de llanuras aluviales (consulte la Sección 1.5). Es importante destacar que estas montañas bloquean las corrientes atmosféricas y

producen fuertes gradientes climáticos locales, llamados efectos orográficos, concentrando metros de lluvia en las laderas orientales de los Andes amazónicos (Bookhagen y Strecker 2008). Juntos, el alto relieve y la producción de sedimentos de los Andes y sus efectos locales sobre el clima y la vegetación han sido identificados como ingredientes clave para generar y mantener la biodiversidad (Antonelli *et al.* 2018).

En contraste, los paisajes de tierras bajas de la Amazonía occidental y oriental tienen un relieve bajo (<200 m), principalmente debido a las bajas tasas de elevación. En su mayoría, los ríos fluyen sobre rocas sedimentarias fácilmente erosionables de las cuencas sedimentarias que forman el sustrato de la mayor parte de las tierras bajas amazónicas occidentales y orientales. Aunque el bajo relieve y la topografía mayormente uniforme de los interfluvios sugieren que estos paisajes están en equilibrio con las tasas de levantamiento locales, las tierras bajas de la Amazonía occidental son altamente dinámicas. Aquí, las bajas pendientes allanan el camino para ríos serpenteantes de gran energía y dinamismo (es decir, Beni, Mamoré, Juruá, Purús, Madeira, Solimões), que migran de un lado a otro sobre sus llanuras aluviales a tasas de 10 m/año a >100 m/año, tallando paredes curvas de llanuras aluviales e incluso avulsionando en nue-

vos valles (por ejemplo, Mertes *et al.* 1996; Gautier *et al.* 2007). Los datos geocronológicos compilados a lo largo de la llanura aluvial de aguas bravas de la Amazonía sugieren que los depósitos activos de la llanura aluvial tienen como máximo 20 ka (Pupim *et al.* 2019), poniendo un límite en el tiempo para que los canales de los ríos atraviesen la llanura aluvial activa. *Las paleovárzeas* también se conservan en algunos lugares sobre las llanuras aluviales activas (p. ej., el lago Amanã), que persisten a través de más de un ciclo glacial de erosión y depósito de sedimentos de llanuras aluviales (Irion y Kalliola 2010). Estas dinámicas hidrogeomórficas complejas generan una gran heterogeneidad espaciotemporal en las tierras bajas amazónicas, lo que contribuye, por ejemplo, a una diversidad local de peces excepcionalmente alta (Saint-Paul *et al.* 2000; Correa *et al.* 2008; Goulding *et al.* 2019).

En contraste con las tierras bajas de la Amazonía occidental, los ríos de las tierras bajas de la Amazonía oriental fluyen principalmente sobre la Formación Alter-do-Chão (limolitas y areniscas moderadamente persistentes). Aquí, los ríos también son de bajo relieve (10–200 m), excepto donde afloran areniscas resistentes en el estado de Pará (Brasil), donde el relieve local puede alcanzar más de 400 m. A pesar de tener una distribución de relieve relativamente uniforme que podría indicar paisa-

Cuadro 1.2 Clima del Pleistoceno y fluctuaciones del nivel del mar

Las fluctuaciones climáticas globales durante el Pleistoceno (c. 2,6–0,01 Ma) han impulsado múltiples ciclos de cambios eustáticos (o mundiales) del nivel del mar, con varios de los ciclos más recientes que superan los 100 m de cambio vertical desde el mínimo hasta el máximo de la masa marina. Durante los períodos interglaciales cálidos, los niveles elevados del mar ralentizaron las descargas de los ríos al mar, lo que permitió que los sedimentos se asentaran y formaran llanuras aluviales. Durante los períodos glaciales fríos, la disminución del nivel del mar permitió que los ríos incidieran más profundamente en sus lechos de sedimentos a medida que se acercaban a sus desembocaduras, erosionando las llanuras aluviales y aumentando la pendiente del río. Esta formación y erosión repetidas de las llanuras de inundación de aguas bravas amazónicas (es decir, *várzeas*) durante los niveles altos y bajos del nivel del mar se conoce como el Ciclo Irion (Irion y Kalliola 2010).

La erosión durante los niveles bajos del mar excavó las partes bajas de los ríos en la Amazonía oriental, formando **lagos de ría** profundos cerca de las desembocaduras de grandes ríos de aguas claras como el Tocantins, Xingu y Tapajós. El aumento del nivel del mar después del LGM permitió que los sedimentos llenaran el cañón que se había formado en la parte inferior del río Amazonas-Solimões, de modo que el lecho de la Amazonía moderna es de 10 a 50 m más alto que el de los lagos de ría de sus afluentes adyacentes. Al reducir la línea de base topográfica de la erosión, los niveles bajos del mar también indujeron la formación de cascadas y rápidos en estos afluentes río arriba.

jes en equilibrio, los afluentes norte y sur del río Amazonas entre la confluencia del río Negro y el río Solimões están plagados de rápidos y cascadas, especialmente cerca de los límites entre las tierras bajas y las tierras altas (es decir, Joao *et al.* 2013; Val *et al.* 2014; Val 2016). Adicionalmente, la estabilidad a largo plazo de los márgenes del río Amazonas ha permitido el desarrollo de costras lateríticas (por ejemplo, Balan *et al.* 2005; Horbe y da Costa 2005), que tienen fallas locales (Silva *et al.* 2007). Junto con la evidencia de incisiones fluviales y características y depósitos de paleocanales (p. ej., Hayakawa *et al.* 2010), es probable que estos paisajes no estén equilibrados, lo que ha llevado a los autores a argumentar que las fallas intracontinentales y el cambio del nivel del mar glacio-eustático son desencadenantes del cambio del paisaje (Irion y Kalliola 2010; Val *et al.* 2014; Rossetti *et al.* 2015). Si bien todas estas son interpretaciones plausibles, actualmente se desconoce el verdadero origen de los puntos clave (cascadas y rápidos) en el oriente de la Amazonía, pero puede ser clave para limitar el momento de los cambios en el paisaje donde los depósitos de los ríos están ausentes.

Donde los ríos fluyen por encima y fuera de áreas cratónicas (es decir, escudos), los cambios espaciales en el relieve son drásticos y probablemente duraderos. Extendiéndose sobre todos los bordes norte y sur de la cuenca de drenaje de la Amazonía, hay afloramientos de rocas cratónicas, que forman amplias mesetas en su mayoría con una elevación de 500 a 1000 m, pero que alcanzan los 2500 m en los tramos más septentrionales de la Amazonía en el sur de Venezuela y en la frontera entre Brasil y Guyana (Figura 1.2.c). Aquí, los llamados *tepuiforman* asombrosas mesetas que están sostenidas por rocas metamórficas altamente resistentes del cratón amazónico y se elevan por encima de las tierras bajas amazónicas (p. ej., Briceño y Schubert 1990; Rull *et al.* 2019, ver la Sección 1.2). Aquí es donde la evolución geológica de la Amazonía en el tiempo profundo se manifiesta más en el paisaje actual. Se desconoce si estas mesetas se están elevando y, de ser así, con qué rapidez, pero probablemente en órdenes de magnitud más bajos que en los Andes. No obstante, el levantamiento por flexión local debido al peso de las pilas sedimentarias e ígneas (es decir, *sills*) en la cuenca sedimentaria de la Amazonía, así como en el abanico de aguas profundas, podría

contribuir a mantener algunas de estas mesetas (Nunn y Aires 1988; Watts *et al.* 2009). Estas rocas altamente resistentes, de más de mil millones de años, impiden la erosión y el deterioro del paisaje. Las costras lateríticas de 5 a 60 Ma de edad todavía se conservan en el Escudo Guayanés oriental, lo que sugiere tasas de erosión de <5 m/Ma (Thévenaut y Freyssinet 2002; Balan *et al.* 2005; dos Santos Albuquerque *et al.* 2020). En escalas de tiempo milenarias, las áreas del escudo se erosionan a 10–40 m/Ma y aportan 9–20 Mt/año de sedimentos a través de los ríos Negro y Tapajós (Wittmann *et al.* 2011). Hasta el momento, las tasas de erosión son escasas pero muy importantes para determinar qué tan rápido se integraron las áreas de tierras altas con las cuencas de tierras bajas a lo largo del pasado geológico. Esta es una brecha importante en el conocimiento, ya que estas mesetas albergan muchas especies endémicas y de distribución restringida (Albert *et al.* 2011; Cracraft *et al.* 2020; ver también el Capítulo 2).

En resumen, los contrastes geológicos descritos anteriormente son 1) ríos profundamente atrincherados en los Andes en levantamiento con una mezcla de paisajes en equilibrio y no equilibrio; 2) paisajes de bajo relieve y cercanos al equilibrio en las tierras bajas de la Amazonía occidental sobre rocas sedimentarias relativamente blandas con ejemplos típicos de patrones fluviales dendríticos y serpenteantes; 3) formas topográficas complejas en los escudos con mesetas en bajorrelieve rodeadas de excavaciones fluviales intensificadas y configuraciones anómalas de la red fluvial debido a los contrastes litológicos. Es importante destacar que las divisiones de drenaje de bajo relieve existen en muchas partes en los bordes del río Amazonas, como su división con las cuencas de los ríos Orinoco, Essequibo y Paraná-Paraguay-Uruguay, e indican que la cuenca del río Amazonas aún está experimentando transitoriedad (por ejemplo, Albert *et al.* 2018; Stokes *et al.* 2018).

A pesar de la ausencia de un levantamiento tectónico activo conocido, los paisajes amazónicos centrales y orientales son propensos a procesos autógenos y también a perturbaciones externas del nivel de la base que, en última instancia, pueden conducir a cambios en la red fluvial. Estos procesos son 1) topografía dinámica, 2) fluctuaciones del ni-

vel de la base glacial-interglacial (Cuadro 1.2), 3) captura de ríos (Cuadro 1.3) y 4) avulsiones de ríos (Cuadro 1.3). Por último, las tasas de erosión en gran medida no tienen restricciones en la Amazonía y solo se restringen a los afluentes más grandes (Wittmann *et al.* 2011). Esencialmente, no hay datos publicados sobre la tasa de erosión a largo plazo en las tierras bajas de la Amazonía y muy pocas tasas están disponibles para las áreas del escudo y para las montañas de los Andes. Estas son las principales brechas en los datos. Restringir la producción de sedimentos de fondo no solo permitirá restringir lazos más profundos entre el paisaje y la evolución de las especies. También es de gran importancia evaluar los impactos de las actividades antropogénicas como la agricultura, así como los efectos de la deforestación y los incendios forestales en la

producción de sedimentos y la degradación del hábitat en un futuro de cambio climático.

1.4 Riqueza del Paisaje Amazónico: Geodiversidad y Suelos

Los suelos se forman en la interfaz entre la geología, la biología y la hidrología, constituyen una parte integral del entorno físico de los ecosistemas continentales y cumplen cuatro funciones ecológicas principales. Los suelos facilitan (i) el almacenamiento, suministro y purificación del agua; (ii) el crecimiento de las plantas; (iii) las modificaciones atmosféricas; y (iv) los hábitats para organismos y microorganismos. Además, los suelos proporcionan recursos esenciales para la producción primaria (es decir, la fotosíntesis) a través de la disponi-

Cuadro 1.3 Modificación del drenaje a través de la captura y avulsión de ríos

La captura de ríos, a veces denominada piratería de arroyos, es el proceso mediante el cual los afluentes de una cuenca fluvial capturan una fracción de una red fluvial vecina. Las capturas de ríos a menudo surgen de un desequilibrio en las tasas de erosión entre los arroyos que comparten una división de drenaje. La transferencia de afluentes entre las cuencas de los ríos cambia la posición de la división de drenaje y, a menudo, se reconoce por los cambios abruptos en la vaguada o la línea del valle de los cursos de los ríos, como los característicos giros en forma de horquilla o en U. En regiones con sustratos rocosos, la captura del río da como resultado la formación de gargantas estrechas o brechas de viento, así como discontinuidades topográficas representadas como puntos de cruce en el perfil longitudinal del río. Tales nudos son a menudo la ubicación de rápidos o cascadas que se propagan río arriba por la erosión progresiva. El movimiento aguas arriba de los nudos es una consecuencia universal de la caída del nivel base, despojando al paisaje de sus capas superiores de suelo. La caída del nivel base que resulta de la captura del río o la disminución del nivel del mar es un mecanismo poco estudiado del cambio del paisaje en la Amazonía, pero es probable que haya sido muy importante. Dependiendo de varias variables, la transitoriedad del paisaje puede persistir durante millones de años en los paisajes del escudo tectónicamente estables. Las variables importantes que impulsan la captura de ríos y la migración de cuencas hidrográficas incluyen la magnitud de la elevación de las caídas del nivel base, las diferencias en los tamaños de las cuencas a ambos lados de una división de cuencas hidrográficas, las diferencias en la precipitación y la litología a ambos lados de una división de cuencas hidrográficas y la consiguiente potencia de erosión de la corriente impulsada por la pendiente.

Las avulsiones fluviales son cambios en la posición de los cauces fluviales activos que surgen de procesos hidrológicos y geomorfológicos. Las avulsiones suelen ser de naturaleza autogénica y abarcan escalas de tiempo de años a miles de años (Slingerland y Smith 2004). Cuando los ríos se precipitan hacia otro cauce, dejan atrás “cicatrices” fluviales, también llamadas escarpes fluviales, así como abanicos aluviales, que son depósitos sedimentarios en forma de abanico de un kilómetro de ancho. Los escarpes fluviales están muy extendidos en las tierras bajas de la Amazonía e indican que cientos de kilómetros de avulsión fluvial son una parte intrínseca de los ríos aluviales de las tierras bajas, con importantes implicaciones para la biogeografía y la biodiversidad (Albert *et al.* 2018; Tuomisto *et al.* 2019). Las avulsiones más grandes forman megaabanicos aluviales, y también están muy extendidas en la Amazonía con edades variables desde finales del Mioceno (Wilkinson *et al.* 2010).

bilidad de elementos minerales esenciales y agua que sustentan las redes alimentarias terrestres y acuáticas. Por lo tanto, las transformaciones del suelo a lo largo del tiempo controlan la disponibilidad de nutrientes e influyen profundamente en la química del agua tanto en los ecosistemas terrestres como acuáticos. La evolución, diversidad y distribución geográfica de los tipos de suelos afectan todas las funciones de los ecosistemas continentales. Aquí revisamos aspectos de la interacción entre los procesos geológicos, el tiempo y la evolución del suelo en la Amazonía, y cómo esta geodiversidad regional contribuye a las funciones del ecosistema.

