



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



BICENTENARIO
PERÚ 2021



BOLETÍN CIENTÍFICO EL NIÑO

Vol. 8 n.º 04 Abril 2021

Los efectos del
bosque en la
composición isotópica
de la lluvia en el
noroeste amazónico

Pág. 5

El afloramiento
costero en el
sistema de corrientes
de Humbolt frente
a Perú

Pág. 16

Resumen del informe
técnico de El Niño

Pág. 22

Resumen del
Comunicado ENFEN

Pág. 23



IGP

Instituto
Geofísico
del Perú

Vol. 8 n.º 04 Abril 2021

CRÉDITOS

Gabriel Quijandría Acosta

Ministro del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú:

Hernando Tavera Huarache

Presidente Ejecutivo

Edmundo Norabuena Ortiz

Director Científico

Ivonne Montes Torres

Directora

Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera

Equipo editorial:

James Apaéstegui Campos

Kobi Mosquera Vásquez

Diseño y diagramación

Unidad Funcional de Comunicaciones

Carátula: bosque amazónico y el río Marañón (región Loreto)

Foto: Jhon David Rodríguez

El boletín científico “El Niño” es generado en el marco del Programa Presupuestal n.º 068 “Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”.

Producto 1: Estudios para la estimación del riesgo de desastres

Actividad 5: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño

Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo, Ate, 15012.

Teléfono: 51-1-3172300

Lima, agosto de 2022

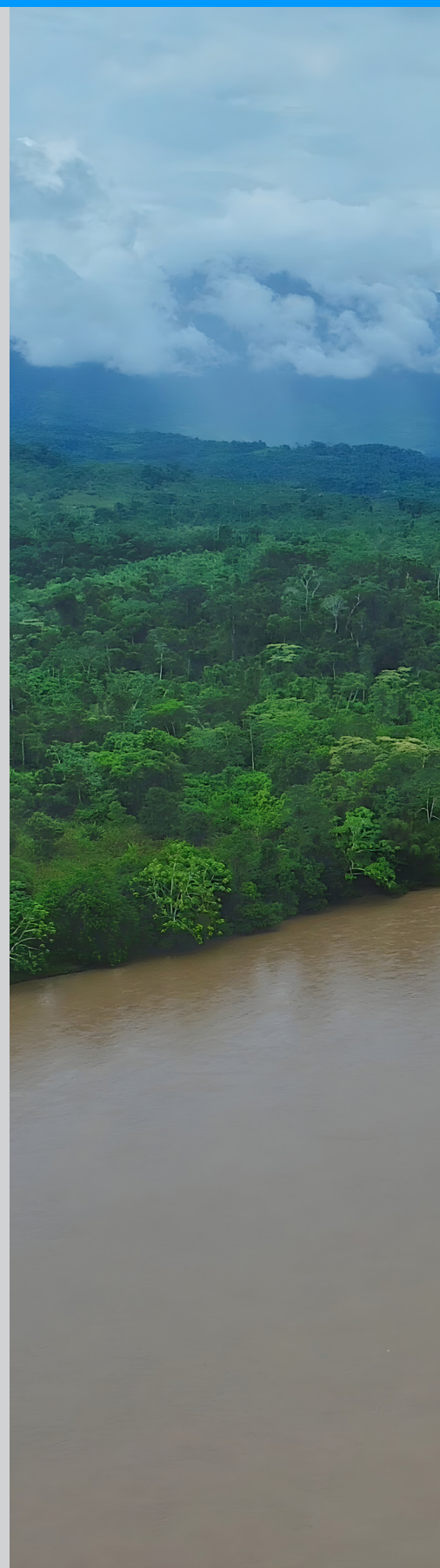
EDITORIAL

El Instituto Geofísico del Perú (IGP), institución pública adscrita al Ministerio del Ambiente, tiene por finalidad generar, utilizar y transferir conocimientos e información científica y tecnológica en el campo de la geofísica y ciencias afines. El IGP forma parte de la comunidad científica internacional y contribuye a la gestión del riesgo de desastres en el Perú, con énfasis en la prevención y mitigación de desastres naturales y de origen antrópico. El IGP, a través del Programa de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, genera conocimiento científico sobre los componentes del sistema climático (atmósfera, océano, suelo, biósfera y criósfera) y la interacción entre ellos. El Niño - Oscilación del Sur es uno de los principales modos de variabilidad, el cual es objeto de estudio en el programa de investigación, debido a la alta vulnerabilidad del Perú y los impactos negativos asociados.

Desde el 2014, el IGP y otras instituciones integrantes de la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno "El Niño" (ENFEN) participan en el Programa Presupuestal 068: "Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres"- PREVAED, contribuyendo con el producto denominado "Estudios para la estimación del riesgo de desastres". El IGP realiza la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos, además de otros estudios que fortalecen en forma continua la capacidad de monitoreo y pronóstico de El Niño en el Perú.

Con el fin de divulgar el conocimiento científico, el Instituto Geofísico del Perú presenta periódicamente sus investigaciones y avances en temas de variabilidad y cambio climático, a través de su Boletín Científico "El Niño", tratando de presentar la información con un lenguaje sencillo y sintetizando los aspectos más relevantes de dichas investigaciones. El objetivo es que las autoridades y técnicos especialistas en la gestión del riesgo de desastres (GRD) pertenecientes a los tres niveles de gobierno, así como el público en general interesado, puedan tener como fuente de conocimiento a los materiales de investigación que el IGP genera.

