

Artículo original

El efecto de la “isla seca” en el clima de las regiones altoandinas durante el Holoceno tardío

The “dry island” effect on the climate of the high Andean regions during the late Holocene

 Jaime Escobar

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Norte, Barranquilla, Colombia; Center for Tropical Paleocology and Archaeology, Smithsonian Tropical Research Institute, Balboa, Panamá

Artículo de posesión como miembro correspondiente de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Resumen

El movimiento interhemisférico de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) en diferentes escalas de tiempo tiene un papel fundamental en la distribución de la precipitación en los trópicos del continente americano. Esta transición latitudinal se registra en los archivos paleoclimáticos como una señal inversa en ambos hemisferios. Es decir, cuando la ZCIT se encuentra en una posición media más al norte, los registros sedimentarios indican condiciones de humedad en el trópico del hemisferio norte y sequía en el trópico del hemisferio sur. Condiciones opuestas se registran cuando la ZCIT se localiza sobre los trópicos del hemisferio sur. Estudios recientes en núcleos de sedimento lacustres del lago de Tota y la laguna de Siscunsi en las regiones altoandinas de Colombia han registrado condiciones de sequía durante la anomalía climática medieval, un periodo en el que, según la evidencia, la ZCIT se ubicó en el hemisferio norte y se dieron condiciones de elevada humedad relativa durante la Pequeña Edad de Hielo, cuando la ZCIT se localizaba sobre el trópico del hemisferio sur. Se discute aquí la posibilidad de que el efecto de la “isla seca” pudiera explicar estos resultados paleoclimáticos, los cuales difieren del paradigma que plantea que la ZCIT es uno de los mecanismos principales para explicar la variabilidad climática del Neotrópico en diferentes escalas de tiempo.

Palabras clave: Zona de convergencia intertropical; Efecto de la isla seca; Holoceno; Trópicos; Andes.

Abstract

The interhemispheric movement of the intertropical convergence zone (ITCZ) at different time scales plays a fundamental role in the distribution of precipitation in the tropics of the American continent. This latitudinal transition is recorded in paleoclimatic archives as an inverse signal in both hemispheres. When the ITCZ is located at a more northern mean position, sedimentary records indicate wet conditions in the tropics of the northern hemisphere and dry conditions in the tropics of the southern hemisphere. Opposite conditions are recorded when the ITCZ is located over the tropics of the southern hemisphere. Recent studies on lake sediment cores in Tota and Siscunsi Lakes in the high Andean regions of Colombia indicate dry conditions during the Medieval Climate Anomaly, a period for which there is evidence of an ITCZ positioning in the northern hemisphere, and high relative humidity conditions during the Little Ice Age when the ITCZ was located over the southern hemisphere tropics. This paper discusses the possibility of the “dry island” effect as a possible explanation of these paleoclimate results that differ from the paradigm that proposes ITCZ as one of the main mechanisms explaining Neotropical climate variability at different time scales.

Keywords: Intertropical Convergence Zone; Dry island effect; Holocene; Tropics; Andes.

Citación: Escobar J. El efecto de la “isla seca” en el clima de las regiones altoandinas durante el Holoceno tardío. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 49(190):129-145, enero-marzo de 2025. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.3140>

Editor: Carlos Alberto Jaramillo Muñoz

Correspondencia:
Jaime Escobar; amjaesc@gmail.com

Recibido: 16 de diciembre de 2024

Aceptado: 18 de febrero de 2025

Publicado en línea: 19 de marzo de 2025



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

Introducción

Uno de los principales enfoques en la paleoclimatología, hace algunas décadas, sostenía que las regiones tropicales mantenían una estabilidad climática a lo largo de distintas escalas temporales (**Chiang, 2009**). Esta idea se consolidó aún más con los primeros registros de núcleos de hielo en Groenlandia y la Antártida, cuyos resultados mostraban fluctuaciones climáticas extremas en las zonas de altas latitudes durante los períodos glaciales y poca variabilidad en la última interglaciación (**Dansgaard et al., 1982; Barnola et al., 1987; Jouzel et al., 1987; Chappellaz et al., 1990; Fischer et al., 1999**). Durante mucho tiempo se desestimó bastante el estudio del clima del Holoceno al considerar que se caracterizaba por condiciones “modernas” estables y, por ende, de poco interés. Sin embargo, hoy sabemos que el clima del Holoceno (11,700 años antes del presente, AP) no ha sido constante sino dinámico, en escalas de tiempo significativas (intraanual/milenaria) tanto para los seres humanos como para los ecosistemas, y que su variabilidad se ve influenciada por múltiples factores (**Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2014, Baker & Fritz, 2015**).

Los forzadores climáticos operan a lo largo de diversas escalas temporales que van desde periodos muy largos, como los tectónicos y milenarios, hasta escalas más cortas, como las intraanuales. Se sabe que la variabilidad climática es el resultado de factores internos y externos, así como de la retroalimentación dentro del propio sistema (**Mayewski et al., 2004**). Por lo tanto, en cualquier región el clima es consecuencia de la variabilidad en todas esas escalas de tiempo y de las interacciones entre los distintos forzadores (**Wanner et al., 2014, Baker & Fritz, 2015**).

La variabilidad climática del Holoceno en los trópicos es el resultado de múltiples factores interconectados que operan en diferentes escalas temporales. A lo largo de milenios los cambios en las características orbitales de la Tierra, como la excentricidad, la inclinación axial y la precesión, han sido determinantes en la configuración de los patrones climáticos tropicales. Estas variaciones orbitales influyen en la cantidad y distribución de la energía solar que recibe la Tierra (**Kutzbach, 1981**). En escalas temporales interanuales y decenales, la Oscilación del Sur-El Niño (ENOS) ha sido un factor clave en la variabilidad climática de los trópicos (**Moy et al., 2002; Donders et al., 2008**). La evidencia paleoclimática obtenida de registros de corales (**Lawman et al., 2022**) y sedimentos lacustres (**Riedinger et al., 2002**) muestra que la actividad del ENOS ha cambiado a lo largo del Holoceno. En particular durante el Holoceno medio los eventos de El Niño fueron menos frecuentes y de menor intensidad que en el Holoceno tardío, lo que sugiere una supresión de la variabilidad del ENOS en ese período. Esta reducción ha sido vinculada a cambios en el forzamiento orbital y a modificaciones en el estado climático medio del Pacífico tropical. En escalas más cortas, de décadas a siglos, factores internos y externos (incluidas las erupciones volcánicas y las fluctuaciones en la radiación solar) han tenido un impacto significativo en el clima tropical. Las grandes erupciones volcánicas en los trópicos liberan aerosoles en la estratosfera, lo que provoca un enfriamiento de la superficie y altera la circulación atmosférica, debilitando los sistemas monzónicos y reduciendo las precipitaciones en ciertas regiones (**Soon et al., 2014**). Asimismo, las variaciones en la radiación solar, especialmente durante los mínimos solares prolongados, se han asociado con anomalías climáticas en los trópicos que han afectado la temperatura y los patrones de precipitación (**Mayewski et al., 2004**).

Uno de los principales forzadores climáticos en diferentes escalas temporales en las zonas tropicales se relaciona con la posición astronómica de la Tierra con respecto al Sol, la energía que este emite y su impacto sobre la ZCIT (**Hodell et al., 1991; Acosta et al., 2022; Steinman et al., 2022; Yuan et al., 2023**). La variabilidad en la radiación solar que llega al planeta modifica la intensidad del gradiente térmico desde el ecuador hasta los polos, lo que a su vez afecta la circulación atmosférica y oceánica. En términos energéticos, la Tierra absorbe energía radiante neta (combinación de onda corta y onda larga) en los trópicos (alrededor de los 23,5°N/S) y la libera al espacio en las latitudes medias y altas (**Chiang, 2009**). Para lograr un equilibrio energético, las corrientes

atmosféricas y oceánicas transportan energía desde los trópicos hacia las latitudes medias y altas (Broecker, 1997, 2000; Chiang, 2009). Los vientos alisios, que surgen en los subtropicos de ambos hemisferios, convergen en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) cerca del ecuador, donde la atmósfera experimenta convección húmeda y el aire asciende hacia la tropósfera superior, generando una zona de precipitaciones. La ubicación de la ZCIT es altamente sensible a los gradientes térmicos de la temperatura superficial del mar. En las latitudes tropicales, la variación en las precipitaciones depende de los cambios en la latitud de la convección tropical y de la fuerza de los vientos alisios. A lo largo del ciclo anual (variación climática intraanual), conforme cambia la intensidad de la radiación solar sobre la Tierra entre enero y julio, la convección en los océanos (en la zona de la ZCIT) se desplaza del sur al norte, arrastrando consigo los vientos y las precipitaciones continentales. Las variaciones interanuales en el balance de radiación pueden modificar las posiciones estacionales medias de la ZCIT, así como la ubicación de los sistemas de alta presión subtropicales y la intensidad de los vientos que transportan humedad hacia las áreas continentales, lo que afecta la intensidad y distribución de las precipitaciones. La ZCIT tiende a desplazarse hacia el hemisferio más cálido (Chiang & Bitz, 2005; Broccoli *et al.*, 2006) afectando la precipitación en ambos hemisferios de manera opuesta. En ambos hemisferios, la mayor parte de las precipitaciones ocurre durante el verano, cuando el océano Atlántico está más caliente, con la ZCIT desplazándose hacia el hemisferio norte entre mayo y octubre y hacia el hemisferio sur de noviembre a marzo.