1.4.1 La geodiversidad ha dado forma a los suelos amazónicos

Los procesos geológicos, como los descritos en las secciones 1.2 y 1.3, han moldeado la distribución geográfica y la cobertura fisiográfica de las condiciones edáficas en la Amazonía moderna. La formación y evolución del suelo ocurre a través de las interacciones de cinco factores principales (Jenny 1941): material original (p. ej., tipo de roca y minerales), geomorfología (relieve del paisaje local), clima (regímenes hidrológicos y de evaporación que gobiernan los flujos de agua a través de los sedimentos), interacciones con organismos (p. ej., microfauna y meiofauna asociadas con el suelo y las raíces) y el tiempo. Estos factores actúan juntos para crear las condiciones en las que se produce un determinado tipo de suelo. Los suelos son formaciones dinámicas que reflejan los aportes contribuyentes de muchos factores abióticos (litológicos, hidrológicos, climáticos) y bióticos, incluyendo las modificaciones químicas y físicas por bacterias, micorrizas, plantas (p. ej., raíces, hojarasca) y animales (p. ej., meiofauna, lombrices de tierra, artrópodos).

El tiempo cambia las características morfológicas y químicas de los suelos de manera predecible. Al comienzo del proceso de formación del suelo, la superficie plana desarrolla una capa delgada de material no consolidado sobre la roca a través del efecto físico del clima (p. ej., variaciones de temperatura y humedad) y la presión ejercida por las raíces de las plantas. Durante miles o millones de años, el suelo se profundizará y los efectos de la

meteorización (ver la Sección 1.4.2) transformarán la estructura de los minerales del suelo y su química hasta que se forme un suelo más estable, pobre en nutrientes y más profundo. Los suelos maduros son resistentes a cambios posteriores en ausencia de transformaciones pronunciadas a escala del paisaje. Si se desarrolla en una superficie inclinada, la erosión más rápida podría adelantar la formación del subsuelo, manteniendo el suelo joven y poco profundo, independientemente de cuánto tiempo haya estado expuesto. El clima húmedo y cálido continuo y la presencia generalizada de organismos del suelo en toda la Amazonía significan que el tiempo geológico, el material original y la geomorfología son los principales factores que controlan el desarrollo del suelo. Sin embargo, la influencia de estos factores varía con la escala espacial (Figura 1.5).

Las interacciones entre los factores geológicos y climáticos a través de las escalas han producido un mosaico complejo de tipos y condiciones de suelo en toda la Amazonía, cada uno con propiedades físicas, químicas y biológicas distintas. A nivel de toda la cuenca, los procesos descritos en las secciones 1.2 y 1.3 dieron como resultado grandes diferencias en la edad y las tasas de erosión del material original (es decir, el tiempo transcurrido desde que el sustrato estuvo expuesto a la meteorización), formando diferentes provincias geológicas (Figura 1.2A) con variación en el estado nutricional del suelo (Figura 1.5).

Alrededor del 60% de los suelos en la cuenca de la Amazonía son ferralsoles y acrisoles muy meteorizados y pobres en nutrientes, concentrados principalmente en el oriente de la Amazonía (Quesada *et al.* 2011). El material original de los escudos de Guayana y Brasil es de edad Proterozoica y está muy erosionado. Muchos suelos protectores se desarrollaron sobre rocas cristalinas en lugar de rocas sedimentarias o sedimentos no consolidados, que tienen tasas de erosión muy bajas (Sección 1.3.2). Su meteorización ocurre a un ritmo más lento y muchos suelos escudo tienen un estado de nutrientes algo más alto en comparación con los suelos comparativamente más jóvenes que se encuentran al este de la confluencia del río Negro-Solimões en la cuenca intracratónica. Durante el llenado de las cuencas sedimentarias de la Ama-

zonía, por ejemplo, los sedimentos del Paleozoico-Mesozoico que se originaron a partir de rocas proterozoicas meteorizadas resultaron en una menor fertilidad del suelo (Quesada *et al.* 2010) (Figura 1.5. A y B).

En contraste, los suelos en la Amazonía occidental generalmente son más ricos en nutrientes, porque se formaron en sedimentos recientes que se erosionaron en los Andes (Quesada *et al.* 2010, 2011; Quesada y Lloyd 2016). Gran parte de los sedimentos depositados en la Amazonía occidental durante el Mioceno estaban protegidos de la meteorización debido al anegamiento durante la fase de mega-humedal de Pebas (23–10 Ma, ver las Secciones 1.2 y 3). Por lo tanto, los procesos de formación de suelos en gran parte de la Amazonía occidental son significativos solo a partir del Plioceno (c. 5 Ma), y gran parte de la región tiene suelos que tienen menos de 2 millones de años (Quesada *et al.* 2011).

Aunque el tiempo geológico y las tasas de erosión explican las variaciones en el desarrollo y la fertilidad del suelo en toda la cuenca, las variaciones en el material de roca madre y la geomorfología son los principales factores que influyen en las variaciones locales del tipo de suelo. Los procesos asociados con la geomorfología, como la posición topográfica (meseta, pendiente y valle), el drenaje y la erosión local pueden influir fuertemente en la formación del suelo, dando como resultado que diferentes suelos ocurran en una escala de decenas de metros, a pesar de estar formados en la misma litología (Formación Catena, Fritsch *et al.* 2007). La interacción de estos factores da como resultado una divergencia excepcionalmente alta de suelos, con diversas propiedades físicas y químicas. Por ejemplo, al menos 19 de los 32 grupos de suelos de la Base de Referencia Mundial (WRB, por sus siglas en inglés) se encuentran en la Amazonía (Quesada *et al.* 2011), que solo carece de suelos asociados con ambientes secos o fríos.

1.4.2 La diversidad del suelo influye en la función del ecosistema y la biodiversidad

El desarrollo del suelo se produce debido a la meteorización física y química de la roca madre y el regolito, y al enriquecimiento de nutrientes a partir del depósito alóctono de sedimentos y la descom-

posición orgánica autóctona. Los procesos de meteorización química (carbonatación, disolución, hidrólisis, oxidación-reducción) se aceleran en los climas cálidos y húmedos de las selvas bajas amazónicas, mientras que la meteorización física es más activa en los Andes altos. La meteorización física se produce a través de procesos geomórficos que rompen las partículas del suelo en tamaños más pequeños, mientras que la mayor parte de la meteorización química de los suelos amazónicos comprende reacciones con el agua.

La meteorización reduce las concentraciones de muchos elementos minerales esenciales para el crecimiento de las plantas, como fósforo, calcio, magnesio y potasio. La meteorización también altera la composición mineralógica y las características morfológicas del suelo (Quesada *et al.* 2010). En última instancia, esto da como resultado asociaciones entre los principales grupos de clasificación del suelo y la distribución de nutrientes (Figura 1.5.A). El fósforo del suelo sirve como un indicador importante del desarrollo del suelo, ya que el contenido total de fósforo disminuye durante la meteorización del suelo.

Debido a que la reserva de fósforo se transforma gradualmente en formas no disponibles, el fósforo es el principal nutriente que limita la productividad del ecosistema en los antiguos suelos amazónicos (Quesada *et al.* 2012; Quesada y Lloyd 2016). Por otro lado, el nitrógeno se suministra a los suelos principalmente a través de la sedimentación de nitrógeno atmosférico y la fijación de N₂ microbiano, acumulándose así a lo largo del desarrollo del suelo. El nitrógeno no es limitante en los bosques maduros, pero la limitación de nitrógeno sí ocurre en bosques perturbados (p. ej., tala, incendios, eventos de mortalidad a gran escala) y bosques de arena blanca (Quesada y Lloyd 2016).

Los bosques no se ven afectados únicamente por los suelos a través de la disponibilidad de nutrientes. Los tipos de suelo más jóvenes que no han sufrido una meteorización extensa muestran casi invariablemente un menor grado de desarrollo vertical, siendo a menudo poco profundos y con horizontes subterráneos duros que restringen el crecimiento de las raíces (Figura 1.5.CD). Los tipos de suelo que han resultado de muchos millones de

años de meteorización suelen tener propiedades físicas favorables, como una estructura de suelo bien desarrollada, buen drenaje y una alta capacidad de almacenamiento de agua debido a su profundidad (Figura 1.5. E-F). Este equilibrio entre la calidad física y la disponibilidad de nutrientes contribuye en gran medida a la diversidad de ambientes en la Amazonía y causa efectos profundos en la forma como funciona el ecosistema.

Las propiedades físicas del suelo, como la poca profundidad, el drenaje deficiente y los impedimentos físicos para el crecimiento de las raíces, pueden ser una limitante importante para el crecimiento forestal, lo que influye directa o indirectamente en las tasas de recambio y mortalidad de los árboles (Quesada y Lloyd 2016). Las propiedades físicas del suelo cambian los patrones de la biomasa de la vegetación sobre la superficie de la tierra (Quesada *et al.* 2012), y cómo se almacena la biomasa en árboles individuales (Martins *et al.* 2015). Los suelos físicamente restringidos con altas tasas de mortalidad de los árboles tienden a estar dominados por muchos árboles pequeños, mientras que los bosques que crecen en condiciones físicas favorables y de baja perturbación del suelo permiten que los árboles vivan más tiempo y acumulen más biomasa. Las propiedades físicas del suelo también están relacionadas con la abundancia de palmas en la Amazonía (Emilio *et al.* 2014), y a la forma del árbol a través de sus efectos sobre la relación entre la altura y el diámetro del árbol (Feldpausch *et al.* 2011). De manera similar, las características físicas del suelo también influyen sobre la estructura demográfica del bosque (Cintra *et al.* 2013) y la cantidad de madera muerta (Martins *et al.* 2015). Por otro lado, la tasa de crecimiento forestal (producción de biomasa) está directamente influenciada por la disponibilidad de nutrientes del suelo. La evidencia directa de la limitación de nutrientes en la productividad forestal ha sido reportada por Quesada *et al.* (2012), quien demostró que las tasas de crecimiento de la biomasa estaban correlacionadas con las variaciones en las concentraciones totales de fósforo en el suelo en toda la Amazonía.

Existe una controversia sobre la importancia de los suelos para la riqueza de las especies de árboles en la Amazonía. Algunos estudios informan que la riqueza de especies tuvo generalmente una correla-

ción negativa con el estado de nutrientes del suelo, mientras que otros informan una correlación positiva (Faber-Langendoen y Gentry 1991; Phillips *et al.* 2003; Ruokolainen *et al.* 2007). En todo caso, las distribuciones de las especies arbóreas usualmente están asociadas con las propiedades del suelo. Se encontraron relaciones significativas entre la distribución de árboles y las concentraciones de nutrientes del suelo para al menos un tercio de las especies de árboles en los bosques de tierras bajas en Colombia, Ecuador y Panamá (John *et al.* 2007). Higgins *et al.* (2011) muestran que los patrones florísticos en los bosques amazónicos estaban asociados con variaciones del suelo en diferentes formaciones geológicas, lo que corresponde a un cambio de 15 veces en la fertilidad del suelo y un cambio casi total en la composición de especies de plantas, lo que sugiere que, en gran medida, los patrones florísticos pueden estar relacionados con patrones geológicos subyacentes (Quesada y Lloyd 2016).

1.5 Hidrología Amazónica: Ríos, humedales, aguas del suelo y aguas subterráneas

El agua sustenta la vida directamente e indirectamente modula muchos procesos esenciales para la vida. La variada distribución del agua en la Amazonía, en escalas de tiempo estacionales a geológicas, provee el telón de fondo fisiográfico para la vida tanto terrestre como acuática. A continuación examinamos el paisaje hidrológico amazónico moderno como producto de gradientes geológicos y climáticos, y destacamos las características más relevantes para comprender la biodiversidad amazónica.

1.5.1 La diversidad geológica y climática da forma a la diversidad hidrológica en la Amazonía

Bajo un clima, una topografía, un sustrato y una cubierta vegetal dados, que podrían ser incluso más importantes que los sustratos geológicos, se controla la cantidad de lluvia que ingresa directamente a la red de drenaje superficial (escurrimiento superficial) y la cantidad que se infiltra en el subsuelo. Mientras que el flujo superficial moviliza sedimentos y nutrientes hacia los sistemas acuáticos, el material del subsuelo almacena el agua infiltrada, lo que promueve la meteorización

química y libera lentamente agua y solutos a los arroyos como flujo base. El almacenamiento subterráneo también es una fuente de agua del suelo de la zona de las raíces para las plantas durante los períodos de sequía. A lo largo de la Amazonía, las propiedades del sustrato que controlan esta partición superficie-subsuelo (p. ej., pendiente, perme-

meabilidad y espesor del regolito o del sedimento) varían drásticamente. Esto crea un mosaico espacial en el paisaje con pistas sobre dónde se vierte o recoge el agua. Donde existe una capacidad de almacenamiento sustancial en el subsuelo (suelos, regolito, rocas fracturadas), los suelos y los ríos no se secan rápidamente y los ecosistemas son más