El presente ejemplar suma dos artículos de investigación. El primero, titulado "Los efectos del bosque en la composición isotópica de la lluvia del noroeste amazónico", presenta un parámetro isotópico conocido como el exceso de deuterio (δx_s) y lo valida como un trazador del reciclaje de humedad del bosque. Se observa que este proceso contribuye preferentemente a las lluvias de invierno. Se evalúan también reconstrucciones paleoambientales, las cuales sugieren que el incremento del efecto del reciclaje de humedad está asociado con la expansión del bosque durante el Holoceno.

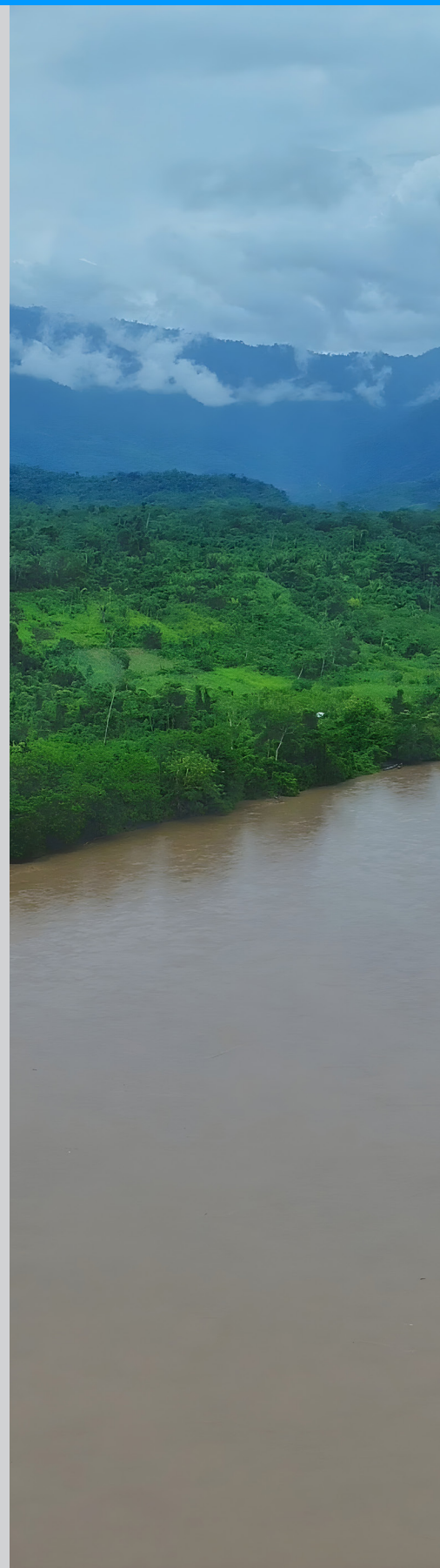


EDITORIAL

El segundo artículo, titulado “El afloramiento costero en el sistema de corrientes de Humboldt frente a Perú”, presenta la aplicación de un índice que permite cuantificar la interacción entre el océano y la atmósfera en los procesos de afloramiento, lo cual representa una oportunidad para un mejor conocimiento y monitoreo. Los resultados destacan la importancia de la variabilidad a escala local y la fuerte influencia de la estacionalidad en el afloramiento costero a lo largo de la costa peruana.

En este boletín se presenta también el resumen del informe técnico de El Niño, documento que forma parte de los compromisos asumidos por el IGP en el marco del PPR 068. El informe indica que en la actualidad se observan condiciones neutras frente a la costa peruana. Por otro lado, en el Pacífico central se muestran condiciones frías débiles. Según el promedio de las predicciones numéricas de los siete modelos climáticos de NMME, inicializados con información oceánica y atmosférica del mes de abril de 2021, continúan indicando valores, en promedio, por debajo de lo normal frente a la costa peruana hasta octubre de 2021. En el Pacífico central los modelos indican que las condiciones frías débiles persistirán hasta abril, para luego pasar a condiciones promedio que se extenderían hasta agosto.

La Comisión Multisectorial ENFEN mantiene el estado de Alerta “No Activo” debido a que las temperaturas del mar en la región Niño 1+2, que incluye la zona norte y centro del mar peruano, se mantendría dentro de su rango normal hasta julio del 2021. Respecto a las temperaturas del aire a nivel costero, se espera que durante el otoño estén en rangos normales a lo largo de la costa norte y por debajo de lo normal en la costa central y sur. Es importante advertir que, en caso de existir discrepancias con el informe técnico de El Niño emitido por el IGP, prevalecerá lo establecido en el Comunicado Oficial del ENFEN.



DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

LOS EFECTOS DEL BOSQUE EN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LA LLUVIA DEL NOROESTE AMAZÓNICO

Angela Ampuero¹, Nicolás M. Strikis² y James Apaéstegui³

RESUMEN

En la Amazonía, intensos procesos de reciclaje de humedad afectan significativamente los regímenes pluviométricos, así como la composición isotópica de la precipitación ($\delta^{18}\text{O}$, δD). En este trabajo se presenta un registro de cuatro años de la composición isotópica de la lluvia en el noroeste de la cuenca amazónica (región San Martín, Perú). Este registro es evaluado considerando la historia de las masas de aire que transportan humedad hasta el área de estudio. Para este objetivo se utiliza el análisis de retro-trayectorias de viento, observaciones satelitales de lluvia, índice de área foliar (LAI, por sus siglas en inglés) y reciclaje de humedad simulado en los caminos de los flujos de humedad atmosférica. Los resultados muestran que el reciclaje de humedad en el bosque ejerce un control significativo en la composición isotópica de la lluvia en el noroeste de la cuenca amazónica, especialmente sobre el exceso de deuterio (dxs), durante la estación seca ($r = 0.71$).