El forzamiento orbital durante el Holoceno resultó en una redistribución significativa de la energía, tanto en términos temporales (estacionales) como espaciales (latitudinales), lo que afectó la temperatura y la precipitación tanto en escalas intraanuales como milenarias y centenarias. El Holoceno abarca la mitad del ciclo de precesión de 22.000 años. Durante el Holoceno temprano, los cambios precesionales colocaron el perihelio (el punto más cercano del planeta al Sol) en el verano del hemisferio norte, mientras que actualmente se encuentra más cerca del solsticio de invierno (Rind, 1998, 2002). Esto provocó un aumento de la radiación solar de verano en todas las latitudes del hemisferio norte, con incrementos que variaron desde aproximadamente 40 W/m² más que en la actualidad a los 60°N hasta los 25 W/m² más que hoy en el ecuador (Rind, 1998, 2002). A lo largo de los últimos 12,000 años, la insolación de julio ha disminuido gradualmente. Estos cambios en la magnitud y la distribución espacial de la energía influyeron en la intensidad y la ubicación de la ZCIT a lo largo de escalas milenarias y centenarias durante el Holoceno (Figuras 1, 2) (Hodell *et al.*, 1991; Haug *et al.*, 2001; Bird *et al.*, 2011).

Una amplia variedad de datos paleoclimáticos respaldados por simulaciones de modelos climáticos muestra que las variaciones latitudinales de la ZCIT tuvieron un papel clave en la variabilidad hidroclimática del trópico americano durante el Holoceno tardío, especialmente en dos períodos climáticos bien documentados: la Anomalía Climática Medieval (ACM) (950-1150 de la era común, e.c.) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) (1300-1850 e.c.) (Steinman *et al.*, 2022). La ACM fue un periodo de condiciones climáticas relativamente más cálidas, con variaciones regionales en su inicio, así como en su terminación y duración. Esta anomalía climática es un cambio que se registra en el último milenio y antes de revolución industrial, con un impacto importante en actividades humanas como la agricultura y la migración de culturas pasadas (p. ej., la expansión vikinga). Entre las posibles causas de esta anomalía climática se encuentran la mayor actividad solar relacionada con una menor cantidad de manchas solares (Crowley, 2000); una baja actividad volcánica que pudo reducir la presencia de aerosoles en la atmósfera (Bradley *et al.*, 2016); variaciones en las corrientes oceánicas (Goosse *et al.*, 2012), y un aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero, en especial el metano (Moberg *et al.*, 2005). La ACM no fue un fenómeno sincrónico a nivel global, y sus efectos se manifestaron de manera diferente en distintas partes del mundo. En el hemisferio norte se registró un calentamiento más notable, especialmente en la región del Atlántico Norte, lo que trajo como consecuencia un desplazamiento de la posición media de la ZCIT hacia el trópico de este hemisferio. La PEH, por el contrario, fue un período de temperaturas más frías. Se caracterizó por presentar inviernos más fríos



Figura 1. Mapa del norte de Suramérica con la ubicación geográfica de los registros paleoclimáticos del lago de Tota (estrella) y de las zonas bajas (cuadrado) y altas (círculos). La línea roja representa la posición de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) durante el verano del hemisferio norte. La línea roja punteada es una representación del movimiento de la ZCIT hacia una posición más al norte durante la anomalía climática medieval.

y expansión de glaciares en diversas regiones del mundo. La intensidad y duración de otros fenómenos climáticos durante este periodo variaron según la región del planeta. Las posibles causas de la PEH también incluyen los cambios en la actividad solar, con un periodo de baja actividad solar, especialmente durante el mínimo de Maunder (1645–1715), cuando las manchas solares eran extremadamente escasas (Soon & Baulinas, 2003); también las grandes erupciones volcánicas (p. ej., el monte Tambora y el Krakatoa), con liberación de aerosoles como el dióxido de azufre a la estratosfera (Robock, 2000), y, por último, la posible alteración en los patrones de circulación oceánica, con la reducción de la intensidad de la circulación meridional de vuelco del Atlántico, lo que pudo contribuir al enfriamiento del Atlántico Norte y de algunas regiones de Europa. Las variaciones en las temperaturas de la superficie del mar, especialmente en el Atlántico Norte, podrían haber intensificado el

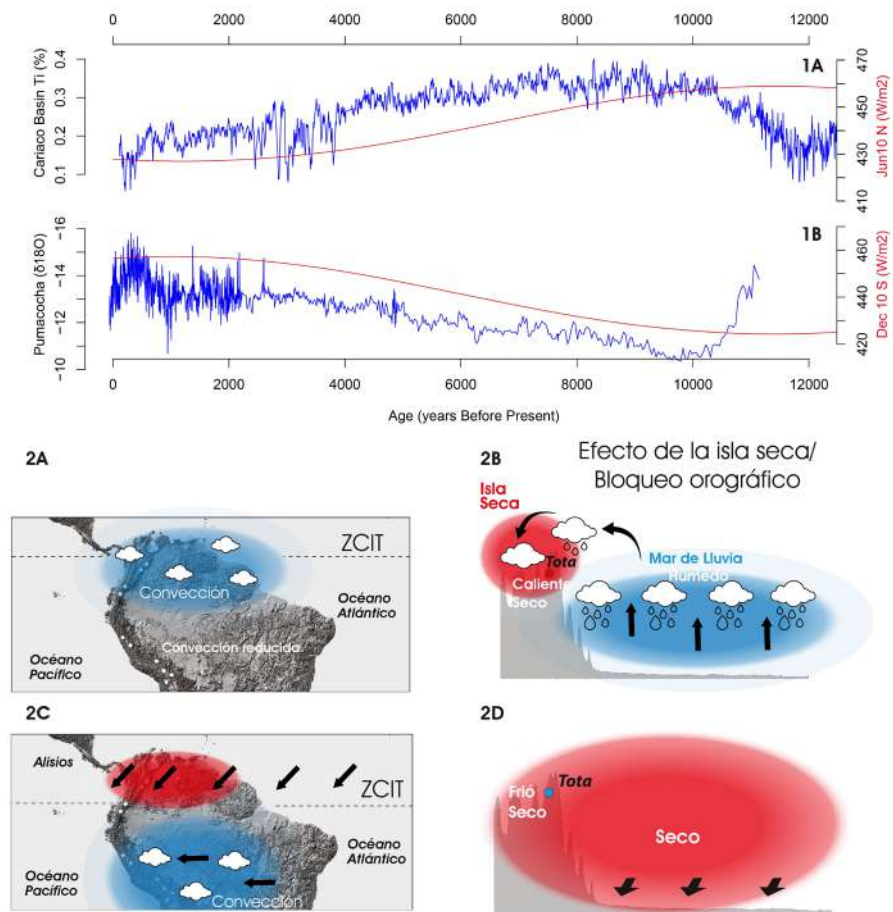


Figura 2. (1) Registro de la insolación para los trópicos de ambos hemisferios (línea roja) superpuesta a los registros indicadores de precipitación de Cariaco para el hemisferio norte y de la laguna Pumacocha para el hemisferio sur. (2) Funcionamiento de la isla seca en periodos de tiempo en que la ZCIT se encuentra localizada en el hemisferio norte (anomalía climática medieval) y en el hemisferio sur (Pequeña Edad de Hielo).

enfriamiento regional al disminuir el transporte de calor desde los trópicos hacia las latitudes del norte y desplazar la posición media de la ZCIT a latitudes del hemisferio sur (Jones & Mann, 2004).