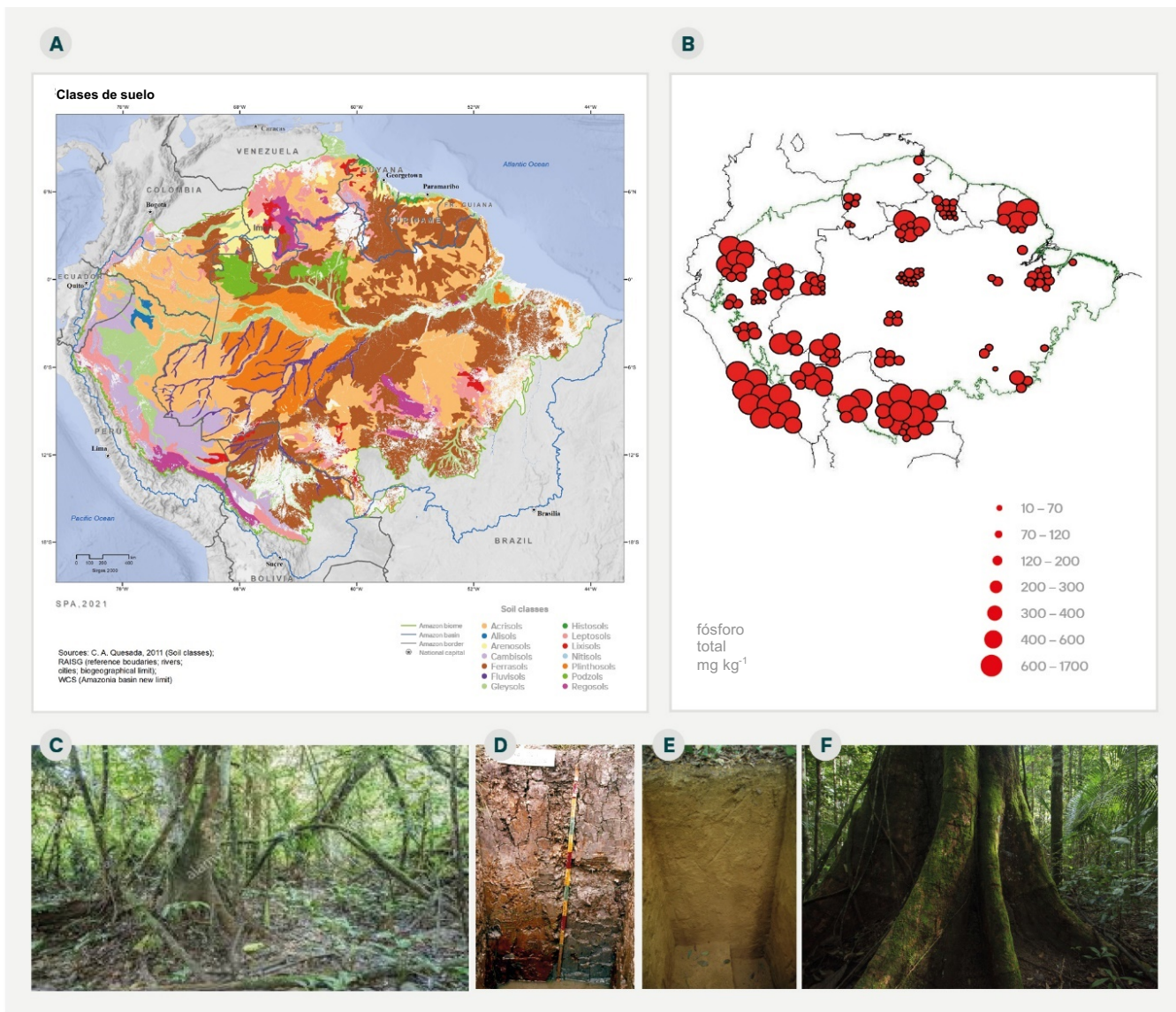


Figura 1.5 A) La complejidad de los suelos en la Amazonía; la mayoría están muy meteorizados, el resto varía desde perfiles de suelo bien desarrollados a jóvenes. El material de roca madre (sustrato geológico) y los suelos están directamente relacionados, pero no existe relación con la edad de las rocas. La depresión O-E del bajo río Amazonas tiene suelos muy pobres; las rocas cristalinas de la Amazonía oriental son intermedias; los sustratos 'derivados de los Andes' en la Amazonía occidental tienen suelos ricos (Quesada *et al.* 2011). B) El gradiente de fósforo en suelos amazónicos, con una clara tendencia de suelos ricos en fósforo en el occidente a suelos pobres en fósforo en el oriente (Quesada y Lloyd 2016). C-D) Gleysoles, suelos no meteorizados y suelos pobres en biomasa en la Amazonía occidental; E-F) Ferralsoles, suelo erosionado y bosque rico en biomasa en la Amazonía oriental (créditos de las fotos: B. Quesada, João Rosa).

resistentes a los cambios rápidos de los fenómenos meteorológicos y las sequías estacionales (Hodnett *et al.* 1997; Cuartas 2008; Tomasella *et al.* 2008; Neu *et al.* 2011). La figura 1.6 ilustra los factores descritos anteriormente, que dan forma a la plomería hidrológica del sistema (caricatura en el centro).

La profundidad de la capa freática (mapa inferior, Figura 1.6) es un buen indicador de las condiciones hidrológicas en toda la Amazonía. La profundidad de la capa freática (WTD, por sus siglas en inglés), que va desde cero (en la superficie terrestre) hasta más de 80 m (ver la barra de color en la Figura 1.6), refleja tanto el clima (flujos verticales) como el terreno (flujos laterales por encima y por debajo del suelo). Las aguas subterráneas poco profundas sostienen el flujo de agua y la humedad del suelo en períodos de sequía. Los ecosistemas de tierras altas sobre una capa freática profunda son únicamente de secano y son vulnerables a las sequías meteorológicas, mientras que los ecosistemas de tierras bajas sobre capas freáticas poco profundas, sostenidos por la lluvia de las tierras altas a través del flujo cuesta abajo, gozan de un suministro de agua más estable. La WTD poco profunda también provoca anegamiento y condiciones anóxicas del suelo, excluyendo la vegetación de las tierras altas que no tolera el anegamiento y seleccionando especies de humedales bien adaptadas al anegamiento.

La estructura espacial de la WTD lleva una fuerte firma de la topografía, directamente porque la pendiente de la superficie controla el drenaje, e indirectamente a través de su influencia en el clima (orografía, tasa de gradiente), regolito (meteorización, erosión y sedimentación) y suelo (estabilidad del sustrato). Estas características del terreno sientan las bases fisiográficas de diversas características hidrológicas.

El fuerte gradiente climático a lo largo de la Amazonía, particularmente en la cantidad de lluvia y la estacionalidad, es otra fuerza que da forma a la diversidad hidrológica. La interacción del clima y la topografía da como resultado un rico patrón espacio-temporal de disponibilidad de agua en la Amazonía. Sin embargo, a excepción del flujo de la corriente, las variables hidrológicas críticas para los ecosistemas, como la humedad del suelo en la zona

de las raíces y la WTD, se observan escasamente en la vasta Amazonía, y aquí usamos un modelo (Miguez-Macho y Fan 2012ab) para ilustrar patrones estacionales y espaciales probables en variables hidrológicas clave.

Figura 1.7. (A) muestra la variabilidad hidrológica de la Amazonía; (i) disponibilidad de agua del suelo para las plantas que refleja la lluvia estacional (arriba), (ii) WTD que muestra áreas de anegamiento (condiciones de humedales, morado) y agua subterránea accesible a las raíces (azul) (centro), y (iii) altura de inundación que muestra la extensión de las inundaciones y la naturaleza dinámica de la conectividad lateral entre los arroyos (abajo). Estos patrones inferidos nos permiten ver la gran variabilidad espacial y los contrastes estacionales en las condiciones hidrológicas de la Amazonía. La composición química de las aguas de la Amazonía refleja en gran medida los sustratos geológicos a través de los cuales fluye el agua. La geoquímica del agua del suelo, en particular los nutrientes del suelo para la vegetación, que dependen en gran medida del lecho rocoso (material de roca madre) y la edad geológica, se discuten en la Sección 1.4. Aquí destacamos las causas geológicas de los tipos de ríos ampliamente reconocidos en toda la Amazonía (Figura 1.7.B); (a) ríos de aguas negras que se originan en bosques de tierras bajas con suelos arenosos pobres en nutrientes y altamente ácidos (pH = 3.5–6.0), (b) ríos de aguas blancas que nacen en las cordilleras andinas geológicamente jóvenes, que son ricos en sedimentos y nutrientes y tener un pH casi neutro (6.8–7.0), y (c) ríos de aguas claras que drenan los antiguos escudos cratónicos, que son pobres en sedimentos y nutrientes y ligeramente ácidos (pH = 6.1–6.7). Cada uno de estos principales tipos de agua alberga especies de plantas y animales acuáticos diversas y especializadas (Stefanelli-Silva *et al.* 2019; Albert *et al.* 2020).

Algunos de los principales paisajes hidrológicos de la Amazonía son humedales periódicamente inundados como *igapó* (aguas negras y claras) y *várzea* (aguas bravas), que contrastan con la *terra firme* que nunca se inunda (Figura 1.7.B). Es probable que esta diversidad haya cambiado en el pasado geológico a medida que el sistema de drenaje de la Amazonía evolucionó a lo largo de millones de años (Sección 1.2 y 1.3).

1.5.2 La diversidad hidrológica determina los hábitats terrestres y acuáticos y la diversidad de ecosistemas

Las variables hidrológicas que más importan para

la vida incluyen la disponibilidad de agua, la calidad del agua, la estabilidad temporal y la conectividad espacial. La Figura 1.7.A muestra la alta diversidad espacial en la disponibilidad y estabilidad del agua.

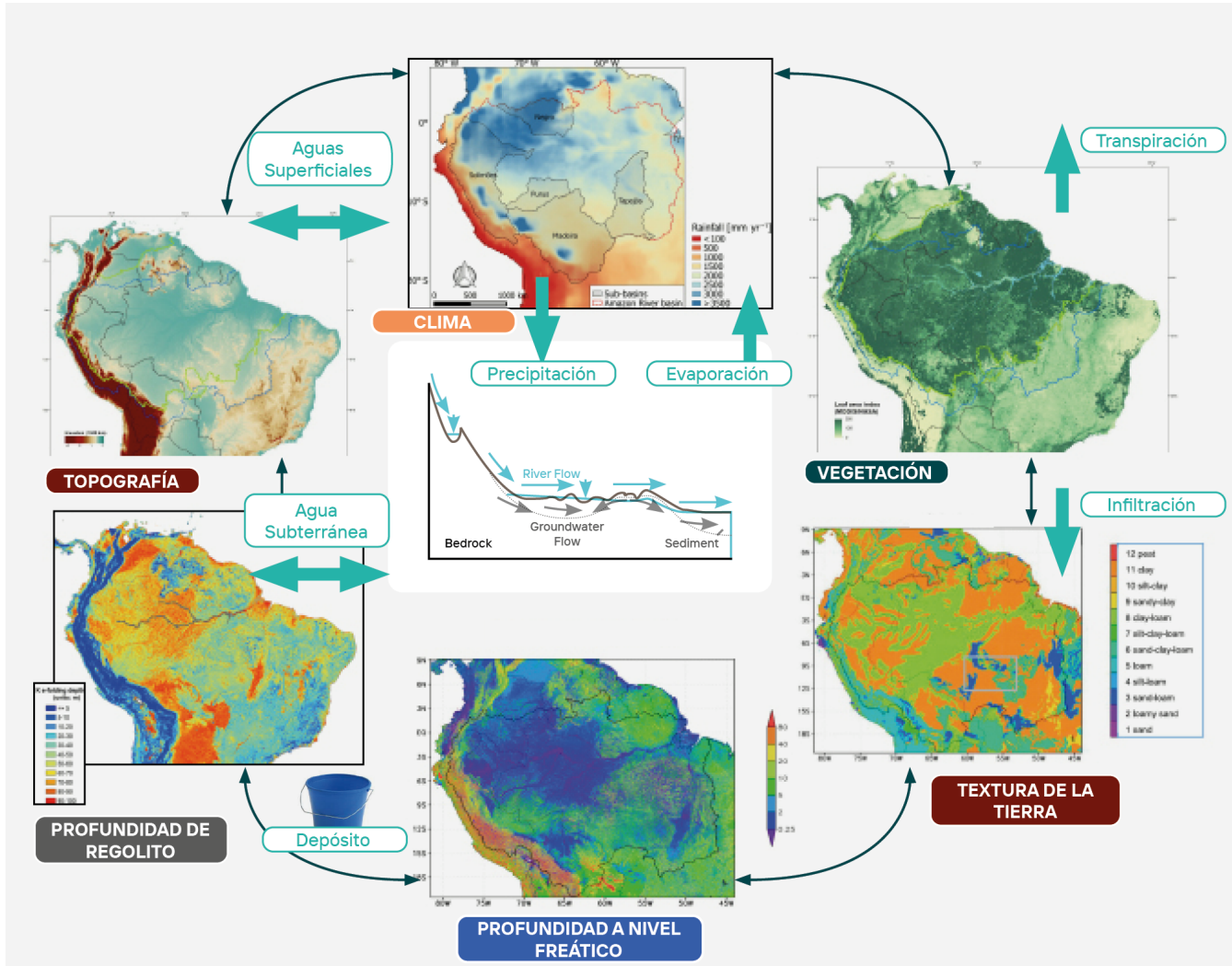


Figura 1.6 Impulsores de la hidrología amazónica moderna. Las flechas azules indican efectos hidrológicos. El clima (arriba) determina la oferta de precipitaciones y la demanda de evaporación (flujos verticales). La transpiración de las plantas devuelve una gran parte de la precipitación a la atmósfera a través de la transpiración (flujo vertical), lo que reduce efectivamente la cantidad de agua que se mueve lateralmente en la tierra. Los flujos laterales están controlados en gran medida por la topografía a través de la red fluvial en la superficie, y por el espesor y la permeabilidad del regolito dependiente del terreno a través del flujo de agua subterránea en el subsuelo. El regolito también controla la capacidad de almacenamiento (el balde) mediante la cual se almacenan los excedentes de la estación húmeda y se trasladan para subsidiar los déficits de la estación seca. Las propiedades físicas del suelo controlan la infiltración y, por lo tanto, el almacenamiento subterráneo. Todos los factores influyen directamente en el equilibrio hídrico de un lugar, pero también indirectamente mediante la modulación de otros factores (indicados por flechas negras dobles y delgadas). Fuentes: mapa climático de Maeda et al. (2017); mapa de índice de vegetación de la NASA (earthobservatory.nasa.gov/global-maps); mapa topográfico de SRTM/NASA (www2.jpl.nasa.gov/srtm); mapa de profundidad del regolito de Fan *et al.* (2013); mapa de textura del suelo de Miguez-Macho y Fan (2012b); Mapa de profundidad hasta la capa freática de (Miguez-Macho y Fan 2012b).