Utilizando registros isotópicos de agua de lluvia fósil, atrapada en estalagmitas de la misma región, se reconstruyen los cambios en el dxs para el Holoceno (últimos 10 000 años). Se reconoce una compatibilidad entre el registro isotópico y las fases de expansión forestal en la Amazonía que se infieren de registros polínicos. Esto sugiere una retroalimentación entre la expansión del bosque y el reciclaje de humedad. La precipitación de invierno se incrementó después del Holoceno Medio como respuesta a los cambios en la insolación en el hemisferio sur y el incremento en el reciclaje de humedad asociado con la expansión del bosque. Por lo tanto, los efectos del bosque son significativos en el ciclo hidrológico actual y deben ser considerados al interpretar registros paleoclimáticos.

El artículo científico original se encuentra en: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD031445>

Palabras clave: Composición isotópica de la lluvia, exceso de deuterio, Amazonía, interacción bosque-atmósfera, interpretación de proxies isotópicos, Holoceno.

AFILIACIÓN:

1. Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, Brazil.
2. Universidade Federal Fluminense (UFF), Río de Janeiro, Brazil.
3. Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú.

Citar como: Ampuero, A., Stríkis, N. M., Apaéstegui, J. (2021). Los efectos del bosque en la composición isotópica de la lluvia del noroeste Amazónico. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 04, págs. 5-15.

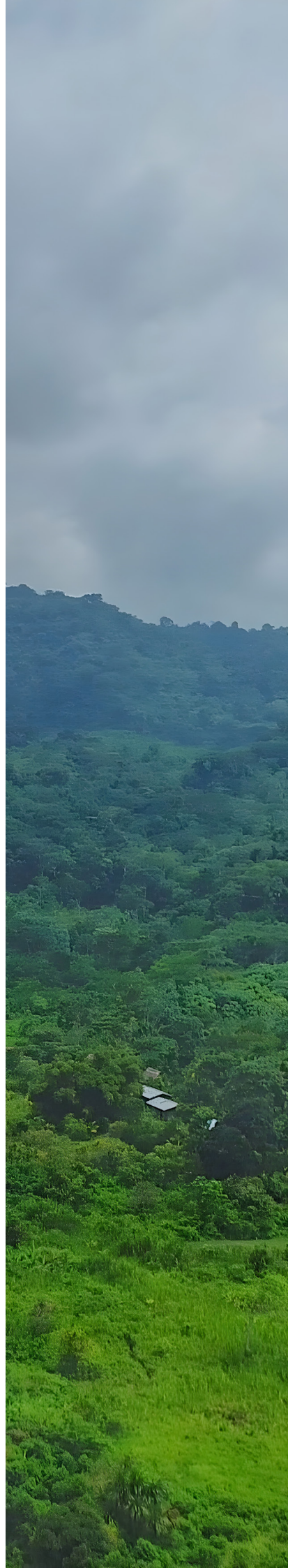
INTRODUCCIÓN

Entender los efectos de la evapotranspiración en la composición isotópica de la lluvia ($\delta^{18}\text{O}$, δD) es fundamental para reconstruir la historia hidroclimática de Sudamérica y así entender el papel del bosque en el ciclo hidrológico regional. En general, la composición isotópica de una masa de aire, que se desplaza sobre el continente, resulta de una combinación de procesos conocidos como destilación de Rayleigh. En las masas de aire húmedo, la destilación de Rayleigh es el proceso donde las especies isotópicas pesadas son eliminadas progresivamente de la atmósfera a través de la precipitación, dejando el vapor remanente empobrecido en especies isotópicas pesadas (Vuille & Werner, 2005). Mientras la condensación progresiva de la humedad atmosférica conduce a la disminución gradual de las especies isotópicas pesadas remanentes en el vapor, el bosque puede reintroducirlas en la atmósfera a través de la evapotranspiración.

Varios estudios demuestran que la cuenca amazónica constituye una fuente de humedad regional que está modulada por el régimen hidrológico del bosque (Builes-Jaramillo & Poveda, 2018; Drumond et al., 2014; Molina et al., 2019; Salati et al., 1979). Se estima que un tercio de la lluvia amazónica se origina por evapotranspiración dentro de la misma cuenca y que dos tercios de esta lluvia se origina por transpiración a través de los árboles (Staal et al., 2018). La retroalimentación positiva entre el bosque y la lluvia promueven cascadas de humedad reciclada que pueden precipitar en áreas distantes, permitiendo la expansión del bosque y jugando un papel importante en la manutención del bosque en el noroeste de la Amazonía (Staal et al., 2018; Zemp et al., 2014).

Un proxy con potencial para describir el reciclaje de humedad es el exceso de deuterio ($\text{dxs} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$) (Dansgaard, 1964). Particularmente en grandes áreas continentales, como la cuenca amazónica, el dxs puede servir como un indicador de reciclaje de humedad (Gat et al., 1994; Salati et al., 1979). Sin embargo, los efectos del clima sobre el dxs en áreas continentales tropicales aún son poco explorados (Landais et al., 2010; Risi et al., 2013; Vuille, 2018).