La evidencia paleoclimática de condiciones más húmedas en el Neotrópico norte durante la ACM sugiere que en ese período la ZCIT se desplazó hacia el norte como respuesta a las altas temperaturas en el hemisferio norte y en la superficie del mar del Atlántico Norte. En contraste, las condiciones más secas durante la PEH indican que la ZCIT se desplazó hacia el sur durante este periodo, cuando las temperaturas del hemisferio norte y del Atlántico Norte eran más frías (Brown & Johnson, 2005; Lozano Garcia *et al.*, 2007; Russell & Johnson, 2007; Saenger *et al.*, 2009; Sachs *et al.*, 2009; Bird *et al.*, 2011; Thompson *et al.*, 2013; Campos *et al.*, 2019). Aunque estos patrones son consistentes a nivel regional, la respuesta de los Andes del hemisferio norte, incluidos los Andes colombianos, a la variabilidad de la temperatura y la posición de la ZCIT durante la ACM y la PEH no está completamente clara debido a la falta de registros paleoclimáticos en esta región.

Los registros paleoclimáticos de alta resolución que actualmente documentan las respuestas hidroclimáticas andinas durante el Holoceno tardío provienen, en su mayoría, de los Andes tropicales del hemisferio sur (0° a 23,5° S) y sus alrededores. Entre estos

registros destacan los sedimentos de lagos y pantanos (**Kock et al.**, 2020; **Arnold et al.**, 2021), los núcleos de hielo (**Thompson et al.**, 1998, 2013) y las espeleotemas (**Strikis et al.**, 2011; **Kanner et al.**, 2013; **Bernal et al.**, 2016). En general, estos estudios respaldan la hipótesis de un desplazamiento interhemisférico de la ZCIT y señalan una disminución de las precipitaciones y de la humedad efectiva (relación precipitación/evapotranspiración potencial, P/PET) durante la ACM, cuando la ZCIT estaba sobre el hemisferio norte, y un incremento de las precipitaciones y de la humedad efectiva durante la PEH, con la ZCIT desplazada hacia el hemisferio sur.

En el norte de Sudamérica esta hipótesis del desplazamiento interhemisférico de la ZCIT está sustentada por la variabilidad en la abundancia de titanio (%Ti) en la cuenca de Cariaco, frente a la costa de Venezuela (**Haug et al.**, 2001; **Peterson & Haug**, 2006), el porcentaje de limo en el lago Ubaque en Colombia (**Bird et al.**, 2018) y el porcentaje de CaCO_3 en el lago Valencia en Venezuela (**Curtis et al.**, 1999). Estos datos reflejan una mayor erosión terrestre, atribuida a un incremento en las precipitaciones y a una mayor humedad efectiva durante la ACM, cuando la ZCIT estaba sobre el trópico del hemisferio norte, y una erosión más limitada acompañada de menor humedad efectiva durante la PEH, cuando la ZCIT se desplazó hacia el trópico del hemisferio sur.

Los escasos registros paleoclimáticos provenientes de sitios situados a más de 2.500 metros sobre el nivel del mar en los Andes de Venezuela y Colombia muestran un comportamiento climático distinto durante la ACM y la PEH. A diferencia de las condiciones más húmedas previstas por el desplazamiento de la ZCIT documentadas en estudios paleoclimáticos de menor altitud, en estas áreas los niveles lacustres fueron bajos durante la ACM, como se observó en la laguna de La Cocha en Colombia (**Van Boxel et al.**, 2014), y en la laguna Blanca en Venezuela (**Polissar et al.**, 2013). Asimismo, los cambios en la composición florística en el lago Mucubají en Venezuela (**Polissar et al.**, 2006) y los registros glaciares de los Andes venezolanos (**Stansell et al.**, 2014, 2015) también evidencian condiciones más cálidas y secas durante la ACM, y condiciones más frías y húmedas durante la PEH.

La hipótesis de la isla seca en registros paleoclimáticos

El norte de Suramérica presenta un clima influenciado por múltiples factores. Su posición ecuatorial, junto con la presencia de la cordillera de los Andes genera marcados contrastes topográficos. Además, los patrones de circulación atmosférica en los océanos Pacífico y Atlántico tropicales, el mar Caribe, la influencia de las cuencas hidrográficas del Amazonas y el Orinoco, así como las interacciones entre la superficie terrestre y la atmósfera, contribuyen a la complejidad de su sistema climático. La topografía tiene un papel clave en la formación y evolución de los patrones climáticos. La intensa convección que ocurre sobre zonas con fuertes variaciones de altitud genera tormentas que pueden ser muy intensas y variables en el tiempo y el espacio. Como resultado, las precipitaciones en los Andes tropicales presentan una distribución altamente irregular, con diferencias significativas en los ciclos de lluvia en diferentes escalas de tiempo, incluso entre estaciones cercanas (**Poveda et al.**, 2005).

En términos estacionales, las regiones central y occidental de Colombia presentan un patrón de lluvias bimodal a lo largo del año. Las precipitaciones alcanzan sus picos en dos períodos principales: abril-mayo y septiembre-noviembre, mientras que los niveles más bajos de lluvia ocurren entre diciembre-febrero y junio-agosto. Este comportamiento se debe, en gran medida, al doble tránsito de la ZCIT (**Poveda et al.**, 2007). En la costa norte del Caribe colombiano y en la vertiente del Pacífico del sur del istmo, las lluvias siguen un patrón anual con un solo pico entre mayo y octubre. Este comportamiento está relacionado con la posición más septentrional de la ZCIT, tanto sobre el continente como en el Pacífico ecuatorial oriental (**Hastenrath**, 2002; **Poveda et al.**, 2006). La ladera oriental de los Andes orientales presenta un solo pico de precipitación entre junio y agosto, resultado del choque entre los vientos alisios húmedos procedentes del Amazonas y la cordillera andina (**Figura 3**).

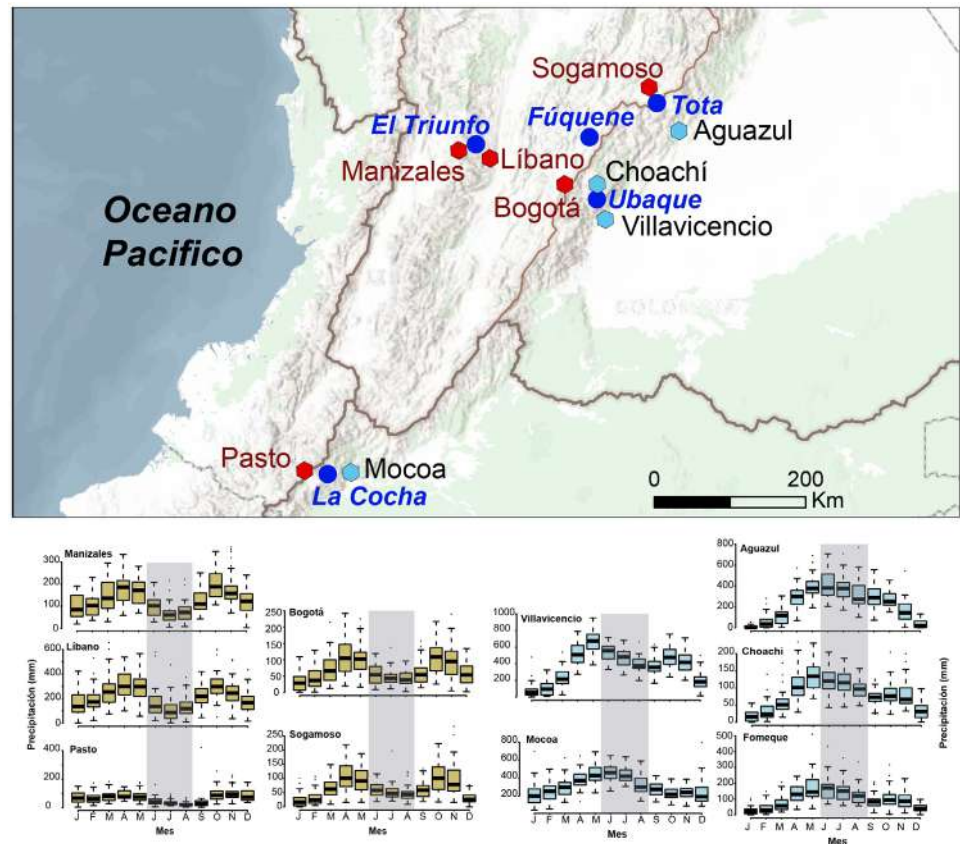


Figura 3. Precipitación de estaciones meteorológicas en ambos lados de la cordillera Oriental. Se puede observar la tendencia unimodal de la precipitación (azul) sobre el lado oriental de la cordillera Oriental (mar de lluvia) y un periodo seco (amarillo) durante los mismos meses del año en las estaciones que se encuentran al interior de la cordillera (isla seca).