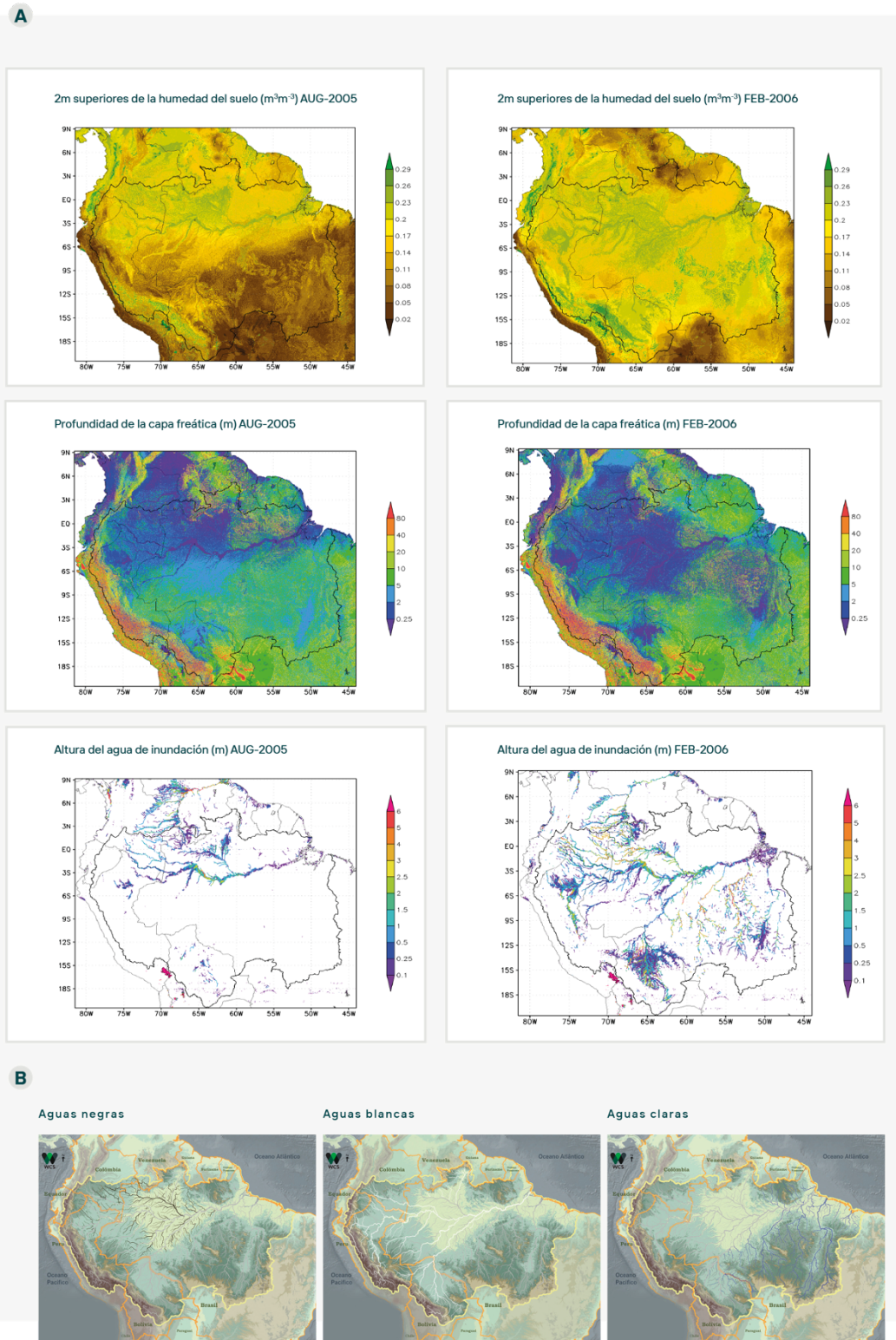


Figura 1.7 (A) Distribución espacial simulada por un modelo y contraste estacional en los 2 m superiores de la humedad del suelo (m^3m^{-1}) disponible para la vegetación (superior); profundidad de la capa freática (centro), altura del agua de inundación y conectividad de llanuras aluviales (abajo) (Miguez-Macho y Fan 2012a) (B) Tipos de agua del río Amazonas: aguas negras, aguas blancas, aguas claras, según la química del agua y la carga de sedimentos, lo que refleja la naturaleza geoquímica de sus regiones de origen (<https://amazonwater.org/waters/rivers-types>).

La humedad del suelo disponible para la vegetación (fila superior) varía desde la saturación hasta el punto de marchitez en una estación. La profundidad de la capa freática (fila central) varía de 0 a >80 m con patrones contrastantes a lo largo de la temporada, lo que sugiere la distribución estacional de los humedales, el capilar de aguas subterráneas que alcanza la profundidad de las raíces de las plantas y el espesor y la capacidad de almacenamiento de agua de la zona vadosa que se va a llenar en la estación lluviosa. La altura del agua de inundación (fila inferior) es la característica más dinámica de la Amazonía, llenando y vaciando llanuras aluviales masivas y conectando estacionalmente los muchos canales, lo que permite la migración de la vida acuática pero dificulta la de la terrestre.

A nivel del paisaje, bajo el mismo clima y sobre una geología similar, las variaciones hidrológicas se alinean fuertemente con los gradientes de las laderas, con colinas mejor drenadas y valles mal drenados. Esta variación sistemática en el drenaje es la base de la noción de topo-secuencia o catena del suelo (ver la Sección 1.4). A lo largo de la catena se han documentado cambios sistemáticos en la distribución de especies, encapsulados en el concepto de nicho hidrológico (Silvertown *et al.* 1999, 2014).

La Figura 1.8 da cuatro ejemplos. En (a), que resume décadas de investigación en los ecosistemas de arena blanca en el drenaje del Río Negro, Terborgh *et al.* (1992) señala que las ligeras ondulaciones en la topografía, imperceptibles en el suelo, pueden influir dramáticamente en las estructuras de la vegetación, debido a la respuesta selectiva de la vegetación al estrés hídrico (colinas de arena excesivamente drenadas) y al anegamiento (capa freática poco profunda en los valles), formando zonas de elevación desde *igapó* hasta bosques de *terra firme* a lo largo de un gradiente de drenaje. En (b), el bosque de *várzea*, la riqueza de especies de árboles está fuertemente dividida en zonas a lo largo de gradientes de inundación (pocas especies toleran inundaciones prolongadas) en las llanuras aluviales de la parte baja del río Solimões (Wittmann *et al.* 2011). In (c), Schiatti *et al.* (2014) encontraron que el recambio de especies corresponde a la recambio en la profundidad de la capa freática, desde una profundidad uniforme debajo de las mesetas (10 %

de recambio de especies) hasta variaciones y fluctuaciones cerca de los valles (90 % de recambio de especies). En (d), a lo largo de una ladera en el Cerrado brasileño, un dosel leñoso más denso y complejo ocupa las laderas superiores bien drenadas, y la capa freática poco profunda debajo de las laderas inferiores causa anegamiento y restringe la presencia de especies (Rossatto *et al.* 2012). La importancia del drenaje de las laderas es mayor en las partes de la Amazonía con una fuerte estación seca, cuando los valles permanecen húmedos y pueden sostener florísticamente diferentes ecosistemas de los valles.

1.6. Riqueza Mineral, Hidrocarburos y Acuíferos en la Amazonía

La Amazonía ha sido conocida durante mucho tiempo como un área de alto potencial para recursos minerales y representa una de las últimas fronteras de exploración de minerales en el mundo (Cordani y Juliani 2019). En las últimas décadas, la región ha sido escenario de intensas actividades mineras (Monteiro 2005; ver Capítulos 9 y 11), incluyendo los distritos de Carajás para Fe, Cu, Au, Mn y Ni; Pitinga para Sn, Nb y elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés); Serra do Navio para Mn; y Trombetas-Juruti para Al (Ver tabla en Figura 1.9). Durante mucho tiempo, la exploración minera de la Amazonía estuvo dominada por *garimpos* (es decir, operaciones de minería artesanal, normalmente no reguladas). A partir de la década de 1990, las grandes empresas mineras comenzaron a emplear tecnologías modernas, como las operaciones en la Provincia de Carajás (Fe, Cu y Mn) y Juruti-Trombetas (Al) (Monteiro 2005; Cordani y Juliani 2019).

Nuevas fronteras para la exploración minera abarcan el área central del Cratón Amazónico en el Escudo Brasileño, particularmente en las provincias de Ventuari-Tapajós y Río Negro-Juruena (Juliani *et al.* 2016)

La fiebre por los metales básicos y preciosos ha atraído a muchas empresas mineras internacionales a la Amazonía. Sin embargo, la geología del subsuelo y el potencial mineral siguen siendo poco conocidos en gran parte de las tierras bajas de la Amazonía y el Escudo Guayanés. Estas regiones

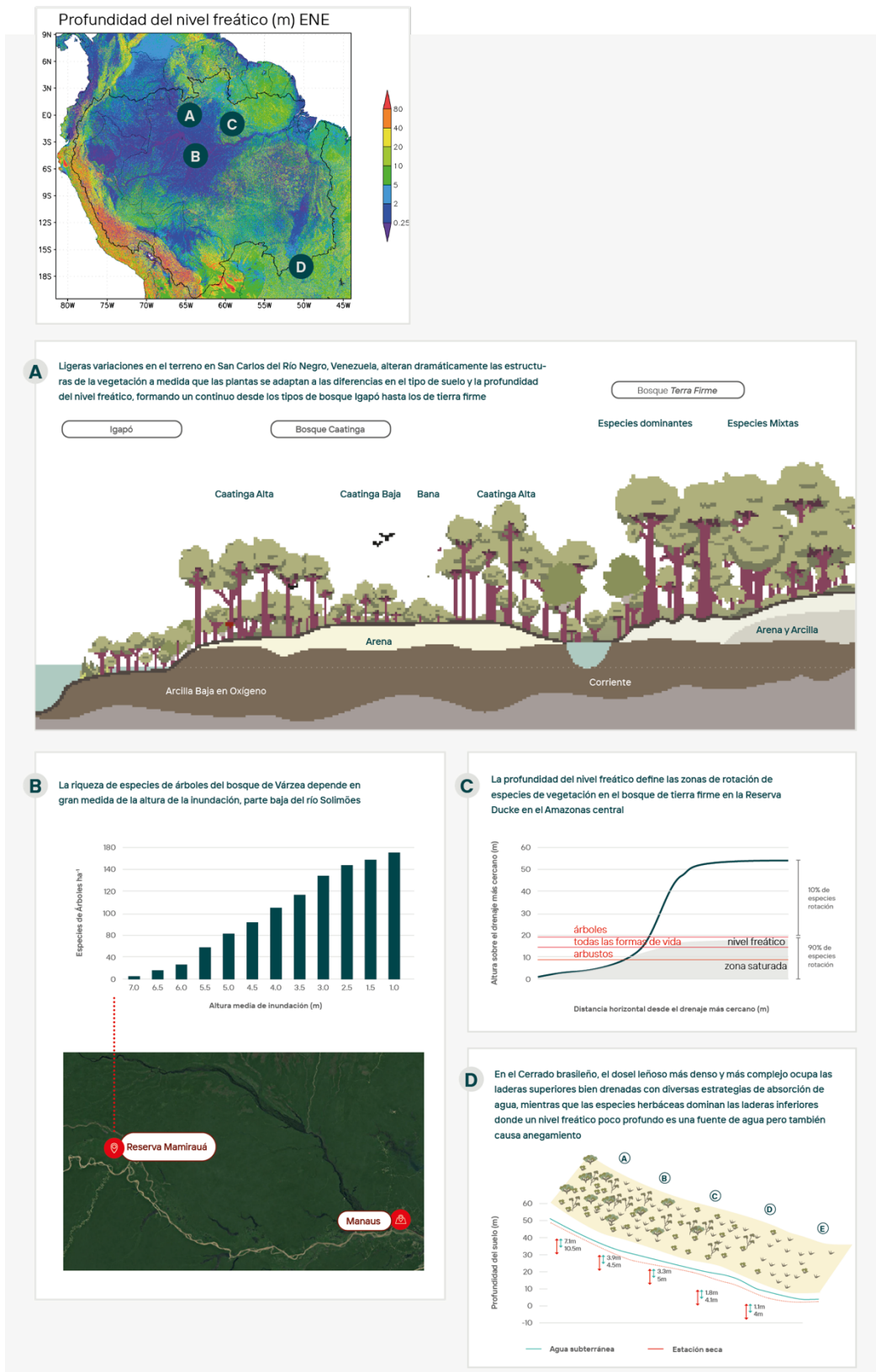


Figura 1.8 Ejemplos de influencia hidrológica en la distribución de especies a escala de paisaje en la Amazonía. Fuente: (A) Terborgh *et al.* (1992); (B) Wittmann *et al.* (2010); (C) Schiatti *et al.* (2014); (D) Rossatto *et al.* (2012).

son de difícil acceso y han experimentado durante mucho tiempo complejos problemas políticos y sociales relacionados con el desarrollo industrial.

Las cuencas sedimentarias de la Amazonía contienen grandes formaciones con porosidad y permeabilidad significativas. Una síntesis reciente de múltiples fuentes de datos en la Amazonía occidental sugiere que el Sistema Acuífero Amazónico (SAA) es potencialmente uno de los sistemas acuíferos más grandes del mundo (Rosario et al. 2016) como se discutió en la Sección 1.6.3.

1.6.1 Yacimientos minerales en la Amazonía: Una diversidad desde el Arcaico hasta el Fanerozoico

Los yacimientos de minerales son concentraciones anómalas de un elemento de interés económico dentro de la corteza terrestre. Los yacimientos de minerales pueden formarse como resultado de (i) la interacción de la litosfera, la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera; (ii) la disminución en la producción de calor global interna, y (iii) los cambios en la tectónica global (Robb 2005). La gran variedad de yacimientos de minerales amazónicos es consecuencia de la compleja y prolongada evolución geológica descrita en este capítulo.

La formación de minerales amazónicos comenzó en el Mesoarcaico (c. 3,0 Ga), con procesos geológicos durante el Fanerozoico que ampliaron el potencial mineral de la región. La mayoría de los yacimientos de minerales amazónicos conocidos se concentran en terrenos precámbricos, mientras que los recursos de hidrocarburos y acuíferos se concentran en cuencas sedimentarias fanerozoicas (Figura 1.9, Figura 1.2A y B). Una de las provincias mineras más prolíficas del mundo se encuentra dentro del núcleo más antiguo del Cratón Amazónico, en la Provincia Arcaica de Carajás. En la parte sur, en el Dominio Río María, la metalogénesis del terreno está marcada por la ocurrencia de algunos depósitos de oro dentro de los cinturones de piedra verde del Mesoarcaico (3,2–2,8 Ga) (Monteiro et al. 2014). Por el contrario, en la parte norte de la Provincia de Carajás, el Dominio de Carajás es una de las provincias mineras mejor dotadas del mundo con una amplia variedad de yacimientos (Monteiro et al. 2014). Los depósitos de hierro aso-

ciados con formaciones de hierro en bandas en Carajás son reconocidos mundialmente como las operaciones mineras más grandes del mundo. Los depósitos de manganeso, como en la mina Azul, también ocurren en Carajás. Además, en los últimos años, Carajás también se convirtió en un importante productor de cobre (con oro asociado) en Brasil (Juliani et al. 2016). Las rocas máficas o ultramáficas generalizadas albergan depósitos notables de Ni y PGE (Elementos del Grupo del Platino, por sus siglas en inglés; por ejemplo, Pt y Pd) también en la provincia mineral de Carajás. Durante la Orogenia Transamazónica (c. 2.05 Ga) se formaron depósitos sustanciales de Mn en la provincia de Maroni-Itacaiúnas, como el Buritirama y el Serra do Navio.