Este estudio analiza la influencia del bosque sobre la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y dxs de la lluvia. El análisis se basa en las observaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y dxs de la lluvia obtenida en una estación de monitoreo en el noroeste de la cuenca amazónica, datos climáticos y de superficie derivados de satélites y datos de *reanalysis* atmosférico. Se describe la historia de las masas de aire utilizando un modelo de retro-trayectorias de viento. Finalmente, se discuten las implicaciones de la variabilidad del exceso de deuterio en el contexto actual y del paleoclima del Holoceno.



DATOS Y METODOS

MONITOREO ISOTÓPICO DE LA LLUVIA

Se realizó un monitoreo de la composición isotópica de la lluvia en la estación Palestina (5.92°S, 77.35°W, 870 m s. n.), ubicada en el distrito de Nueva Cajamarca, provincia de Rioja, departamento de San Martín, específicamente en el flanco este de los Andes (Figura 1a). La temperatura promedio anual es ~22 °C y la precipitación promedio anual es ~1570 mm (Apaéstegui et al., 2014). La precipitación tiene un régimen tropical con un marcado pico de lluvia en marzo y una época de estiaje entre julio y agosto (precipitación < 100 mm mes⁻¹, Figura 1c). En la estación Palestina, la precipitación de la época de estiaje representa el 22 % del acumulado anual (Figura 1b), por lo que es importante considerar su influencia en la señal promedio anual de $\delta^{18}\text{O}$ y dxs.

Los datos isotópicos cubren tres periodos, desde junio del 2012 hasta septiembre del 2013 (Apaéstegui et al., 2014), desde octubre del 2013 hasta junio del 2014 y desde octubre del 2016 hasta junio del 2018. Las muestras se colectaron dos veces al mes, siguiendo las recomendaciones de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, 2012). Los análisis isotópicos se realizaron en el Centro de Pesquisas de Águas Subterrâneas de la Universidad de São Paulo (IGc-USP) usando un espectrómetro de absorción láser de la marca PICARRO L2130i. Los datos se procesaron con el programa LIMS for Lasers (Coplen, 2000; Coplen & Wassenaar, 2015). Los valores se reportaron con una precisión analítica de 0.09 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 0.9 ‰ para δD relativos al estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW).

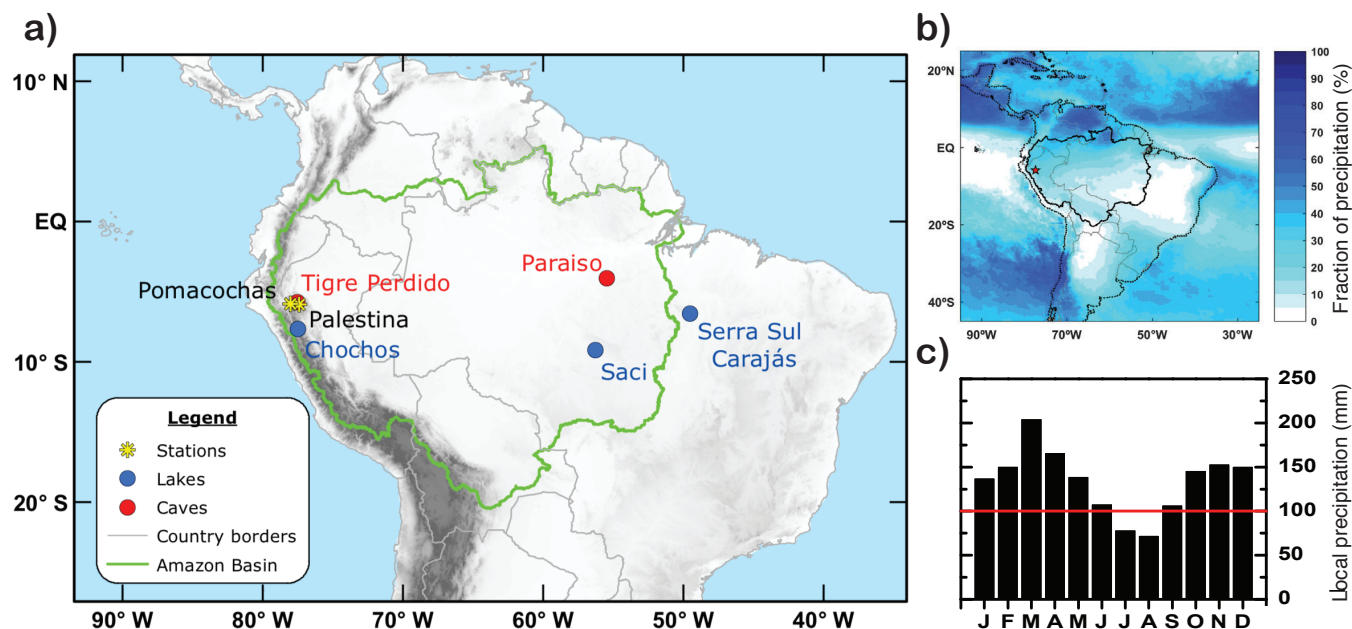


Figura 1. (a) Ubicación geográfica de la estación de monitoreo (estrella amarilla), cavernas (círculo rojo), y lagos con registros polínicos (círculo azul) referenciados en el presente estudio. Las sombras grises oscuras representan los Andes y la línea verde, los límites de la cuenca amazónica tomados de la base de datos de HyBAM. (b) Fracción de lluvia anual que corresponde al periodo de junio a septiembre. (c) Precipitación local en la zona de la estación Palestina. Los paneles (b) y (c) se calcularon para el periodo de 1998 a 2013 con datos de TRMM 3B43.