¿Cómo pueden interpretarse las señales paleoclimáticas opuestas registradas en una misma región hemisférica? Específicamente, ¿cómo explicar que en ciertas áreas tropicales del hemisferio norte se detecten señales climáticas divergentes en un mismo periodo, pese a conocer la posición de la ZCIT? Las precipitaciones en zonas montañosas suelen exhibir patrones espaciales complejos, influenciados por los efectos orográficos sobre la circulación atmosférica a nivel local y regional (Roe, 2005; Garreaud *et al.*, 2009). Una posible explicación de este comportamiento es que el calentamiento de la superficie terrestre en los Andes altera la circulación atmosférica durante la temporada húmeda del verano boreal (mayo-agosto), generando lo que se describe como una isla seca en las tierras altas y en los Andes interiores, y un “mar de lluvia” en las laderas externas de la cordillera (Figura 2) (Snow, 1976).

En las escalas intraanuales la fuerte convección causada por la máxima insolación a mediados del verano incrementa las precipitaciones en las laderas externas de las cordilleras, reduciendo la humedad atmosférica y provocando subsidencia cerca de la superficie en altitudes elevadas y valles interiores, lo que produce un mínimo de precipitaciones en estas regiones durante este periodo. En contraste, durante los periodos fríos una convección más débil puede reducir las precipitaciones en zonas bajas y aumentar las precipitaciones en altitudes mayores, ya que las corrientes atmosféricas entregan directamente la humedad a estas elevaciones. Tales dinámicas atmosféricas son consistentes con los efectos de bloqueo orográfico que influyen en las precipitaciones a lo largo de los frentes montañosos (Hughes *et al.*, 2009; Houze Jr., 2012).

En términos paleoclimáticos y para escalas temporales más largas, se propone que las variaciones en la intensidad del llamado “efecto de isla seca” impactan la distribución altitudinal de las precipitaciones a lo largo del tiempo (Snow, 1976). Así, un calentamiento de los trópicos del hemisferio norte en la escala de décadas o milenios, junto con un desplazamiento de la ZCIT hacia esa región, daría lugar a un mar de lluvia en las zonas bajas de las laderas externas y a “islas secas” en las áreas de mayor altitud y en los Andes interiores (Figura 2).

Estudios de paleoclima en el lago de Tota

Investigaciones paleoclimáticas recientes realizadas en el lago de Tota (Figura 1) han permitido evaluar la hipótesis de la isla seca en escalas de tiempo que abarcan siglos (Gibson *et al.*, 2019; Correa-Metrio *et al.*, 2022; Bird *et al.*, 2024; Velez *et al.*, 2024). Este lago, ubicado en la cordillera Oriental de Colombia a 3015 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.) (N5.5508°, W72.9206), es el más grande del país y el segundo más grande de los Andes, con una superficie de 56 km² y una profundidad máxima aproximada de 65 metros (Fonseca & Reyes, 2016; Gibson *et al.*, 2019). La cuenca hidrográfica de Tota, aunque pequeña (aproximadamente 200 km²), se caracteriza por pendientes pronunciadas y elevaciones que alcanzan los 3.800 metros sobre el nivel del mar, lo que hace que el lago sea particularmente sensible a los cambios en la humedad efectiva (P/E), como lo demuestra la considerable variabilidad en su nivel durante el Cuaternario tardío (Gibson *et al.*, 2019).

El lago de Tota presenta una temperatura media anual de aproximadamente 11 °C y una precipitación media anual de 1.150 mm (Cañón & Valdés, 2011). La precipitación en Colombia es estacional y está estrechamente vinculada a la posición de la ZCIT (Garreaud *et al.*, 2009; Poveda *et al.*, 2004, 2011). Las lluvias más intensas ocurren durante la temporada cálida boreal (agosto a octubre), cuando la ZCIT se encuentra en el hemisferio norte, mientras que las precipitaciones disminuyen en la temporada fría boreal (diciembre a marzo), cuando la ZCIT migra hacia el hemisferio sur. En contraste, las variaciones de temperatura a lo largo del año son mínimas (Garreaud *et al.*, 2009, Poveda *et al.*, 2004, 2011).

La topografía pronunciada de la cuenca hidrográfica del lago de Tota y de la región circundante genera marcados gradientes ambientales. Dentro de un radio de 30 km alrededor del lago, la temperatura media anual (MAT) y la precipitación media anual (MAP) pueden variar hasta en 10 °C y 1.000 mm, respectivamente. Estos gradientes influyen en la distribución de la vegetación, creando cambios notables en los ecosistemas de la cuenca, los cuales responden a las variaciones climáticas. La vegetación natural en esta área está principalmente conformada por bosque andino (2500-3500 msnm, MAT de 8-15 °C), subpáramo (3500-3700 msnm, MAT de 6-8 °C) y páramo (3700-4200 msnm, MAT de 3-6 °C). Los límites entre estos ecosistemas están determinados en gran medida por restricciones fisiológicas causadas por las bajas temperaturas nocturnas (Cuatrecasas, 1958; Rangel-Ch *et al.*, 1997), las cuales, a su vez, están controladas principalmente por gradientes térmicos dependientes de la elevación (Cuatrecasas, 1958; Rangel-Ch *et al.*, 1997).

Los registros paleoclimáticos del lago de Tota aportan información clave para cubrir un vacío en la distribución de sitios de altura en los Andes del hemisferio norte. Estos datos permiten una evaluación más detallada de las respuestas hidroclimáticas durante la ACM y la PEH, además de facilitar comparaciones con registros paleoclimáticos de los Andes del hemisferio sur. Durante el periodo comprendido entre los años 950 y 1250 de la era común (e.c.), el bajo porcentaje de arcilla en los sedimentos del lago de Tota sugiere que las zonas litorales de mayor energía se encontraban más cerca del lugar de perforación durante el periodo de la ACM (Bird *et al.*, 2018; Bird *et al.*, 2024). Esta interpretación se refuerza con los altos valores de carbono/nitrógeno (C/N) registrados en ese mismo intervalo, los cuales indican una menor presencia de materia orgánica acuática rica en nitrógeno y un incremento en la materia orgánica terrestre (Figura 4). Esto como consecuencia de niveles

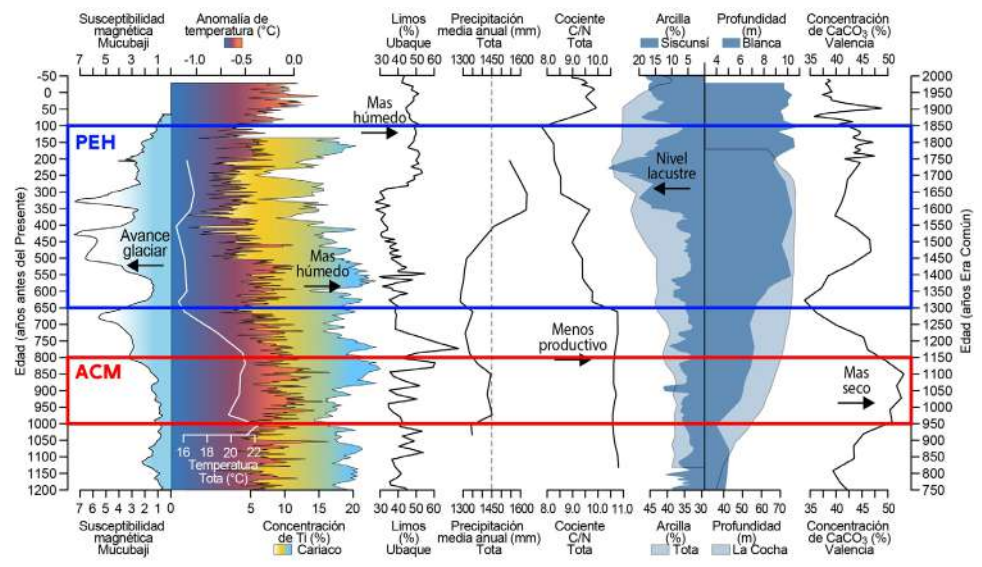


Figura 4. Indicadores paleoclimáticos de diferentes registros del norte de Suramérica durante la anomalía climática medieval y la Pequeña Edad de Hielo

más bajos del lago y la expansión del litoral (Meyers & Ishiwatari, 1993; Meyers & Lallier-Vergès, 1999). Estas tendencias en los indicadores sugieren un bajo cociente de precipitación sobre evapotranspiración potencial (P/EP), a pesar de la evidencia de un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT durante este periodo (Haug *et al.*, 2001; Graham *et al.*, 2010; Bird *et al.*, 2011; Luning *et al.*, 2019; Steinman *et al.*, 2022).