Es común encontrar una amplia variedad de yacimientos de minerales relacionados con el granito asociados con zonas de paleosubducción dentro de los terrenos paleoproterozoicos (2.1–1.6 Ga). La provincia minera de Tapajós y la provincia aurífera de Alta Floresta son las fronteras actuales de la exploración minera en Brasil (Juliani et al. 2016; Klein et al. 2018). En estos ambientes se encuentran rocas plutónicas y volcánicas que albergan diferentes estilos de depósitos de Au-Ag-Cu-Mo de edad Paleoproterozoica. Hacia la porción noroeste de la provincia de oro de Alta Floresta, la mina Aripuanã es un raro ejemplo de un depósito paleoproterozoico de Pb-Zn asociado con calderas volcánicas conservadas (Biondi et al. 2013).

En el sector norte de la Provincia de Ventuari-Tapajós, en el Escudo Guayanés, también se reportan yacimientos graníticos, entre ellos (i) el famoso yacimiento Pitinga, mina histórica de Sn con grandes contenidos de Nb, Ta, F y REE (Bettencourt et al. 2016); y (ii) el distrito de Surucucu, un terreno poco investigado con depósitos de Sn y Au (Klein et al. 2018). En la interfase de las provincias de Río Negro-Juruena y Rondoniana-San Inácio, en la porción suroeste del Cratón Amazónico, se descubrieron y explotaron notables depósitos de Sn en los últimos 50 años (Bettencourt et al. 2016). La intrusión de granitos entre 1,31 y 0,97 Ga dio origen a grandes depósitos de Sn, W y Nb (Bettencourt et al. 2016). El yacimiento de Seis Lagos representa una de las reservas de Nb y REE más importantes del mundo. Este yacimiento está contenido en una in-

trusión de carbonatita y forma parte del norte de la provincia de Río Negro-Juruena, con una edad de alrededor de 1,3 Ga (Rossoni *et al.* 2017).

Los depósitos de aluminio (minerales de bauxita) son bastante comunes en la Amazonía y abarcan grandes reservas. Los distritos de bauxita de Trombetas-Juruti y Parago-minas representan importantes fuentes de aluminio y se encuentran en mesetas de bajo relieve dentro de algunas de las cuencas sedimentarias del Fanerozoico (Costa 2016; Klein *et al.* 2018). Estos depósitos también son un buen ejemplo de yacimientos de minerales formados por meteorización extrema y lixiviación de elementos no deseados, que concentran metales en la matriz sedimentaria. La cubierta laterítica madura es una característica común en la Amazonía, que se formó por intensos procesos de meteorización debido a las condiciones climáticas. Se cree que estos procesos comenzaron en c. 80 Ma y permanecen activos hasta el presente (Monteiro *et al.* 2018). Es importante destacar que estos procesos también mejoran la calidad de los depósitos de Fe de Carajás, los depósitos de Mn en Buritirama y Serra do Navio, y los depósitos de Nb-REE en Seis Lagos.

1.6.2 Petróleo y gas

El petróleo y el gas se concentran principalmente en la región Subandina, a lo largo de los márgenes occidentales de la Amazonía, y en menor medida en la Amazonía occidental y oriental (Figura 1.9). En las cuencas sedimentarias subandinas, la búsqueda de petróleo y gas se inició durante la década de 1940; sin embargo, las primeras reservas de petróleo no se descubrieron hasta la década de 1980 en la región de los Llanos de Venezuela. Posteriormente, la exploración de hidrocarburos se expandió hacia el sur desde Colombia hacia Ecuador y Perú. Ahora se sabe que las mayores reservas probadas de hidrocarburos se encuentran en el extremo occidental de la Amazonía, en las estribaciones de los Andes (de Souza 1997).

En la Amazonía brasileña, la búsqueda de petróleo y gas comenzó durante la década de 1950 en las cuencas sedimentarias intracratónicas, un tipo de ambiente geológico y geográfico muy diferente.

Inicialmente, la actividad exploratoria estuvo enfocada en las márgenes de los principales ríos, como el Solimões-Amazonía, Tapajós y Madeira. Más tarde, la exploración se expandió hacia el bosque. En 1978, Petrobras (la empresa petrolera estatal brasileña) descubrió el campo de gas de Juruá. En los años siguientes se perforaron tres pozos de evaluación en el campo Juruá con el objetivo de evaluar su potencial, el cual se determinó como no comercial. Sin embargo, a principios de la década de 1980, Petrobras inició una nueva campaña exploratoria que finalmente condujo al descubrimiento del campo de petróleo y gas de Río Urucu en 1986, en el interior de la Amazonía occidental y en la cuenca sedimentaria de Solimões. Como este nuevo campo contenía petróleo además de gas, Petrobras reorientó sus esfuerzos exploratorios para esta nueva área, dejando el desarrollo del campo de gas Juruá para demandas futuras, pero condicionado al potencial de nuevos descubrimientos y la demanda comercial de gas seco. Después del descubrimiento de Río Urucu, se descubrió un campo de petróleo y gas aún más grande llamado campo Leste de Urucu. Otros campos de petróleo y gas más pequeños que rodean la provincia de petróleo y gas de Urucu fueron descubiertos durante la década de 1990 (Souza, 1997). Hoy, una empresa privada tiene el monopolio de la exploración y explotación de petróleo y gas en la Amazonía brasileña.

1.6.3 Acuíferos

La Figura 1.9 muestra los principales sistemas acuíferos de la Amazonía brasileña. Los más grandes se encuentran en cuencas sedimentarias a lo largo del cauce principal del río Amazonas, que comprenden la cuenca sedimentaria Amazonas al este y la cuenca sedimentaria Solimões al occidente. Aquí, gruesas secuencias de depósitos de arena y arcilla formadas durante el Mesozoico y el Cenozoico permiten la acumulación de grandes sistemas acuíferos continuos (alternancia de acuíferos y unidades de confinamiento) (Figura 1.9). Viéndolo en el mapa (A), de este a occidente son los sistemas acuíferos Alter do Chão, Içá y Solimões (Rosário *et al.* 2016; Hu *et al.* 2017). La vista transversal (B) ilustra los tipos de acuíferos, donde los acuíferos superficiales expuestos (no confinados)

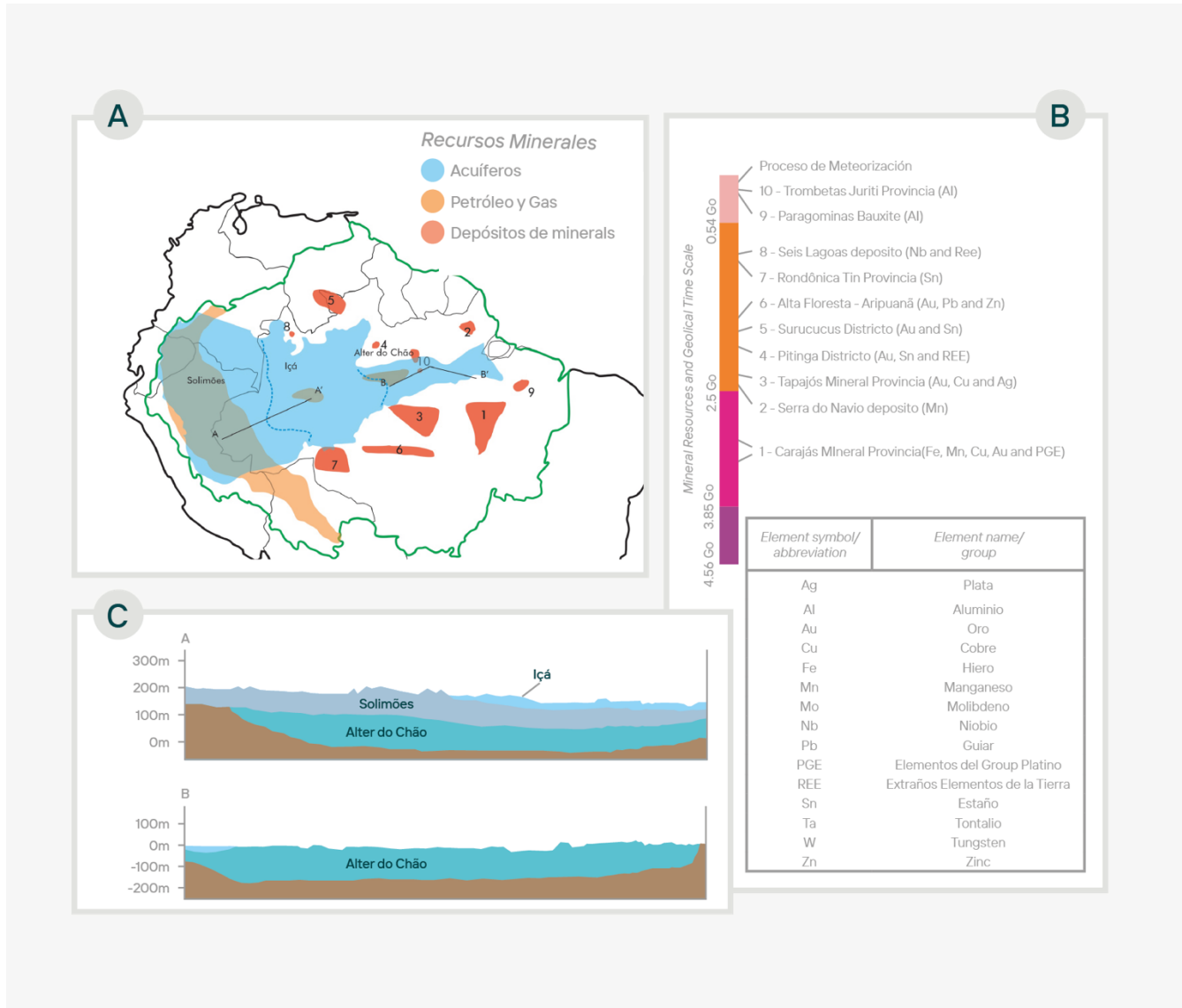


Figura 1.9 (A) Mapa tectónico-cronológico simplificado del norte de América del Sur con la distribución de los principales yacimientos minerales y campos de petróleo y gas (Modificado de Marini *et al.* 2016, and Klein *et al.* 2018). (B) Depósitos de minerales de la Amazonía y su ubicación a lo largo de la escala de tiempo geológico. También se muestran en (A) los principales sistemas acuíferos con secciones transversales que se muestran en (C) (modificado de Rosário *et al.* 2016; Hu *et al.* 2017).

se recargan activamente por precipitación y se descargan en la red de drenaje del río, pero los acuíferos enterrados (confinados, si están enterrados bajo estratos de baja permeabilidad) están aislado de las aguas superficiales. Fuera del eje central de las cuencas sedimentarias, a lo largo del cauce principal del río Amazonas, se encuentran los pequeños acuíferos de Boa Vista y Parecis (no se muestran) en areniscas/limolitas fracturadas

del Paleozoico (Hirata y Suhogusoff 2019), que tienen una capacidad limitada de almacenamiento de aguas subterráneas.

Mientras que el acuífero Alter do Chão es principalmente libre en el oriente de la Amazonía brasileña (Sección B-B', Figura 1.9.B), se vuelve semiconfinado en el occidente de Brasil bajo los acuíferos de Içá y Solimões (Sección A-A'). Los acuíferos de So-

limões en la Amazonía occidental no están confinados, intercambiando agua con la red fluvial (Rosário *et al.* 2016). A través de una síntesis de múltiples fuentes de datos, Rosário *et al.* (2016) también identificaron el sistema acuífero confinado de Tikuna, una gran unidad continua de arenisca del Cretácico en la cuenca del Solimões (ver la Figura 10). La Formación Alter do Chão está expuesta en la Amazonía oriental y continúa hacia el occidente desde las cuencas sedimentarias de Amazonas a Solimões, donde se le han asignado dos nombres de acuíferos: Alter do Chão (cuenca sedimentaria de Amazonas) al este donde está expuesta, y Tikuna (cuenca sedimentaria de Solimões) al occidente, donde está enterrada. Tres acuíferos se apilan verticalmente: Iça, Solimões y Tikuna (o Alter do Chão). Juntos, estos grandes acuíferos sedimentarios conforman el Sistema Acuifero Amazónico, uno de los sistemas acuíferos más grandes del mundo (Rosário *et al.* 2016).

1.7 Perspectiva: El futuro de la Amazonía

La geodiversidad amazónica enfrenta amenazas graves e inminentes de una amplia gama de actividades humanas. Estas amenazas van desde la deforestación debido a la construcción de represas y carreteras, la extracción de minerales y los cambios asociados en el uso de la tierra, hasta el cambio climático global y el aumento del nivel del mar. Según los modelos de emisiones de carbono “sin cambios” (*business as usual*), se pronostica que las temperaturas globales aumentarán 6°C para el 2100 (IPCC 2021), pero los cambios regionales en la temperatura y las respuestas de los ecosistemas relacionados pueden diferir espacialmente, especialmente en áreas topográficamente ricas como los Andes. (IPCC 2021). El calentamiento global antropogénico ya está teniendo consecuencias ambientales dramáticas para la Amazonía, con los mayores impactos futuros resultantes del aumento del nivel del mar y de cambios pronunciados en los patrones e intensidades de lluvia. Actualmente, la atmósfera de la Tierra tiene un promedio de 416 ppm de CO₂, una concentración 150 % superior a la cantidad máxima medida durante los ciclos del Pleistoceno (Glacial - Interglacial) de los últimos 2,6 millones de años, y que representa un nivel no

visto desde principios del Mioceno c. Hace 23 millones de años (Cui *et al.* 2020).

Los datos paleoclimáticos y los modelos climáticos indican que las altas temperaturas superficiales medias globales ocurrieron anteriormente en épocas geológicas anteriores (p. ej., Inglis *et al.* 2020). Por ejemplo, el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas in inglés; aproximadamente 56 Ma) es un excelente análogo para nuestro mundo posindustrial de calentamiento rápido (McInerney y Wing, 2011; Jones *et al.* 2019). De manera similar, el Óptimo Climático del Eoceno Temprano (EECO c. 53–51 Ma) también representa un análogo histórico útil para escenarios futuros, debido a concentraciones igualmente altas de CO₂ atmosférico (Inglis *et al.* 2020). Modelos climáticos recientes de Inglis *et al.* (2020) sugieren que durante el PETM y el EECO, las temperaturas superficiales medias globales de la Tierra fueron respectivamente de 31,6°C y 27°C. Al asumir una temperatura preindustrial de c. 14°C, esto hace que el PETM y el EECO respectivamente fueran c. 17,6°C y 13°C más calientes que los niveles preindustriales.