EXCESO DE DEUTERIO EN INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones fluidas son cavidades microscópicas llenas de agua que están encerradas en los cristales de varios minerales. En los espeleotemas, las inclusiones fluidas retienen agua durante el proceso de formación mineral, registrando así las variaciones del goteo fósil al interior de la caverna (Schwarcz et al., 1976; Van Breukelen et al., 2008). En climas tropicales húmedos, la composición isotópica del agua de goteo de las cavernas está en equilibrio con la lluvia local (Lachniet, 2009; Wackerbarth et al., 2012). Para el cálculo del δx_s , durante el Holoceno, se utilizaron datos de inclusiones fluidas en espeleotemas de la caverna Tigre Perdido (Van Breukelen et al., 2008). Esta caverna está ubicada a ~ 10 km de la estación Palestina y registra información para los últimos 13 000 años (Van Breukelen et al., 2008).

METODOLOGÍA

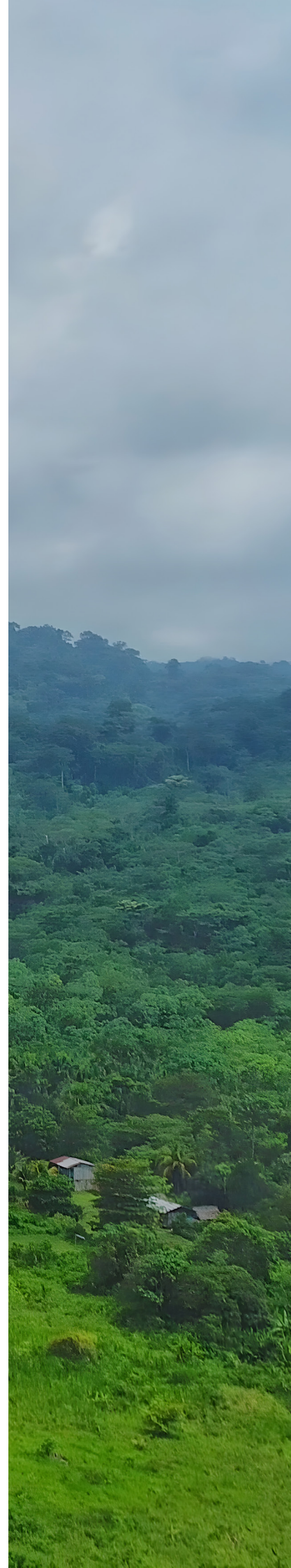
Las retro-trayectorias de vientos se calcularon con el modelo HYbrid Single-Parcel Lagrangian Integrated Trajectory 4 (HySPLIT 4) (Stein et al., 2015; Rolph et al., 2017), utilizando datos del *reanalysis* ERA Interim (Dee et al., 2011). Dado que el tiempo promedio de residencia del vapor de agua en la atmósfera es diez días (Numaguti, 1999), consideramos que las retro-trayectorias de siete días cubren el camino de las masas de aire hasta el último punto de saturación. De esta manera se abordaron los procesos de fraccionamiento isotópico más relevantes en el camino del transporte de humedad atmosférica (Hurley et al., 2012).

Los datos grillados de precipitación de TRMM¹ 3b42 y GPM², LAI (siglas en inglés para índice de área foliar) de MODIS³ y el reciclaje de humedad (PR), calculado con el modelo WAM-2layers versión 2.4.8 (van der Ent, 2014), se acumularon a lo largo de las retro-trayectorias, excluyendo las grillas sobre el océano. De este modo se calcularon los índices de lluvia en el camino del flujo de humedad (DRU), LAI acumulado y PR acumulado. Estos índices representan el estado del bosque y los procesos atmosféricos en el camino de las masas de aire hacia el punto de monitoreo (estación Palestina). Estos índices se compararon con los datos isotópicos.

¹ Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM)

² The Global Precipitation Measurement (GPM)

³ Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)



RESULTADOS Y DISCUSIONES

MONITOREO ISOTÓPICO

La composición isotópica de la precipitación monitoreada se aproxima a la Línea Meteorica de Agua Global ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$; Dansgaard, 1964), con una pendiente de 8.40 y un intercepto (dxs) de 16.74. Los valores de $\delta^{18}O$ varían entre -18‰ y 0‰ . Los valores mínimos ocurren en marzo-abril-mayo (Figura 2a), lo que es consistente con la contribución de humedad proveniente de la región de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés). El dxs varía de 8.4‰ a 20.4‰ , con los mayores valores en julio-agosto-septiembre (Figura 2b), siendo contemporáneo al periodo de mayor evaporación en la cuenca amazónica.