El análisis palinológico de estos mismos núcleos sedimentarios muestra una elevada representación de taxones herbáceos, particularmente Poaceae y Amaranthaceae, lo que sugiere la presencia de una vegetación relativamente abierta en la cuenca del lago de Tota y sus alrededores (Correa-Metrio *et al.*, 2022). El predominio de estos taxones herbáceos, junto con la aparición de elementos termófilos como Fabaceae y Arecaceae, indica condiciones climáticas generalmente cálidas. En la actualidad solo unos pocos géneros de la familia Arecaceae, como *Ceroxylon*, *Parajubaea* y *Wettinia*, habitan en elevaciones andinas altas, llegando hasta los 3.500 m s.n.m. (Gentry, 1993; Borchsenius & Moraes, 2006). Las condiciones cálidas durante este periodo también se evidencian en los altos porcentajes de polen de *Cecropia*, *Borreria*, *Hedyosmum*, Melastomataceae y *Piper* (Correa-Metrio *et al.*, 2022), plantas que hoy en día se encuentran principalmente en bosques subandinos por debajo de los 2.500 m s.n.m. (Cuatrecasas, 1958, Rangel-Ch *et al.*, 1997). La coexistencia de abundantes taxones herbáceos, típicos de condiciones secas, y elementos arbóreos asociados a climas más cálidos sugiere una estacionalidad climática relativamente marcada.

La evidencia de un incremento en las precipitaciones en las regiones bajas del norte de Sudamérica tropical durante la ACM coincide con un aumento de la convección atmosférica terrestre en las zonas tropicales del Hemisferio Norte impulsado por el desplazamiento septentrional de la ZCIT, como lo respaldan algunos registros paleoclimáticos (Brown & Johnson, 2005; Fleitmann *et al.*, 2007; Graham *et al.*, 2010; Bird *et al.*, 2011; Luning *et al.*, 2019; Steinman *et al.*, 2022) y simulaciones de modelos climáticos (Chiang & Bitz, 2005; Cvijanovic & Chiang, 2013). Sin embargo, las condiciones secas registradas en zonas altas de los Andes del norte como el Lago de Tota no se ajustan al modelo convencional del desplazamiento interhemisférico de la ZCIT.

Los datos de los sedimentos del lago de Tota sugieren que las condiciones cálidas y secas en las regiones andinas de alta altitud durante la ACM fueron producto de un efecto de bloqueo topográfico, lo que generó un clima del tipo de isla seca (Snow, 1976;

Bird et al., 2018; **Pulwarty et al.**, 1998) (**Figura 4**). En este contexto el aumento de la convección atmosférica terrestre, impulsado por un mayor calentamiento de la superficie terrestre y la posición septentrional de la ZCIT en el Atlántico, habría intensificado las precipitaciones en las zonas bajas y a lo largo de las laderas frontales, como lo indican los registros del lago de Ubaque, el lago Valencia y la cuenca de Cariaco (**Curtis et al.**, 1999; **Haug et al.**, 2001; **Peterson & Haug**, 2006; **Bird et al.**, 2018) (**Figuras 1, 4**). Además, las temperaturas más altas, amplificadas en las altitudes elevadas (**Wang et al.**, 2014), habrían incrementado la evaporación y disminuido las precipitaciones, reduciendo así la humedad efectiva y los niveles de los lagos en los sitios de mayor elevación de los Andes tropicales del hemisferio norte.

La disminución de la relación C/N y el incremento en el porcentaje de arcilla observados durante la transición de la anomalía cálida medieval a la PEH (1150-1300 EC) (**Bird et al.**, 2024) reflejan un cambio hacia condiciones de menor energía depositacional y un aumento de la productividad acuática en el sitio de perforación, coincidiendo con un ascenso en los niveles del lago y en el cociente de P/EP durante y a lo largo de la PEH (1300-1850 e.c.) (**Figura 4**). A partir de 1850 e.c., la relación C/N aumentó nuevamente, mientras que el porcentaje de arcilla disminuyó, lo que indica un retorno a niveles ligeramente más bajos del lago, condición que ha persistido durante el período cálido actual (últimos ~150 años) (**Bird et al.**, 2024).

El registro palinológico durante la transición de la ACM a la PEH, aproximadamente entre 1250 y 1350 e.c., indica un cambio hacia condiciones más húmedas, evidenciado por una disminución de hierbas y un notable aumento de taxones arbóreos (**Correa-Metrio et al.**, 2022). Los taxones termófilos predominantes durante la ACM fueron sustituidos por especies montañosas y de alta montaña como *Myrsine*, *Podocarpus*, *Myrica*, *Alchornea* y *Prunus* (**Correa-Metrio et al.**, 2002). Esta transición estuvo marcada por un incremento en la disponibilidad de humedad debido al aumento de las precipitaciones y una clara reducción de la temperatura. Las asociaciones de polen entre ~1250 y ~1350 e.c. reflejan una vegetación diversa que incluye elementos de distintas altitudes y tipos de bosque (**Correa-Metrio et al.**, 2022). La disminución de elementos arbóreos y un ligero aumento de arbustos entre ~1400 y 1850 e.c. sugieren una mayor influencia de la vegetación de subpáramo (**Cuatrecasas**, 1958, **Rangel-Ch et al.**, 1997). Este patrón es coherente con un enfriamiento local en respuesta al enfriamiento general del hemisferio norte durante la PEH (**Mann et al.**, 2009). Los aumentos y la persistencia de especies como *Gaiadendron*, *Plantago*, *Quercus*, *Weinmannia* y *Acalypha* indican el establecimiento de un bosque andino bien estructurado, actualmente presente en altitudes de aproximadamente 2500 a 3500 m s.n.m. (**Hooghiemstra et al.**, 2006).

A medida que la ZCIT del Atlántico y la convección atmosférica continental asociada se desplazaron más al sur debido al enfriamiento persistente del hemisferio norte durante la PEH temprana y media, la precipitación en los trópicos del hemisferio norte disminuyó. Sin embargo, la alta humedad efectiva en los Andes del norte, como lo indican los niveles elevados del lago de Tota, pudo haberse mantenido a pesar de la reducción de la precipitación, siempre que la evaporación fuera suficientemente baja. Este fenómeno es consistente con una disminución significativa de la temperatura anual media de aproximadamente 6 °C en Tota (**Correa-Metrio et al.**, 2022), lo que habría incrementado la humedad efectiva, a pesar de la caída en las precipitaciones (**Figura 4**). El registro polínico en el lago Mucubají sugiere que los Andes venezolanos experimentaron un enfriamiento de alrededor de 3 °C durante la PEH, lo que representa aproximadamente la mitad del enfriamiento observado en Tota. Esta diferencia podría explicarse por el hecho de que el lago Mucubají está situado a 3.560 m s.n.m., en el ecotono de páramo, un ecosistema ya adaptado a un ambiente frío, lo que lo hace menos sensible al enfriamiento. Por su parte, la vegetación en torno al lago de Tota, propia de un ecotono alpino/montano, es más diversa y responde con mayor sensibilidad a los cambios de temperatura, pasando de un bosque subandino durante la ACM a un ecosistema de subpáramo durante la PEH (**Correa-Metrio et al.**, 2022). Las reducciones relativamente menores en la temperatura media anual en las elevaciones

bajas habrían mantenido tasas de evapotranspiración potencial relativamente altas, lo que combinado con la disminución de las precipitaciones habría resultado en una baja humedad efectiva en las zonas bajas, como se observa en los registros paleoclimáticos.