Si las emisiones de carbono continúan sin disminuir, los climas amazónicos se verán drásticamente alterados para el año 2100 (Sorribas *et al.* 2016). El derretimiento de los casquetes polares contribuirá a un aumento global del nivel del mar de más de 13 m (c. 43 pies) para el año 2500 (DeConto y Pollard 2016), y se prevé la pérdida total de los casquetes polares de la Tierra en los próximos 400 a 700 años (Winkelmann *et al.* 2015; Foster *et al.* 2017). En un mundo sin hielo, los niveles globales del mar serán c. 60 a 80 m (c. 200 a 260 pies) por encima del nivel actual (Winkelmann *et al.* 2015), más altos de lo que han sido por c. 56 millones de años (Foster *et al.* 2017; Tierney *et al.* 2020). Estas proyecciones implican que las aguas marinas se adentrarían profundamente en la Amazonía central, alterando drásticamente las costas, los hábitats, los microclimas y los patrones regionales de lluvia (Figura 1.10). Tal incursión marina convertiría más de un millón de km² de hábitats estuarinos y marinos de la selva tropical amazónica de las tierras bajas, inundando el rango geográfico com-

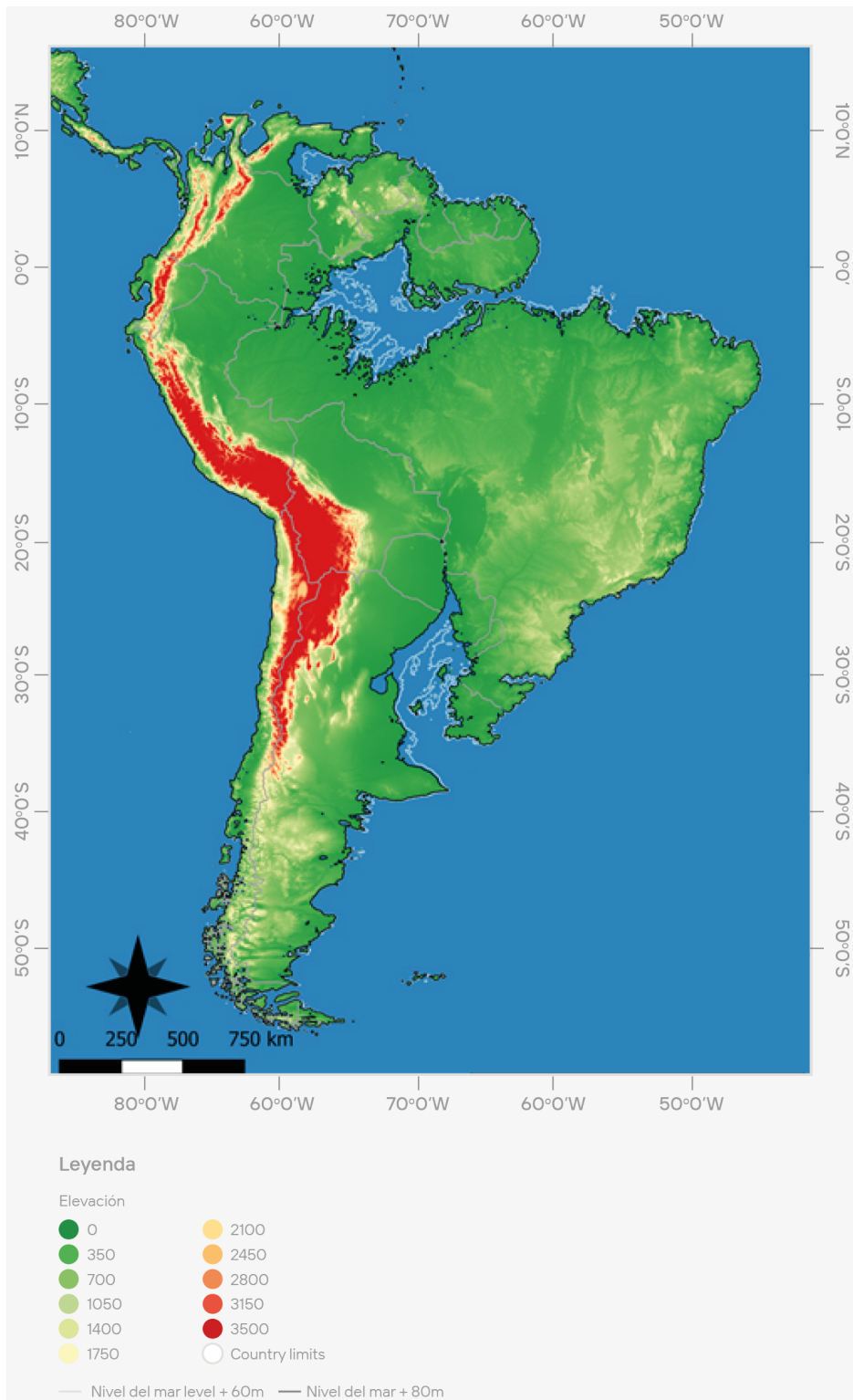


Figura 1.10 Costa proyectada de América del Sur después de que los casquetes polares de la Tierra se hayan derretido (c. 2400 a 2700 EC) con costas que se anticipan a 60 y 80 m (216 y 262 pies) de elevación. Imagen cortesía del Dr. João Marcelo Abreu, Universidade Federal do Maranhão, Brasil.

pleto de al menos 1,030 especies de plantas que están completamente confinadas en las tierras bajas y el este de la Amazonía, y posiblemente llevando a la mayoría, si no a todas, estas especies a la extinción (Zizka *et al.* 2018).

Durante el Óptimo Climático del Mioceno Medio (MMCO; c. 17-15 Ma), se estimó que las temperaturas superficiales medias globales habían sido de 18,6°C, que es c. 3°C más alto que el actual (You *et al.* 2009). Esto convierte al MMCO en un análogo realista de las temperaturas globales y los niveles del mar del próximo siglo. Durante la MMCO, gran parte de la Amazonía occidental estaba cubierta por el megasistema de humedales de Pebas, con condiciones estuarinas causadas por incursiones marinas relacionadas con el alto nivel del mar predominante (Hoorn *et al.* 2010b; Jaramillo *et al.* 2017 Fig. 1.4.C.). Aunque la dinámica de la cuenca en la Amazonía occidental fue diferente durante la MMCO, en general, el pasado geológico puede darles a los científicos modernos una idea de cómo se podrían desarrollar los paisajes futuros bajo escenarios climáticos de calentamiento global.

La comunidad científica actualmente no puede predecir con precisión y en detalle la forma como los paisajes amazónicos y los paisajes fluviales responderán a todos estos desafíos simultáneos. Simplemente no tenemos los datos para pronosticar todos los efectos de la invasión de las costas, el aumento de las inundaciones y lluvias extremas, las sequías severas y la reducción de la vegetación. No obstante, podemos esperar una erosión intensificada de los suelos desnudos, un aumento de los escombros en los ríos y la erosión de los márgenes de los ríos. Los ríos serán aún más propensos a las inundaciones repentinas. Los incendios aumentarán estos efectos en un ciclo de retroalimentación positiva, lo que llevará a una mayor probabilidad de incendios debido a la disminución de la cubierta vegetal promovida por la erosión del suelo y la aridificación regional, particularmente en las cabecezas de los principales afluentes del sureste (por ejemplo, Tapajós, Xingu, Tocantins) (Flores *et al.* 2019; Brando *et al.* 2020a, b). Los cambios de régimen en la cobertura vegetal del paisaje ya se están observando en otras partes del mundo luego de una serie de devastadoras temporadas de incen-

dios, como las de Australia (Filkov *et al.* 2020), California (Wahl *et al.* 2019) y el Mediterráneo (Camarero *et al.* 2019), entre muchos otros.

Al enfrentar tantas crisis ambientales a la vez, la Amazonía se encuentra precipitadamente al borde de un cambio de régimen climático evolutivamente único, un cambio irreversible de paisajes mayormente boscosos a paisajes agrícolas, marginales y abandonados mayormente abiertos y ambientalmente degradados (Munroe *et al.* 2013; Xu *et al.* 2020). Los futuros paisajes amazónicos pueden verse muy diferentes de las vastas selvas tropicales que han cubierto la mayor parte de la región durante los últimos 100 millones de años. La deforestación antropogénica y la degradación del hábitat en otras partes del mundo ya han transformado grandes bloques de bosques antiguos en paisajes agrícolas y marginales en las últimas décadas y siglos. Esta deforestación dio como resultado la erosión generalizada del suelo, la aridificación y la pérdida de biodiversidad, por ejemplo, en los valles de los ríos Mississippi y Yangtze. Se requieren inversiones inmediatas y sostenidas para apoyar las políticas de mitigación climática y conservación del paisaje, con acciones coordinadas a nivel local, nacional e internacional (Albert *et al.* 2020).

En resumen, existe un amplio consenso dentro de las comunidades de geociencias y ciencias climáticas de que mantener los casquetes polares de la Tierra es fundamental para la persistencia de climas y costas relativamente estables que sustentan los ecosistemas modernos y la civilización humana (Sigmond *et al.* 2018; Voudoukas *et al.* 2018; Westerhold *et al.* 2020, Lear *et al.* 2021). En términos más crudos, corremos el riesgo de elevar la concentración de CO₂ en la atmósfera de la Tierra por encima de 450 ppm bajo nuestro propio riesgo (Sherwood *et al.* 2020). Los estudios sobre la dinámica de la geodiversidad amazónica aún están en sus fases tempranas, y se requerirá una atención cuantitativa sobre la dinámica de los sistemas terrestres amazónicos para gestionar de manera efectiva los paisajes amazónicos durante las peligrosas décadas y siglos venideros. Los terribles impactos proyectados del cambio climático aquí descritos pueden estar subestimados, ya que no tenemos una comprensión sólida de las interrelaciones

y los efectos en cascada que el aumento de las temperaturas globales tendría sobre el medio ambiente.

1.8 Conclusiones

En este capítulo exploramos los orígenes de la geodiversidad de la Amazonía, con el objetivo de desentrañar los vínculos entre la historia geológica, el clima, la geomorfología, los suelos, la hidrología y la biodiversidad. Encontramos conexiones profundas entre estos componentes aparentemente independientes en la región.

El punto más importante que transmitimos a través de este estudio multidisciplinario es que la historia amazónica se desarrolló a lo largo de 3 mil millones de años. Durante este tiempo, el sustrato geológico de la región amazónica formó parte de diferentes continentes, y la configuración actual solo se formó en los últimos 100 millones de años. Las características geográficas clave, como las montañas de los Andes en el margen occidental de la Amazonía, y la conexión entre América del Sur y América Central, solo se completaron en los últimos 20 millones de años. Por el contrario, los bloques de construcción de la Amazonía oriental fueron configurados hace entre 3 mil y mil millones de años. El momento de estas configuraciones (occidente y oriente) y sus efectos heredados, como la estabilidad de la Amazonía oriental y la formación de montañas en la Amazonía occidental, fueron dictados en gran medida por el movimiento de las placas tectónicas. La interconexión entre estas regiones 'viejas' y 'jóvenes' de la corteza es lo que hace única a la Amazonía. Por ejemplo, el gradiente oriente-occidente de las edades de las provincias geológicas se refleja en los tipos de suelo, lo que a su vez crea gradientes en los nutrientes del suelo y, por lo tanto, en los ecosistemas. La distribución general de la lluvia en la Amazonía está determinada directamente por los Andes que, junto con los tipos de suelo, se interconectan para afectar las condiciones hidrológicas en las tierras bajas. El clima, los suelos, la hidrología, la riqueza de minerales e hidrocarburos y la biodiversidad se derivan o se

superponen a este diverso tapiz geológico elaborado por el tiempo geológico.

La rica historia geológica de la Amazonía se puede deducir en parte de los registros profundos en sus cuencas sedimentarias intracontinentales y depósitos en alta mar. Estos registros brindan una imagen consistente, aunque incompleta, de cómo era el medio ambiente hace millones a decenas de millones de años, cuando los niveles del mar y el clima global eran drásticamente diferentes. Estos registros demuestran que, si bien parte del rico tapiz geológico se estableció durante miles de millones de años, los cambios ambientales, climáticos y paisajísticos en esta región fueron dinámicos y generalizados durante decenas de millones de años. Si bien estos datos nos ayudan a comprender los cambios ambientales y climáticos durante la escala de tiempo de un millón de años en la Amazonía, las retroalimentaciones entre los procesos geológicos y climáticos que dan forma dinámica al medio ambiente requieren resoluciones temporales de al menos decenas de miles de años. Los registros sedimentológicos y paleoclimáticos con alta resolución temporal son escasos y están restringidos a cuevas, lagos y núcleos glaciares en lo alto de los Andes. Su desafortunada escasez se combina con la abundante necesidad de más datos. Los registros de alta resolución son cruciales para comprender la respuesta de la Amazonía a las fluctuaciones climáticas extremas.

Solo mediante la comprensión de conexiones complejas como las que se resumen aquí podemos brindar una base para futuros planes de gestión y conservación. Sin embargo, como se demuestra en este Capítulo, esta no es una tarea trivial. Los archivos históricos de un pasado dinámico constituyen también nuestras pautas de futuro y son, por tanto, primordiales para trazar estrategias de manejo. Los cambios pasados en el clima y el nivel del mar nos ayudan a visualizar el futuro, si los escenarios trazados por el IPCC se hacen realidad. Sin embargo, para muchos factores, como las tasas de degradación del suelo y de los bosques, no existen análogos y podríamos experimentar cambios en el

paisaje que no son fácilmente reparados.

Las mejores estrategias para reducir el impacto humano sobre el ambiente natural se basan indudablemente en información científica. Nuestras recomendaciones son, por lo tanto, lanzar una amplia red científica para producir una comprensión más profunda del sistema amazónico.

1.9 Recomendaciones

La comunidad mundial debe trabajar de manera estrecha y rápida con los gobiernos amazónicos para desarrollar y promulgar las siguientes prioridades científicas.

- Inversiones financieras a nivel de década y apoyo político para la investigación geocientífica en la Amazonía, priorizando la investigación y la educación en instituciones que permitan el estudio de la geodiversidad amazónica en múltiples escalas espaciales y temporales y más allá de las fronteras sociales; esto incluye capacitar a la próxima generación de geocientíficos amazónicos.
- Estudios interdisciplinarios de los sistemas terrestres amazónicos, enfocados en las interacciones entre el paisaje, el clima y los procesos biológicos, y cómo los circuitos de retroalimentación complejos entre estos sistemas se ven afectados por las influencias antropogénicas en curso.
- Integrar “big data” de todas las ciencias ambientales (p. ej., geociencia, clima, biología), con herramientas emergentes y conocimiento experto para desarrollar nuevas tecnologías para la caracterización ambiental, incluyendo especialmente la geoquímica del suelo y acuática (superficial y subterránea).
- Establecer una red de Observatorios de Zonas Críticas (*sensu* Brantley *et al.* 2017) en la Amazonía para avanzar en el estudio de los procesos de evolución del paisaje, las tasas de erosión y la producción de sedimentos, en escalas de tiempo históricas y geológicas, cruciales para predecir futuras respuestas geomórficas al cambio ambiental acelerado y la infraestructura construida por el hombre.