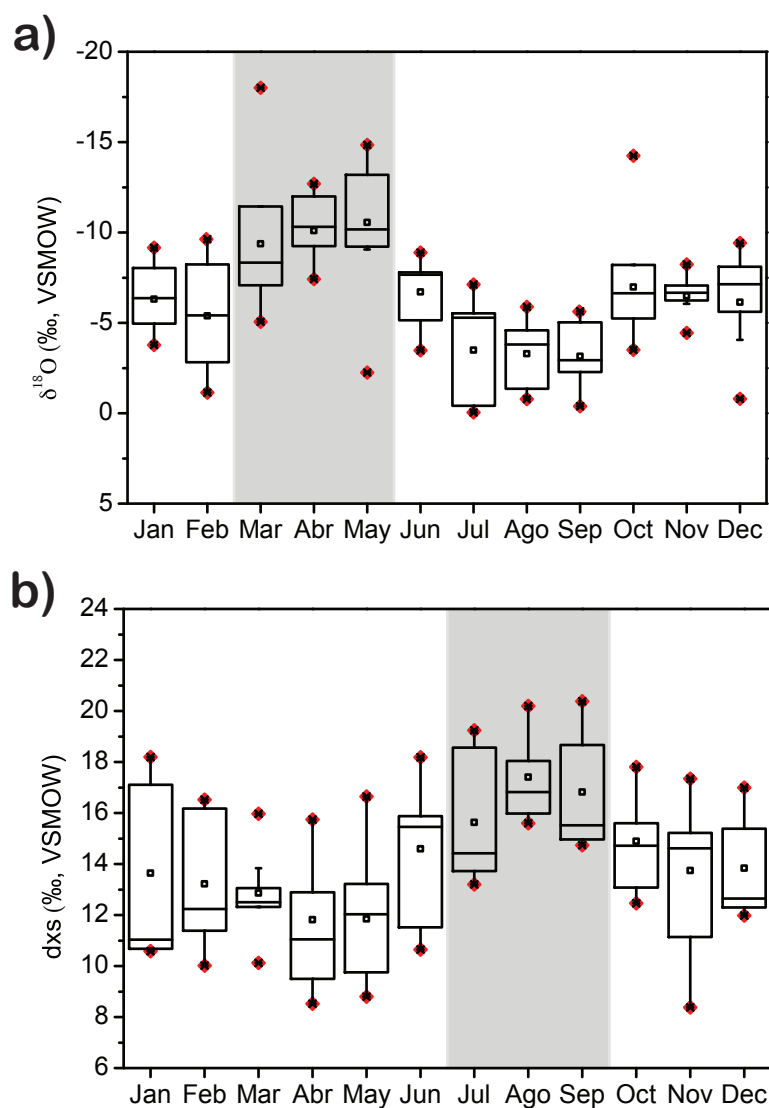


Figura 2. (a) Diagrama de cajas de (a) $\delta^{18}O$ y (b) dxs de la precipitación en la estación Palestina basada en muestras colectadas cada 15 días durante el periodo descrito.

PRECIPITACIÓN Y FLUJOS DE HUMEDAD DEL BOSQUE

En general, DRU y la precipitación local presentan ciclos anuales similares, aunque con un desfase entre mayo y julio (Figura 3a). Estas diferencias se deben a que DRU integra áreas con diferente régimen de precipitación a lo largo del continente, mientras que la precipitación local refleja solo el régimen local.

PR y LAI muestran comportamientos similares durante la época de estiaje y el inicio de la época de lluvia (Figura 3b). Aunque PR depende de la precipitación y evapotranspiración durante la época de estiaje, la evapotranspiración gana protagonismo. Tiene sentido encontrar valores bajos de PR durante la época del monzón cuando los flujos de humedad desde el Atlántico tropical norte están al máximo; y valores altos al final de la época de estiaje cuando la evapotranspiración en la Amazonía es máxima (Sörensson & Ruscica 2018).