Sincronicidad y diacronicidad en el clima tropical interhemisférico

Los registros paleoclimáticos de los Andes tropicales del hemisferio norte se concentran principalmente en la región ecuatorial y el mar Caribe. En este contexto, el registro sedimentario del lago de Tota en los Andes orientales de Colombia representa un punto clave para el estudio del Holoceno tardío en los trópicos del norte de Suramérica. De manera similar, los lagos de los Andes venezolanos, como Mucubají, Blanca, Montos y Antejos (**Polissar et al.**, 2006, 2013; **Stansell et al.**, 2014), y el lago La Cocha en el sur de Colombia (**Van Boxel et al.**, 2014) evidencian cambios climáticos significativos (**Figuras 1, 4**). Durante la ACM estos registros indican niveles lacustres más bajos (La Cocha), disminución en la precipitación (Mucubají) y una menor extensión de los glaciares (Mucubají, Montos y Antejos) entre las latitudes 1°N y 9°N. Asimismo, durante la PEH los mismos registros paleolimnológicos revelan niveles de agua más elevados, un clima más frío y húmedo y avances glaciares. En conjunto, estos sitios reflejan una variabilidad hidroclimática consistente a gran altitud en los Andes tropicales del norte, con períodos más cálidos y secos durante la ACM, y más fríos y húmedos durante la PEH.

La comparación de registros paleoclimáticos de alta resolución en los Andes de ambos hemisferios (norte y sur) sugiere respuestas climáticas similares, lo cual contrasta con las expectativas basadas en un desplazamiento interhemisférico de la ZCIT. Durante la ACM varios indicadores respaldan una disminución de la precipitación y un aumento de la evaporación en los Andes del hemisferio sur, coincidiendo con condiciones de baja humedad efectiva en los Andes del hemisferio norte. Entre estos indicadores se encuentran los altos valores de isotopía de precipitación en diversos lagos (**Bird et al.**, 2011; **Arnold et al.**, 2021), los registros de núcleos de hielo (**Thompson et al.**, 1995, 1998; **Ramírez et al.**, 2003), la baja acumulación de hielo en Quelccaya (**Thompson et al.**, 1986), y los elevados valores de isótopos de oxígeno en el lago Orurillo, cerca del Titicaca (**Arnold et al.**, 2021). Por otro lado, durante la PEH estos mismos registros muestran un cambio hacia condiciones más húmedas en los Andes del hemisferio sur que ocurrieron de manera simultánea con un aumento de la humedad efectiva en los Andes del hemisferio norte. Estos hallazgos sugieren que las condiciones climáticas no siempre están alineadas con los desplazamientos interhemisféricos de la ZCIT, lo que evidencia desfases en diferentes escalas temporales.

En contraste, las condiciones climáticas observadas en los registros de gran altitud de los Andes del hemisferio norte durante la ACM y la PEH difieren notablemente de los registros de sitios de baja elevación en la cuenca de Cariaco y el lago Valencia en Venezuela (**Curtis et al.**, 1999; **Haug et al.**, 2001), así como del lago de Ubaque en Colombia (**Bird et al.**, 2018), todos ubicados en el mismo hemisferio (**Figura 4**). Durante la ACM los altos porcentajes de Ti y CaCO₃ en los registros de la cuenca de Cariaco y el lago Valencia, respectivamente, indican un aumento de la precipitación en zonas de baja altitud, mientras que en las regiones altas de los Andes las precipitaciones y los niveles lacustres eran bajos. De manera similar, en el lago de Ubaque (a 2.070 m s.n.m.) el incremento en el porcentaje de limo en los sedimentos, acompañado de evidencia de diatomeas que apuntan a niveles lacustres más altos, también sugiere un incremento en la precipitación a lo largo de las laderas frontales de los Andes orientales en Colombia (**Bird et al.**, 2018) (**Figura 4**).

Las relaciones contrarias entre los registros de alta y baja elevación en la región tropical de los Andes del norte durante la ACM y la PEH indican que la respuesta a los cambios climáticos no depende únicamente del desplazamiento y la posición de la ZCIT y sugiere que factores como la altitud y la orogenia podrían haber desempeñado un papel significativo en la configuración del clima tropical del pasado en distintas escalas temporales.

Conclusiones

La gran mayoría de los cambios importantes en las sociedades humanas que han marcado el camino desde la caza y la recolección pasando por la domesticación hasta la aparición y extinción de complejas civilizaciones han tenido lugar durante la época del Holoceno (Dalfes *et al.*, 1997; Weis *et al.*, 1993; Brenner *et al.*, 2001; Weiss & Bradley, 2001). Comprender el cambio climático del Holoceno tardío y su impacto en la sociedad humana es de fundamental interés e importancia. El Holoceno es una época de cambio continuo, cuyo estudio se vuelve cada vez más urgente a medida que aumentan nuestras preocupaciones por el cambio global (Steffen *et al.*, 2011, 2015).

Los Andes tropicales son una de las regiones con mayor biodiversidad del planeta (Myers *et al.*, 2000) donde más de 350 millones de personas en 11 países dependen del sistema hídrico y los servicios ecosistémicos andinos (Gutiérrez & Dracup, 2001). Aún existe una considerable incertidumbre sobre cómo respondió el clima tropical de Suramérica a los cambios graduales en la distribución hemisférica de la insolación de verano durante el Holoceno. Un paradigma principal es que el hemisferio norte y el hemisferio sur estaban en contrafase en respuesta a una migración interhemisférica de la ZCIT. Sin embargo, las reconstrucciones del nivel de los lagos de los Andes tropicales muestran una variabilidad que difiere notablemente de las tendencias de insolación, lo que indica que la humedad efectiva local en las zonas elevadas de los Andes respondió a otros forzadores climáticos ajenos a la ZCIT.

Las reconstrucciones climáticas del Holoceno Tardío en el lago de Tota y otros registros de los Andes en elevaciones altas y bajas indican que factores como la orografía podrían haber desempeñado un papel significativo en la configuración del clima tropical del pasado en distintas escalas temporales. Un calentamiento del hemisferio norte y el consecuente desplazamiento de la ZCIT a la zona tropical de este hemisferio genera un mar de lluvias en zonas bajas y de piedemonte y una isla seca en zonas altas y de interior. Estas reconstrucciones climáticas y la hipótesis de un nuevo forzador climático a escala regional e interhemisférica tienen implicaciones importantes para comprender el clima actual y del futuro a la luz del calentamiento global. Un aumento en las concentraciones de CO₂ y por consiguiente de la temperatura en las zonas tropicales produciría una más fuerte convección atmosférica y un mayor efecto de isla seca. Esto significaría menor precipitación en las zonas tropicales de altas altitudes, regiones que son fábricas y reservorios de agua para millones de personas que viven en los Andes del norte de Suramérica.

Agradecimientos

El trabajo aquí presentado es un resumen de los resultados de los últimos diez años de investigación en lagos altoandinos de Colombia publicados en diferentes revistas científicas internacionales. Las figuras incluidas fueron producidas con la ayuda de Natalia Hoyos, Alex Correa-Metrio, Ana María Saldarriaga y Alejandra Rodríguez. Este trabajo no habría sido posible sin la colaboración de Broxton Bird, Alex Correa-Metrio, María I. Vélez, Jason Curtis, Héctor Fonseca, Felipe Velasco, Byron Steinman, Dereck Gibson, y de la Universidad del Norte, la Indiana University, la Universidad Nacional Autónoma de México, la Universidad de Regina, la Universidad de Florida, la University of Minnesota, el Smithsonian Tropical Research Institute, la National Science Foundation, la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, la Corporación Autónoma Regional de Boyacá - CORPOBOYACA, y la Fundación Montecito. A todos muchas gracias.

Conflicto de intereses

El autor declara que no tiene intereses financieros ni relaciones personales que puedan haber influido en el trabajo presentado en este artículo.