1.10 Referencias

- Ahnert F. 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *Am J Sci* 268: 243–63.
- Albert JS, Val P, and Hoorn C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotrop Ichthyol* 16.
- Albert JS, Petry P, and Reis RE. 2011. Major biogeographic and phylogenetic patterns. *Hist Biogeogr Neotrop Freshw fishes* 1: 21–57.
- Albert JS, Tagliacollo VA, and Dagosta F. 2020. Diversification of Neotropical Freshwater Fishes. *Annu Rev Ecol Evol Syst* 51: 27–53.
- Angel I, Guzmán O, and Carcaillet J. 2017. Pleistocene Glaciations in the Northern Tropical Andes, South America (Venezuela, Colombia and Ecuador). *Cuad Investig Geográfica* 43: 571–90.
- Antonelli A, Kissling WD, Flantua SGA, *et al.* 2018. Geological and climatic influences on mountain biodiversity. *Nat Geosci* 11: 718–25.
- Baker PA and Fritz SC. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quat Sci Rev* 124: 31–47.
- Balan E, Allard T, Fritsch E, *et al.* 2005. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochim Cosmochim Acta* 69: 2193–204.
- Bétard F and Peulvast J-P. 2019. Geodiversity Hotspots: Concept, Method and Cartographic Application for Geoconservation Purposes at a Regional Scale. *Environ Manage* 63: 822–34.
- Bettencourt JS, Juliani C, Xavier RP, *et al.* 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *J South Am Earth Sci* 68: 22–49.
- Bicudo TC, Sacek V, and Almeida RP de. 2020. Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution. *Earth Planet Sci Lett* 546: 116423.
- Bicudo TC, Sacek V, Almeida RP de, *et al.* 2019. Andean tectonics and Mantle Dynamics as a Pervasive Influence on Amazonian ecosystem. *Sci Rep* 9: 1–11.
- Biondi JC, Santos RV, and Cury LF. 2013. The paleoproterozoic aripuanã Zn-Pb-Ag (Au, Cu) volcanogenic massive sulfide deposit, Mato Grosso, Brazil: Geology, geochemistry of alteration, carbon and oxygen isotope modeling, and implications for genesis. *Econ Geol* 108: 781–811.
- Bookhagen B and Strecker MR. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophys Res Lett* 35: L06403.
- Boonstra M, Ramos MIF, Lammertsma EI, *et al.* 2015. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 417: 176–94.
- Brando PM, Soares-Filho B, Rodrigues L, *et al.* 2020. The gathering firestorm in southern Amazonia. *Sci Adv* 6: eaay1632.

- Brando P, Macedo M, Silvério D, *et al.* 2020. Amazon wildfires: Scenes from a foreseeable disaster. *Flora* 268: 151609.
- Brantley SL, McDowell WH, Dietrich WE, *et al.* 2017. Designing a network of critical zone observatories to explore the living skin of the terrestrial Earth. *Earth Surf Dyn* 5: 841–60.
- Briceño HO and Schubert C. 1990. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. *Geomorphology* 3: 125–41.
- Camarero JJ, Sangüesa-Barreda G, Pérez-Díaz S, *et al.* 2019. Abrupt regime shifts in post-fire resilience of Mediterranean mountain pinewoods are fuelled by land use. *Int J Wildl Fire* 28: 329.
- Capitán FA, Faccenna C, Zlotnik S, and Stegman DR. 2011. Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature* 480: 83–6.
- Caputo MV and Soares EAA. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian J Geol* 46: 301–28.
- Chen Y, Wu J and Suppe J. 2019. Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature* 565(7740): 331–338.
- Cheng H, Sinha A, Cruz FW, *et al.* 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat Commun* 4: 1411.
- Cintra BBL, Schiatti J, Emilio T, *et al.* 2013. Soil physical restrictions and hydrology regulate stand age and wood biomass turnover rates of Purus--Madeira interfluvial wetlands in Amazonia. *Biogeosciences* 10: 7759–74.
- Cordani U and Juliani C. 2019. Potencial mineral da Amazônia: problemas e desafios. *Rev Estud Bras* 6: 91–108.
- Correa SB, Crampton WGR, Chapman LJ, and Albert JS. 2008. A comparison of flooded forest and floating meadow fish assemblages in an upper Amazon floodplain. *J Fish Biol* 72: 629–44.
- Costa M. 2016. Alumínio e bauxita no Brasil. In: Melfi AJ, Misi A, Diogenes C, Cordani UG (Eds). Potencial Mineral do Brasil, Capítulo I.
- Cracraft J, Ribas CC, D'Horta FM, *et al.* 2020. The Origin and Evolution of Amazonian Species Diversity. In: Neotropical Diversification: Patterns and Processes, Fascinating Life Sciences.
- Cuarteras LA. 2008. Estudo observacional e de modelagem hidrologica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazonia central.
- Cui Y, Schubert BA, and Jahren AH. 2020. A 23 m.y. record of low atmospheric CO₂. *Geology* 48: 888–92.
- DeConto RM and Pollard D. 2016. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature* 531: 591–7.
- Dobson DM, Dickens GR, and Rea DK. 2001. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 165: 215–29.
- Eakin CM, Lithgow-Bertelloni C, and Dávila FM. 2014. Influence of Peruvian flat-subduction dynamics on the evolution of western Amazonia. *Earth Planet Sci Lett* 404: 250–60.
- Ehlers TA and Poulsen CJ. 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth Planet Sci Lett* 281: 238–48.
- Emilio T, Quesada CA, Costa FRC, *et al.* 2014. Soil physical conditions limit palm and tree basal area in Amazonian forests. *Plant Ecol & Divers* 7: 215–29.
- Ernst WG. 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. *Gondwana Res* 15: 243–53.
- Espurt N, Baby P, Brusset S, *et al.* 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: Reply. *Geology* 35: 515–8.
- Faber-Langendoen D and Gentry AH. 1991. The Structure and Diversity of Rain Forests at Bajo Calima, Choco Region, Western Colombia. *Biotropica* 23: 2.
- Faccenna C, Oncken O, Holt AF, Becker TW. 2017. Initiation of the Andean orogeny by lower mantle subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 463: 189–201.
- Fan Y, Li H, and Miguez-Macho G. 2013. Global patterns of groundwater table depth. *Science* 339: 940–3.
- Feldpausch TR, Banin L, Phillips OL, *et al.* 2011. Height-diameter allometry of tropical forest trees. *Biogeosciences* 8: 1081–106.
- Figueiredo J de JP, Zalán PV, and Soares EF. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. *B Geociencia Petrobras* 15: 299–309.
- Figueiredo J, Hoorn C, Ven P van der, and Soares E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37: 619–22.
- Filkov AI, Ngo T, Matthews S, *et al.* 2020. Impact of Australia's catastrophic 2019/20 bushfire season on communities and environment. Retrospective analysis and current trends. *J Saf Sci Resil* 1: 44–56.
- Flantua SGA, Hooghiemstra H, Boxel JH Van, *et al.* 2014. Connectivity dynamics since the Last Glacial Maximum in the northern Andes; a pollen-driven framework to assess potential migration. *Paleobotany Biogeogr A Festschrift Alan Graham His 80th Year Missouri Bot Gard St Louis*: 98–123.
- Flantua SGA, O'dea A, Onstein RE, *et al.* 2019. The flickering connectivity system of the north Andean páramos. *J Biogeogr* 46: 1808–25.
- Flantua SGA, Hooghiemstra H, Grimm EC, *et al.* 2015. Updated site compilation of the Latin American Pollen Database. *Rev Palaeobot Palynol* 223: 104–15.
- Flores BM, Staal A, Jakovac CC, *et al.* 2019. Soil erosion as a resilience drain in disturbed tropical forests. *Plant Soil*.
- Foster GL, Royer DL, and Lunt DJ. 2017. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat Commun* 8: 14845.
- Fritsch E, Herbillon AJ, Nascimento NR Do, *et al.* 2007. From Plinthic Acrisols to Plinthosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. *Eur J Soil Sci* 58: 989–1006.
- Fuck RA, Brito Neves BB, and Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res* 160: 108–26.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 281, 180–195
- Garzzone CN, Hoke GD, Libarkin JC, *et al.* 2008. Rise of the Andes. *Science* 320: 1304–7.

- Garzione CN, McQuarrie N, Perez ND, *et al.* 2017. Tectonic evolution of the Central Andean plateau and implications for the growth of plateaus. *Annu Rev Earth Planet Sci* 45: 529–59.
- Gautier E, Brunstein D, Vauchel P, *et al.* 2007. Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surf Process Landforms* 32: 230–48.
- Geological Survey of Brazil (CPRM). 2018. Atlas of mineral deposits and selected mineral occurrences of continental Brazil.
- Goulding M, Venticinque E, Ribeiro ML de B, *et al.* 2019. Ecosystem-based management of Amazon fisheries and wetlands. *Fish Fish* 20: 138–58.
- Govin A, Chiessi, CM, Zabel, M, Sawakuchi, AO, *et al.* 2014. Tertiary input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. *Clim Past* 10: 843–862.
- Gray M. 2008. Geodiversity: developing the paradigm. *Proc Geol Assoc* 119: 287–98.
- Groot MHM, Bogotá RG, Lourend, LJ, *et al.* 2011. Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles. *Clim Past* 7, 299–316.
- Gross M and Piller WE. 2020. Saline Waters in Miocene Western Amazonia--An Alternative View. *Front Earth Sci* 8: 116.
- Hack JT. 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Bobbs-Merrill.
- Häggi C, Chiessi CM, Merkel U, *et al.* 2017. Response of the Amazon rainforest to late Pleistocene climate variability. *Earth and Planetary Science Letters* 479, 50–59.
- Harris SE and Mix AC. 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology* 30: 447.
- Harrison TM. 2009. The Hadean Crust: Evidence from >4 Ga Zircons. *Annu Rev Earth Planet Sci* 37: 479–505.
- Hasui Y. 2012. Evolução dos continentes. *Hasui Y, Carneiro CDR, Almeida FFM de, Bartorelli A(eds):* 98–111.
- Hayakawa EH, Rossetti DF, and Valeriano MM. 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth Planet Sci Lett* 297: 262–70.
- Hazen RM, Golden J, Downs RT, *et al.* 2012. Mercury (Hg) mineral evolution: A mineralogical record of supercontinent assembly, changing ocean geochemistry, and the emerging terrestrial biosphere. *Am Mineral* 97: 1013–42.
- Herman F and Champagnac J-D. 2016. Plio-Pleistocene increase of erosion rates in mountain belts in response to climate change. *Terra Nov* 28: 2–10.
- Herman F, Seward D, Valla PG, *et al.* 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504: 423–6.
- Higgins MA, Ruokolainen K, Tuomisto H, *et al.* 2011. Geological control of floristic composition in Amazonian forests. *J Biogeogr* 38: 2136–49.
- Hirata R and Suhogusoff AV. 2019. How much do we know about the groundwater quality and its impact on Brazilian society today? *Acta Limnol Bras* 31.
- 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.
- Hooghiemstra H and Flantua SGA. Colombia in the Quaternary: An overview of environmental and climatic change. 2019. In: Gómez J and Pinilla-Pachon AO (editors), The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 38, 43–95. Bogotá
- Hoorn C, Wesselingh FP, Steege H ter, *et al.* 2010a. Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science* 330: 927–31.
- Hoorn C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 105: 267–309.
- Hoorn C, Bogotá-A GR, Romero-Baez M, *et al.* 2017. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Glob Planet Change* 153: 51–65.
- Hoorn C, Wesselingh FPP, Steege H ter, *et al.* 2010b. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330: 927–31.
- Hoorn C, Wesselingh FP, Hovikoski J, and Guerrero J. 2010. The Development of the Amazonian Mega-Wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). In: Amazonia: Landscape and Species Evolution. Oxford, UK: Wiley-Blackwell Publishing Ltd.
- Horbe AMC and Costa ML da. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma* 126: 225–39.
- Horton BK. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Rev* 178: 279–309.
- Hovikoski J, Wesselingh FP, Räsänen M, *et al.* 2010. Marine influence in Amazonia: evidence from the geological record. *Amaz Landsc species Evol a look into past* 143: 161.
- Hu K, Awange JL, Forootan E, *et al.* 2017. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. *Sci Total Environ* 599: 372–86.
- Inglis GN, Bragg F, Burls NJ, *et al.* 2020. Global mean surface temperature and climate sensitivity of the early Eocene Climatic Optimum (EECO), Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM), and latest Paleocene. *Clim Past* 16: 1953–68.
- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Irion G and Kalliola R. 2009. Long-term landscape development processes in Amazonia. *Amaz Landsc Species Evol A look into past:* 185–97.
- Jaramillo C, Romero I, D’Apolito C, *et al.* 2017. Miocene flooding events of western Amazonia. *Sci Adv* 3: e1601693.