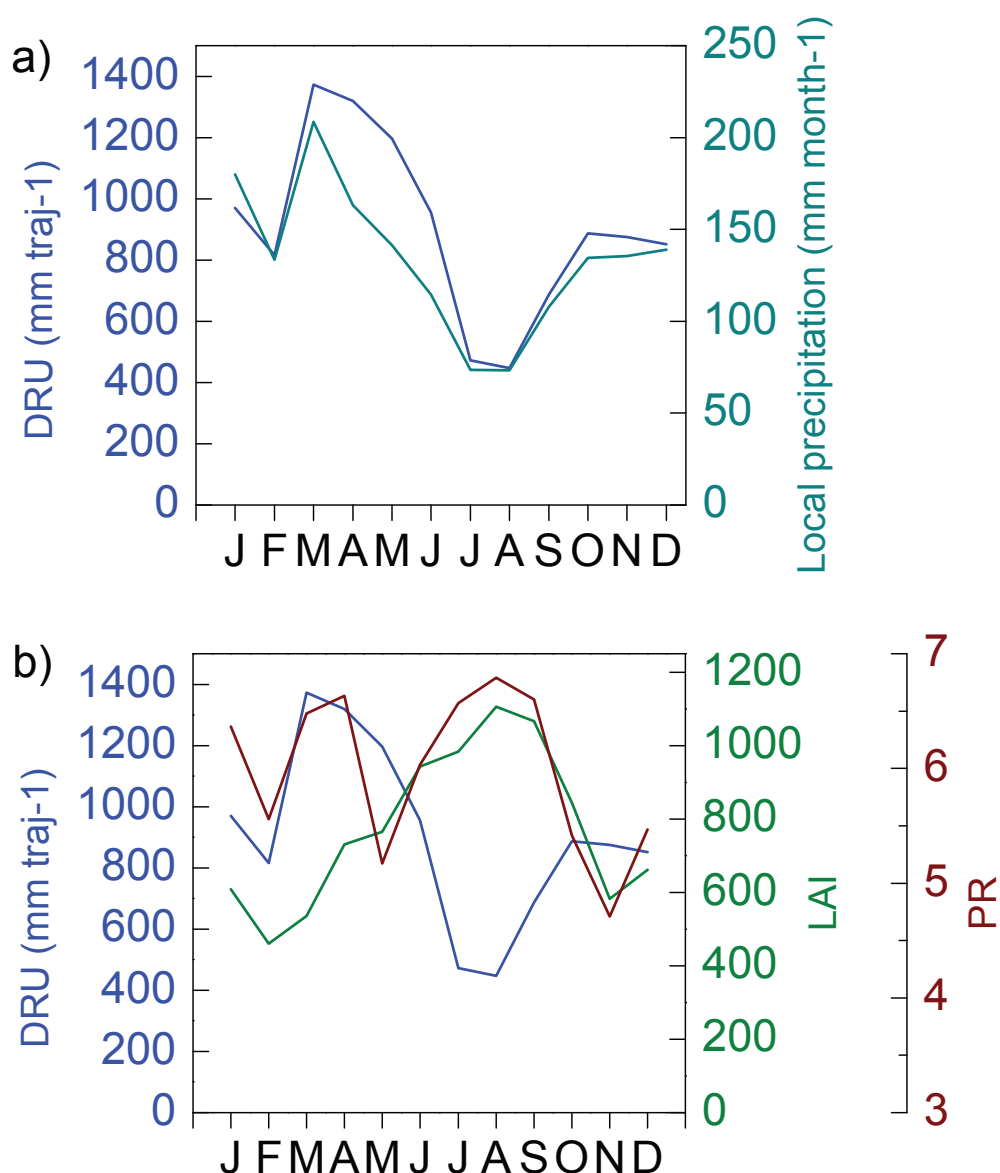


Figura 3. Ciclo anual entre el 2012 y 2018 de (a) DRU y precipitación local. DRU es la precipitación acumulada en las retro-trayectorias iniciadas en los días precipitantes en la estación Palestina. (b) DRU, índice de área foliar (LAI) y reciclaje de humedad (PR) acumulado en las retro-trayectorias.

CONTROLES CLIMÁTICOS SOBRE LA SEÑAL DE $\delta^{18}\text{O}$ Y dxs DE LA PRECIPITACIÓN

Al analizar las series completas se observa una correlación negativa entre $\delta^{18}\text{O}$ y DRU ($r = -0.21$), acorde con el modelo de destilación Rayleigh, que refleja la remoción en especies isotópicas pesadas a través de la precipitación durante el transporte de las masas de aire. La correlación de $\delta^{18}\text{O}$ con DRU, más significativa que con la lluvia local, indica mayor influencia de la precipitación regional y del transporte atmosférico de gran escala sobre la señal isotópica.

El análisis en periodos representativos de la estacionalidad de las lluvias (Tabla 1) muestra las mejores correlaciones de dxs con PR ($r = 0.71$) y LAI ($r = 0.49$) entre los meses de junio y septiembre (JJAS). Se puede inferir que los altos valores de dxs implican un incremento en la contribución de humedad reciclada del bosque a la precipitación en el sitio de monitoreo.

Tabla 1. Coeficiente de correlación lineal (r) entre los registros isotópicos y los controles climáticos en periodos representativos de la estacionalidad de las lluvias: para los meses de junio-julio-agosto-septiembre (JJAS), octubre-noviembre-diciembre-enero-febrero (ONDEF) y marzo-abril-mayo (MAM). Nota: La estacionalidad fue removida de todas las series temporales. Los valores de r se muestran en **negrita** (si $p < 0.05$) y en *cursiva* (si $p < 0.10$).

Estación	Parámetros	$\delta^{18}\text{O}$	dxs
JJAS	Precipitación local	-0.39	-0.33
	DRU	-0.67	-0.34
	LAI	-0.14	0.49
	PR	0.07	0.71
ONDEF	Precipitación local	-0.25	-0.12
	DRU	-0.25	-0.25
	LAI	0.25	0.18
	PR	0.03	0.36
MAM	Precipitación local	0.23	0.45
	DRU	0.01	-0.07
	LAI	-0.15	-0.28
	PR	0.06	-0.12

La fuerte correlación negativa entre DRU y $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla 1) durante la época de estiaje sugiere que el reciclaje de humedad no necesariamente suprime el fraccionamiento isotópico derivado del proceso de destilación de Rayleigh. Además, los resultados muestran que la advección a lo largo del bosque permite la interacción superficie-atmósfera, como el reciclaje de humedad y el transporte atmosférico de gran escala.

IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

El análisis de las inclusiones fluidas en espeleotemas de la caverna Tigre Perdido (Van Breukelen et al., 2008) permite entender la variación de los valores de dxs del noroeste de la cuenca amazónica para el Holoceno. Este indica que el dxs se incrementa durante el Holoceno, lo que conlleva a pensar en el incremento del reciclaje de humedad asociado con la expansión del bosque Amazónico. De los resultados obtenidos, se observa que la mayor contribución del vapor evapotranspirado del bosque ocurre durante los meses de invierno. Por lo tanto, el incremento en los valores de dxs estaría asociado no solo a la expansión del bosque sino al incremento del reciclaje de humedad reflejado en las lluvias de invierno en el noroeste de la cuenca amazónica.