Referencias

- Acosta, R.P., Ladant J.B., Zhu J., Poulsen, C.** (2022). Evolution of the Atlantic Intertropical Convergence Zone, and the South American and African Monsoons Over the Past 95-Myr and Their Impact on the Tropical Rainforests. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 37, e2021PA004383. <https://doi.org/10.1029/2021PA004383>
- Arnold, T. E., Hillman, A.L., Abbott, M.B., Werne, J.P., McGrath, S.J., Arkush, E.N.** (2021). Drought and the collapse of the Tiwanaku civilization: New evidence from Lake Orurillo, Peru. *Quaternary Science Reviews*, 251, 106693. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106693>
- Baker, P.A. & Fritz, S.** (2015). Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South América. *Quaternary Science Reviews*, 124, 31-47. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.011>
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C.** (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329, 408-414. <https://doi.org/10.1038/329408a0>
- Bernal, J.P., Cruz, F.W., Strikis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Ortega-Obregon, C., Cheng, H., Lawrence-Edwards, R., Auler, A.S.** (2016). High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Bird, B.W., Steinman, B.A., Escobar, J., Correa-Metrio, A., Holper, K., Gibson, D.K., Mark, S., Fonseca, H.** (2024). Synchronous Tropical Andean Hydroclimate Variability During the Last Millennium. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 129, e2023JD040255. <https://doi.org/10.1029/2023JD040255>
- Bird, B.W., Rudloff, O., Escobar, J., Gilhooly, W.P., Correa-Metrio, A., Vélez, M.I, Polissar, P.J.** (2018). Paleoclimate support for a persistent dry Island effect in the Colombian Andes during the last 4700 years. *The Holocene*, 28, 217-228. <https://doi.org/10.1177/0959683617721324>
- Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansell, N.D., Rosenmeier, M.F.** (2011). A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108, 8583-8588. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>
- Borchsenius, F. & Moraes, M.** (2006). Palmeras andinas. En M. Moraes, B. Øllgaard, P. Kvist, F. Borchsenius, H. Balslev (eds.). *Botánica económica de los Andes Centrales* (pp. 412-433). Instituto de Ecología, Universidad Mayor de San Andrés.
- Bradley, R., Wanner, H., Dias, H.F.** (2016). The Medieval Quiet Period. *The Holocene*, 26, 990-993. <https://doi.org/10.1177/0959683615622552>
- Brenner, M., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Rosenmeier, M.F., Binford, M.W., Abbott, M.B.** (2001). Abrupt climate change and Pre-Columbian cultural collapse. En V. Markgraf (ed). *Interhemispheric climate linkages* (pp. 87-104). Academic Press.
- Broccoli, A.J., Dahl, K., Stouffer, R.J.** (2006). Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33, L01702. <https://doi.org/10.1029/2005GL024546>
- Broecker, W.** (2000). Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97, 1339-1342. <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1339>
- Broecker, W.** (1997). Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO₂ Upset the Current Balance? *Science*, 278, 1582-1588. <https://doi.org/10.1126/science.278.5343.1582>
- Brown, E.T. & Johnson, T.C.** (2005). Coherence between tropical East African and South American records of the little ice age. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1-11. <https://doi.org/10.1029/2005GC000959>
- Campos, J., Cruz, F., Ambrizzi, T., Deininger, M., Vuille, M., Novello, V., Strikis, N.** (2019). Coherent South American Monsoon variability during the last millennium revealed through high resolution proxy records. *Geophysical Research Letters*, 46, 8261-8270. <https://doi.org/10.1029/2019GL082513>
- Cañón, J. & Valdes, J.** (2011). Assessing the influence of global climate and anthropogenic activities on the water balance of an Andean lake. *Journal of Water Resource and Protection*, 3, 883-891. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2011.312098>
- Chappeallaz, J., Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C.** (1990). Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, 345, 127-131. <https://doi.org/10.1038/345127a0>

- Chiang, J.C.H.** (2009). The Tropics in Paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 37, 263-297. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100217>
- Chiang, J.C.H., Bitz, C.M.** (2005). Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, 25, 477-496. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0040-5>.
- Correa-Metrio, A., Escobar, J., Bird, B.W., Caballero-Rodríguez, D., Steinman, B.A., Rodríguez-Zorro, P.A.** (2022). A millennium of climatic and floristic dynamics in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of Biogeography*, 49, 853-865. <https://doi.org/10.1111/jbi.14347>
- Crowley, T.J.** (2000). Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, 289, 270-277. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.270>
- Cuatrecasas, J.** (1958). Aspectos de la vegetación natural de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 10, 221-268.
- Curtis, J.H., Brenner, M., Hodell, D.A.** (1999). Climate change in the Lake Valencia basin, Venezuela, ~12,600 yr BP to present. *The Holocene* 9, 609-619. <https://doi.org/10.1191/095968399669724431>
- Cvijanovic, I., Chiang, J.C.H.** (2013). Global energy budget changes to high latitude North Atlantic cooling and the tropical ITCZ response. *Climate Dynamics*, 40, 1435-1452. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1482-1>
- Dalfes, H.N., Kukla, G. Wiess, H.** (1997). Third millennium BC climate change and old world collapse. NATO ASI series, 1, 49. Springer-Verlag.
- Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P.M., Reeh, N.** (1982). A New Greenland Deep Ice Core. *Science*, 218, 1273-1277. <https://doi.org/10.1126/science.218.4579.1273>
- Donders, T.H., Wagner-Cremer, F., Visscher, H.** (2008). Integration of proxy data and model scenarios for the mid-Holocene onset of modern ENSO variability. *Quaternary Science Reviews*, 27, 571-579. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.010>
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D., Deck, B.** (1999). Ice Core Records of Atmospheric CO₂ Around the Last Three Glacial Terminations. *Science*, 283, 1712-1714. <https://doi.org/10.1126/science.283.5408.1712>
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A.** (2007). Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, 26, 170-188. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.012>
- Fonseca, H. & Reyes, Í.** (2016). Tota Lake. En M. Hermelin (ed). *Landscapes and landforms of Colombia* (pp. 99-106). Springer.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J.** (2009). Present-day south American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gentry, A.H.** (1993). *A field guide to the families and genera of woody plants of Northwest South America (Colombia, Ecuador, Peru) with supplementary notes on herbaceous taxa*. Conservation International.
- Gibson, D.K., Bird, B.W., Watrus, N.J., Escobar, J., Ahmed, M., Fonseca, H., Velasco, F., Fernandez, A., Polissar, P.J.** (2019). Characterizing late Quaternary lake-level variability in Lago de Tota, Colombian Andes, with CHIRP seismic stratigraphy. *Journal of Paleolimnology*, 62, 319-335. <https://doi.org/10.1007/s10933-019-00089-x>
- Goosse, H., Cressin, E., Dubinkina, S., Loutre, M.F., Mann, M.E., Renssen, H., Sallaz-Damaz, Y., Shindell, D.** (2012). The role of forcing and internal dynamics in explaining the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*, 39, 2847-2866. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1297-0>
- Graham, N.E., Ammann, C.M., Fleitmann, D., Cobb, K.M., Luterbacher, J.** (2010). Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*, 37, 1217-1245. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0914-z>
- Gutierrez, F. & Dracup, J.A.** (2001). An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Niño–Southern Oscillation indicators. *Journal of Hydrology*, 246, 181-196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00373-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00373-0)
- Hastenrath, S.** (2002). The intertropical convergence zone of the eastern Pacific revisited. *International Journal of Climatology*, 22, 347-356. <https://doi.org/10.1002/joc.739>
- Haug, G.H., Hughen, K., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rohl, U.** (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>

- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Jones, G.A., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M.W., Dorsey, K.T.** (1991). Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*, 352, 790-793. <https://doi.org/10.1038/352790a0>
- Hooghiemstra, H., Wijninga, V.M., Cleef, A.M.** (2006). The paleobotanical record of Colombia: Implications for biogeography and biodiversity. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 93, 297-325. [https://doi.org/10.3417/0026-6493\(2006\)93\[297:TPROCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.3417/0026-6493(2006)93[297:TPROCI]2.0.CO;2)
- Houze, R.A. Jr.** (2012). Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50, 1-47. <https://doi.org/10.1029/2011RG000365>
- Hughes, M., Hall, A., Fovell, R.G.** (2009). Blocking in areas of complex topography, and its influence on rainfall distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 508-518. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2689.1>
- Jones, P.D. & Mann, M.E.** (2004). Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42, 1-42. <https://doi.org/10.1029/2003RG000143>
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M., Petrov, V.M.** (1987). Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329, 403-408. <https://doi.org/10.1038/329403a0>
- Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L., Vuille, M.** (2013). High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: Insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 75, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.008>
- Kock, S.T., Schitteck, K., Mächtle, B., Maldonado, A., Vos, H., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Wissel, H., Schabitz, F., Lucke, A.** (2020). Multi centennial-scale variations of South American summer monsoon intensity in the southern central Andes (24-27 S) during the late Holocene. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL084157. <https://doi.org/10.1029/2019GL084157>
- Kutzbach, J.E.** (1981). Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 214, 59-61. <https://doi.org/10.1126/science.214.4516.59>
- Lawman, A.E., Di Nezio, P.N., Partin J.W., Dee, S.G., Thirumalai, K., Quinn, T.M.** (2022). Unraveling forced responses of extreme El Niño variability over the Holocene. *Science Advances*, 8, 1-11. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abm4313>
- Lozano-Garcia, M.S., Caballero, M., Ortega, B., Rodriguez, A., Sosa, S.** (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 16200-16203. <https://doi.org/10.1073/pnas.0707896104>
- Luning, S., Galka, M., Bamonte, F.P., Garcia-Rodriguez, F., Vahrenholt, F.** (2019). The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F.** (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science*, 326, 1256-1260. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J.** (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E.** (1999). Lacustrine sedimentary organic matter records of late quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21, 345-372. <https://doi.org/10.1023/A:1008073732192>
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R.** (1993). Lacustrine organic geochemistry - An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 20, 867-900. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90100-P](https://doi.org/10.1016/0146-6380(93)90100-P)
- Myers, N., Mittermeier, R.A., Mittermeier, C.G., da Fonseca, G.A.B., Kent, J.** (2000). Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403, 853-858. <https://doi.org/10.1038/35002501>
- Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M., Karlen, W.** (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. *Nature*, 433, 613-617. <https://doi.org/10.1038/nature03265>
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M.** (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420, 162-165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>