- Jenny H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York. McGraw-Hill, New York.
- João X da SJ, Teixeira SG, and Fonseca DDF. 2013. Geodiversidade do estado do Pará.
- John R, Dalling JW, Harms KE, *et al.* 2007. Soil nutrients influence spatial distributions of tropical tree species. *Proc Natl Acad Sci* 104: 864–9.
- Jones MT, Percival LME, Stokke EW, *et al.* 2019. Mercury anomalies across the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. *Clim Past* 15: 217–36.
- Juliani C, Monteiro LV., and Fernandes CM. 2016. Potencial mineral. In: Melfi AJ, Misi, Arnoldo, Campos D de A, Cordani UG (Eds). Potencial Mineral do Brasil, Capítulo I. Rio de Janeiro.
- Klein AG, Isacks BL, Bloom AL. 1995. Modern and Last Glacial Maximum snowline in Peru and Bolivia: Implications for regional climatic change. *Bull Inst Fre Estudos Andines* 24, 607–617.
- Klein EL, Matos DR, Santos dos, *et al.* 2018. Atlas of mineral deposits and selected mineral occurrences of continental Brazil. Servico Geologico do Brasil.
- Langenbrunner B, Pritchard MS, Kooperman GJ, and Rander-son JT. 2019. Why does Amazon precipitation decrease when tropical forests respond to increasing CO₂? *Earth's Futur* 7: 450–68.
- Latrubesse EM, Cozzuol M, Silva-Caminha SAF da, *et al.* 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Rev* 99: 99–124.
- Lear CH, Anand P, Blenkinsop T, *et al.* 2021. Geological Society of London Scientific Statement: what the geological record tells us about our present and future climate. *J Geol Soc London* 178: jgs2020-239.
- Lisiecki LE and Raymo ME. 2007. Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quat Sci Rev* 26: 56–69.
- Lisiecki LE and Raymo ME. 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20: n/a-n/a.
- Macambira M, Teixeira W, and Vasquez M. 2020. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: Bartorelli A, Teixeira W, Neves BB de B (Eds). Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano : a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo, Brasil: Solaris.
- Maeda EE, Ma X, Wagner FH, *et al.* 2017. Evapotranspiration seasonality across the Amazon Basin. *Earth Syst Dyn* 8: 439–54.
- Mapes RW. 2009. Past and present provenance of the Amazon River.
- Marini O. 2016. Potencial mineral do Brasil. *Recur Minerais no Bras Probl e desafios* Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. p. 18–31. URL: <http://www.abc.org.br/IMG/pdf/doc-7006.pdf>.
- Mark BG, Harrison SP, Spessa A, *et al.* 2005. Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment. *Quat Int* 138–139: 168–201.
- Martinod J, Gérault M, Husson L, and Regard V. 2020. Widening of the Andes: An interplay between subduction dynamics and crustal wedge tectonics. *Earth-Science Rev* 204: 103170.
- Martins DL, Schiatti J, Feldpausch TR, *et al.* 2015. Soil-induced impacts on forest structure drive coarse woody debris stocks across central Amazonia. *Plant Ecol Divers* 8: 229–41.
- Mayle FE, Beerling DJ, Gosling WD, Bush MB. 2004. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the last glacial maximum. *Phil Trans R Soc Lond B* 359, 499–514.
- Mayle FE, Burn MJ, Power M, and Urrego DH. 2009. Vegetation and fire at the Last Glacial Maximum in tropical South America. In: Past climate variability in South America and surrounding regions. Springer.
- McInerney FA and Wing SL. 2011. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future. *Annu Rev Earth Planet Sci* 39: 489–516.
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett* 40: 25–32.
- Mertes LAK, Dunne T, and Martinelli LA. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões–Amazon River, Brazil. *Geol Soc Am Bull* 108: 1089–107.
- Methner K, Campani M, Fiebig J, *et al.* 2020. Middle Miocene long-term continental temperature change in and out of pace with marine climate records. *Sci Rep* 10: 7989.
- Miguez-Macho G and Fan Y. 2012b. The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *J Geophys Res Atmos* 117: 1–27
- Miguez-Macho G and Fan Y. 2012a. The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. *J Geophys Res Atmos* 117: 1–30.
- Miller KG, Browning J V, Schmelz WJ, *et al.* 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Sci Adv* 6: eaaz1346.
- Milliman JD and Syvitski JPM. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J Geol* 100: 525–44.
- Monteiro HS, Vasconcelos PMP, Farley KA, and Lopes CAM. 2018. Age and evolution of diachronous erosion surfaces in the Amazon: combining (U-Th)/He and cosmogenic ³He records. *Geochim Cosmochim Acta* 229: 162–83.
- Monteiro LVS, Xavier RP, Souza Filho CR, and Moreto CPN. 2014. Metalogenia da Província Carajás. *Met das Províncias Tectônicas Bras*: 43–84.
- Monteiro M de A. 2005. Meio século de mineração industrial na Amazônia e suas implicações para o desenvolvimento regional. *Estud avançados* 19: 187–207.
- Montes C, Cardona A, Jaramillo C, *et al.* 2015. Middle Miocene closure of the Central American seaway. *Science* 348: 226–9.
- Montgomery DR and Brandon MT. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet Sci Lett* 201: 481–9.
- Mora A, Parra M, Strecker MR, *et al.* 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geol Soc Am Bull* 120: 930–49.

- Mora A, Baby P, Roddaz M, *et al.* 2010. Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin. *Amaz Landsc species Evol a look into past*: 38–60.
- Munroe DK, Berkel DB van, Verburg PH, and Olson JL. 2013. Alternative trajectories of land abandonment: causes, consequences and research challenges. *Curr Opin Environ Sustain* 5: 471–6.
- Nance RD, Murphy JB, and Santosh M. 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res* 25: 4–29.
- Neu V, Neill C, and Krusche A V. 2011. Gaseous and fluvial carbon export from an Amazon forest watershed. *Biogeochemistry* 105: 133–47.
- Novello VF, Cruz FW, McGlue MM, *et al.* 2019. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. *Earth Planet Sci Lett* 524: 115717.
- Novello VF, Cruz FW, Vuille M, *et al.* 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Sci Rep* 7: 44267.
- Nunn JA and Aires JR. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil. *J Geophys Res Solid Earth* 93: 415–28.
- O’Dea A, Lessios HA, Coates AG, *et al.* 2016. Formation of the Isthmus of Panama. *Sci Adv* 2: e1600883.
- Palacios D, Stokes CR, Phillips FM, *et al.* 2020. The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews* 203, 103113.
- Parra M, Mora A, Sobel ER, *et al.* 2009. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics* 28.
- Phillips OL, Vargas PN, Monteagudo AL, *et al.* 2003. Habitat association among Amazonian tree species: a landscape-scale approach. *J Ecol* 91: 757–75.
- Portenga EW and Bierman PR. 2011. Understanding Earth’s eroding surface with ¹⁰Be. *GSA Today* 21: 4–10.
- Pupim FN, Sawakuchi AO, Almeida RP de, *et al.* 2019. Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape. *Quat Sci Rev* 210: 154–63.
- Quesada CA, Lloyd J, Anderson LO, *et al.* 2011. Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites. *Biogeosciences* 8: 1415–40.
- Quesada CA and Lloyd J. 2016. Soil–Vegetation Interactions in Amazonia. In: Nagy L, Artaxo P, Forsberg BR (Eds). *Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin*. Springer.
- Quesada CA, Lloyd J, Schwarz M, *et al.* 2010. Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeosciences* 7: 1515–41.
- Quesada CA, Phillips OL, Schwarz M, *et al.* 2012. Basin-wide variations in Amazon forest structure and function are mediated by both soils and climate. *Biogeosciences* 9: 2203–46.
- Ramos VA. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America.
- Restrepo-Coupe N, Rocha HR da, Hutyrá LR, *et al.* 2013. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. *Agric For Meteorol* 182: 128–44.
- Ribas CC, Aleixo A, Nogueira ACR, *et al.* 2012. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proc R Soc B Biol Sci* 279: 681–9.
- Riff D, R. Romano PS, Oliveira GR, and Aguilera OA. 2010. Neogene Crocodile and Turtle Fauna in Northern South America. In: *Amazonia: Landscape and Species Evolution*. Oxford, UK: Wiley-Blackwell Publishing Ltd Oxford.
- Robb L. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Malden, MA: Blackwell Publishing Inc.
- Robl J, Hergarten S, and Prasicek G. 2020. Glacial erosion promotes high mountains on thin crust. *Earth Planet Sci Lett* 538: 116196.
- Rosário FF, Custodio E, and Silva GC da. 2016. Hydrogeology of the Western Amazon Aquifer System (WAAS). *J South Am Earth Sci* 72: 375–86.
- Rossatto DR, Silva L de CR, Villalobos-Vega R, *et al.* 2012. Depth of water uptake in woody plants relates to groundwater level and vegetation structure along a topographic gradient in a neotropical savanna. *Environ Exp Bot* 77: 259–66.
- Rossetti DF, Cohen MCL, Tatumi SH, *et al.* 2015. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sediment Geol* 330: 1–15.
- Rossoni MB, Neto ACB, Souza VS, *et al.* 2017. U-Pb zircon geochronological investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil). *J South Am Earth Sci* 80: 1–17.
- Rull V, Vegas-Vilarrubia T, Huber O, Señaris C. 2019. Biodiversity of the Pantepui. Academic Press/Elsevier, 452 pp.
- Ruokolainen K, Tuomisto H, Macia MJ, *et al.* 2007. Are floristic and edaphic patterns in Amazonian rain forests congruent for trees, pteridophytes and Melastomataceae? *J Trop Ecol*: 13–25.
- Sacek V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth Planet Sci Lett* 401: 301–12.
- Saint-Paul U, Zuanon J, Correa MAV, *et al.* 2000. Fish Communities in Central Amazonian White- and Blackwater Floodplains. *Environ Biol Fishes* 57: 235–50.
- Santos Albuquerque MF, Horbe AMC, and Danišik M. 2020. Episodic weathering in Southwestern Amazonia based on (U Th)/He dating of Fe and Mn lateritic duricrust. *Chem Geol* 553: 119792.
- Santos JOS, Rizzotto GJ, Potter PE, *et al.* 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Res* 165: 120–52.
- Schiatti J, Emilio T, Rennó CD, *et al.* 2014. Vertical distance from drainage drives floristic composition changes in an Amazonian rainforest. *Plant Ecol & Divers* 7: 241–53.

- Seton M, Müller RD, Zahirovic S, *et al.* 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Rev* 113: 212–70.
- Shephard GE, Müller RD, Liu L, and Gurnis M. 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate--mantle interaction. *Nat Geosci* 3: 870–5.
- Sherwood SC, Webb MJ, Annan JD, *et al.* 2020. An Assessment of Earth's Climate Sensitivity Using Multiple Lines of Evidence. *Rev Geophys* 58.
- Sigmond M, Fyfe JC, and Swart NC. 2018. Ice-free Arctic projections under the Paris Agreement. *Nat Clim Chang* 8: 404–8.
- Silva CL, Morales N, Crósta AP, *et al.* 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *An Acad Bras Cienc* 79: 693–711.
- Silvertown J, Araya Y, and Gowing D. 2015. Hydrological niches in terrestrial plant communities: a review (W Cornwell, Ed). *J Ecol* 103: 93–108.
- Silvertown J, Dodd ME, Gowing DJG, and Mountford JO. 1999. Hydrologically defined niches reveal a basis for species richness in plant communities. *Nature* 400: 61–3.
- Slingerland R and Smith ND. 2004. River avulsions and their deposits. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32: 257–85.
- 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 RG. 1997. Petróleo: Histórias das descobertas e o Potencial Brasileiro. Muiraquitã. 272p.
- Stefanelli-Silva G, Zuanon J, and Pires T. 2019. Revisiting Amazonian water types: experimental evidence highlights the importance of forest stream hydrochemistry in shaping adaptation in a fish species. *Hydrobiologia* 830: 151–60.
- Stokes MF, Goldberg SL, and Perron JT. 2018. Ongoing River Capture in the Amazon. *Geophys Res Lett* 45: 5545–52.
- Sundell KE, Saylor JE, Lapen TJ, and Horton BK. 2019. Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. *Sci Rep* 9: 1–12.
- Sylvestre F. 2009. Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America
- Tassinari CCG and Macambira MJB. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca.
- Terborgh J and others. 1992. Diversity and the tropical rain forest. Scientific American Library., 61: 972:981.
- Théveniaut H and Freyssinet PH. 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 178: 91–117.
- Thompson LG. 1998. A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science* 282: 1858–64.
- Tierney JE, Poulsen CJ, Montañez IP, *et al.* 2020. Past climates inform our future. *Science* 370: eaay3701.
- Tomasella J, Hodnett MG, Cuartas LA, *et al.* 2008. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrol Process* 22: 2133–47.
- Torres V, Hooghiemstra H, Lourens L, and Tzedakis PC. 2013. Astronomical tuning of long pollen records reveals the dynamic history of montane biomes and lake levels in the tropical high Andes during the Quaternary. *Quat Sci Rev* 63: 59–72.
- Tuomisto H, Doninck J Van, Ruokolainen K, *et al.* 2019. Discovering floristic and geoeological gradients across Amazonia. *J Biogeogr* 46: 1734–48.
- Val P. 2016. The pace and timing of changing landscapes as viewed through cosmogenic radionuclides: Synthetic and real examples from the Central Andes and Amazonia. Dissertations – ALL. 596. <https://surface.syr.edu/etd/596>.
- Val P, Silva C, Harbor D, *et al.* 2014. Erosion of an active fault scarp leads to drainage capture in the Amazon region, Brazil. *Earth Surf Process Landforms* 39: 1062–74.
- Van-Soelen EE, Kim J-H, Santos RV, *et al.* 2017. A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth Planet Sci Lett* 474: 40–8.
- Vousdoukas MI, Mentaschi L, Voukouvalas E, *et al.* 2018. Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nat Commun* 9: 1–12.
- Wahl ER, Zorita E, Trouet V, and Taylor AH. 2019. Jet stream dynamics, hydroclimate, and fire in California from 1600 CE to present. *Proc Natl Acad Sci* 116: 5393–8.
- Wanderley-Filho JR, Eiras JF, Cruz Cunha PR da, and Ven PH van der. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In: Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past. Wiley-Blackwell Publishing Ltd Oxford.
- Wang X, Lawrence Edwards R, Auler AG, *et al.* 2017. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature* 541, 204–207.
- Watts AB, Rodger M, Peirce C, *et al.* 2009. Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. *J Geophys Res* 114: B07103.
- Wesselingh FP, Anderson LC, and Kadolsky D. 2006. Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. *Scr Geol* 133: 19–290.
- Wesselingh FP, Räsänen ME, Irion G, *et al.* 2001. Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia. *Cainozoic Res* 1: 35–68.
- Westerhold T, Marwan N, Drury AJ, *et al.* 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science* 369: 1383–7.
- Wilkinson MJ, Marshall LG, Lundberg JG, and Kreslavsky MH. 2010. Megafan environments in northern South America and their impact on Amazon Neogene aquatic ecosystems. *Amaz Landsc species Evol a look into past*: 162–84.
- Winkelmann R, Levermann A, Ridgwell A, and Caldeira K. 2015. Combustion of available fossil fuel resources sufficient to eliminate the Antarctic Ice Sheet. *Sci Adv* 1: e1500589.

- Wittmann F, Schöngart J, and Junk WJ. 2010. Phytogeography, Species Diversity, Community Structure and Dynamics of Central Amazonian Floodplain Forests. In: Amazonian Floodplain Forests. Springer, Dordrecht.
- Wittmann H, Blanckenburg F von, Maurice L, *et al.* 2011. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ--produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Bulletin* 123: 934–50.
- Wright JS, Fu R, Worden JR, *et al.* 2017. Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proc Natl Acad Sci* 114: 8481–6.
- Xu X, Jia G, Zhang X, *et al.* 2020. Climate regime shift and forest loss amplify fire in Amazonian forests. *Glob Chang Biol* 26: 5874–85.
- You Y, Huber M, Müller RD, *et al.* 2009. Simulation of the middle Miocene climate optimum. *Geophys Res Lett* 36.
- Zhao G, Sun M, Wilde SA, and Li S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Rev* 67: 91–123.
- Zizka A, Steege H ter, Pessoa M do CR, and Antonelli A. 2018. Finding needles in the haystack: where to look for rare species in the American tropics. *Ecography (Cop)* 41: 321–30.

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)