- Peterson, L.C. & Haug, G.H.** (2006). Variability in the mean latitude of the Atlantic intertropical convergence zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 97-113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.021>
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Vuille, M., Bezada, M.** (2013). Synchronous inter-hemispheric Holocene climate trends in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 14551-14556. <https://doi.org/10.1073/pnas.1219681110>
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S.** (2006). Solar modulation of little ice age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 8937-8942. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603118103>
- Poveda, G., Mesa, O.J., Salazar, L.F., Arias, P.A., Moreno, H.A., Vieira, S.C., Agudelo, P.A., Toro, V.G., Álvarez J.F.** (2005). The Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133, 228-240. <https://doi.org/10.1175/MWR-2853.1>
- Poveda, G., Waylen, P.R., Pulwarty, R.** (2006). Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 234, 3-27. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>
- Poveda, G., Vélez, J.I., Mesa, O.J., Cuartas, A., Barco, J., Mantilla, R.I., Mejía, J.F., Hoyos, C.D., Ramírez, J.M., Ceballos L.L., Zuluaga M.D., Arias, P.A., Botero, B.A., Montoya, M.I., Giraldo, J.D., Quevedo, D.I.** (2007). Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. *Journal of Hydrological Engineering*, 12, 4-13. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2007\)12:1\(4\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:1(4))
- Poveda, G., Álvarez, D.M., Rueda, O.A.** (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics*, 36, 2233-2249. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0931-y>
- Poveda, G.** (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 28, 201-222. [https://doi.org/10.18257/raccefyn.28\(107\).2004.1991](https://doi.org/10.18257/raccefyn.28(107).2004.1991)
- Pulwarty, R., Barry, R., Hurst, C., Sellinger, K., Mogollon, L.** (1998). Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1-4), 217-237. <https://doi.org/10.1007/BF01277512>
- Ramírez, E., Hoffmann, G., Taupin, J., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Landais, A., Petit, J.R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J.C., Stievenard, M.** (2003). A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 337-350. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00240-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00240-1)
- Rangel-Ch, J.O., Lowy, P., Aguilar, M.** (1997). Distribución de los tipos de vegetación en las regiones naturales de Colombia Aproximación Inicial. En J.O. Rangel-Ch (ed). *Diversidad Biótica* (pp. 403-436). Universidad Nacional de Colombia.
- Riedinger, M.A., Steinitz-Kannan, M., Last, W.M., Brenner, M.** (2002). A ~6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology*, 27, 1-7. <https://doi.org/10.1023/A:1013514408468>
- Rind, D.** (2002). The Sun's Role in Climate Variations. *Science*, 296, 673-677. <https://doi.org/10.1126/science.1069562>
- Rind, D.** (1998). Latitudinal temperature gradients and climate change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103, 5943-5971. <https://doi.org/10.1029/97JD03649>
- Robock, A.** (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38, 191-219. <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>
- Roe, G.H.** (2005). Orographic Precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 645-671. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122541>
- Russell, J.M., Johnson, T.C.** (2007). Little Ice Age drought in equatorial Africa: Intertropical Convergence Zone migrations and El Niño–Southern Oscillation variability. *Geology*, 35, 21-24. <https://doi.org/10.1130/G23125A.1>
- Sachs, J.P., Sachse, D., Smittenberg, R.H., Zhang, Z., Battisti, D.S., Golubic, S.** (2009). Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. *Nature Geoscience*, 2, 519-525. <https://doi.org/10.1038/ngeo554>
- Saenger, C., Chang, P., Ji, L., Oppo, D.W., Cohen, A.L.** (2009). Tropical Atlantic climate response to low-latitude and extratropical sea-surface temperature: A little ice age perspective. *Geophysical Research Letters*, 36, 3-5. <https://doi.org/10.1029/2009GL038677>
- Snow, J.** (1976). *The climate of northern South America: Colombia, climates of south and Central America*. Elsevier Scientific Publishing Company.

- Soon, W., Baliunas, S. (2003). Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research*, 23, 89–110. <https://doi.org/10.3354/cr023089>
- Soon, W., Velasco Herrera, V.M., Selvaraj, K., Traversi, R., Usokin, I., Chen, C.A., Lou, J., Kao, S., Carter, R.M., Pipin, V., Severi, M., Becagli, S. (2014). A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. *Earth-Science Reviews*, 134, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.003>
- Stansell, N.D., Rodbell, D.T., Licciardi, J.M., Sedlak, C.M., Schweinsberg, A.D., Huss, E.G., Delgado, G.M., Zimmerman, S.H., Finkel, R.C. (2015). Late glacial and Holocene glacier fluctuations at Nevado Huaguruncho in the eastern cordillera of the Peruvian Andes. *Geology*, 43, 747-750. <https://doi.org/10.1130/G36735.1>
- Stansell, N.D., Polissar, P.J., Abbott, M.B., Bezada, M., Steinman, B.A., Braun, C. (2014). Proglacial lake sediment records reveal Holocene climate changes in the Venezuelan Andes. *Quaternary Science Reviews*, 89, 44-55. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.021>
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2, 81-98. <https://doi.org/10.1177/2053019614564785>
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J. (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 369, 842-867. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0327>
- Steinman, B.A., Stansell, N.D., Mann, M.E., Cooke, C.A., Abbott, M.B., Vuille, M., Fernández, A. (2022). Interhemispheric antiphasing of neotropical precipitation during the past millennium. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119, e2120015119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2120015119>
- Strikis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, L.R., Vuille, M., Wang, X., de Paula, M.S., Novello, V.F., Auler, A.S. (2011). Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, 39, 1075-1078. <https://doi.org/10.1130/G32098.1>
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M., Zagorodnov, V., Howat, I., Mikhaleenko, V., Lin, P.-N. (2013). Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~ 1800 years. *Science*, 340, 945-950. <https://doi.org/10.1126/science.1234210>
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.N., Mikhaleenko, V.N., Campen R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J., Francou, B. (1998). A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858-1864.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davies, M.E., Lin, P.-N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.-B. (1995). Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269, 46-50. <https://doi.org/10.1126/science.269.5220.4>
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., Grootes, P.M. (1986). The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234, 361-364. <https://doi.org/10.1126/science.234.4774.361>
- Van Boxel, J., González-Carranza, Z., Hooghiemstra, H., Bierkens, M., Vélez, M. (2014). Reconstructing past precipitation from lake levels and inverse modelling for Andean Lake La Cocha. *Journal of Paleolimnology*, 51, 63-77. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9755-1>
- Vélez, M.I., Salgado, J., Delgado, M., Patiño, L.F., Bird, B., Escobar, J., Fajardo, S. (2024). Humans and climate in ritualized landscapes, the case of Lake Tota in the eastern highlands of Colombia. *The Holocene*, 34, 1587-1597. <https://doi.org/10.1177/09596836241266408>
- Wang, Q., Fan, X., Wang, M. (2014). Recent warming amplification over high elevation regions across the globe. *Climate Dynamics*, 43, 87-101. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1889-3>
- Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M., Ritz, S.P. (2014). Holocene climate variability and change; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 172, 254-263. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-101>
- Weiss, H. & Bradley, R.S. (2001). What Drives Societal Collapse? *Science*, 291, 609-610. <https://doi.org/10.1126/science.1058775>
- Weiss, H., Courty, M.A., Wetterstrom, W. Guichard, F., Senior, L., Meadow, R., Curnow, A. (1993). The Genesis and Collapse of Third Millenium North Mesopotamian Civilization. *Science*, 261, 995-1004. <https://doi.org/10.1126/science.261.5124.995>
- Yuan, S., Chiang, H.W., Liu, G., Bijaksana, S., He, S., Jiang, X., Imran, A.M., Wicaksono, S.A., Wang, X. (2023). The strength, position, and width changes of the intertropical convergence zone since the Last Glacial Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120, e2217064120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2217064120>