La tendencia del incremento de dxs durante el Holoceno es consistente con el incremento en la frecuencia de polen correspondiente a especímenes representativos de bosque húmedo, registrados en testigos lacustres colectados al centro-sur y este de la Amazonía, apoyando la noción de expansión forestal durante el Holoceno Medio y Tardío (Fontes et al., 2017; Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 2001) (Figura 4). Este escenario también es coherente con modelos numéricos de vegetación (Maksic et al., 2018), que muestran una clara expansión de la vegetación perenne en la cuenca amazónica entre 6000 y 2000 años antes del presente.

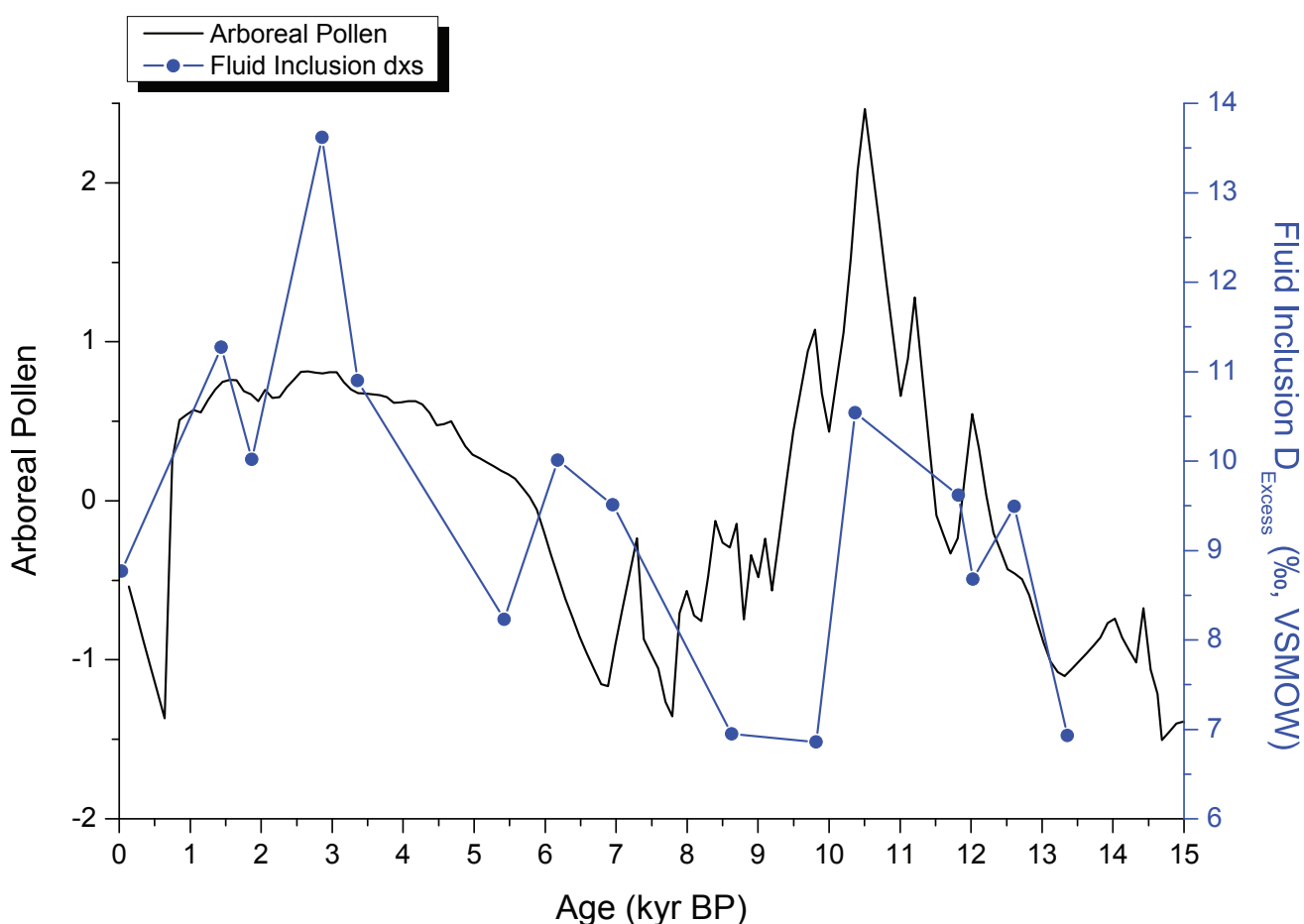


Figura 4. Comparación entre el dxs calculado de estalagmitas de la caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008) con la serie integrada de polen de bosque húmedo de tres lagunas: Laguna Chochos, Perú (Bush et al., 2005); Saci, Amazonía centro-sur (Fontes et al., 2017); y Serra Sul Carajás, CSS2 (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 2001).

CONCLUSIONES

Esclarecer los efectos de las interacciones superficie-atmósfera en la composición isotópica de la precipitación a fin de interpretar con un mayor nivel de confianza los registros paleoclimáticos es fundamental. En el sitio de monitoreo, el $\delta^{18}\text{O}$ responde principalmente a la precipitación a nivel regional y el dxs es un buen indicador de la contribución remota de la evapotranspiración del bosque a la precipitación local entre los meses de junio y septiembre.

Los registros paleoclimáticos muestran que, durante el Holoceno Temprano, la principal fuente de humedad al sitio de monitoreo fue el Atlántico tropical norte, con poca humedad de origen continental debido a la reducida cobertura forestal, lo que probablemente limitó el abastecimiento de agua durante el invierno. Después del Holoceno Medio, la contribución de la precipitación de invierno gana importancia gracias a que la expansión del bosque permite más reciclaje de humedad.

REFERENCIAS

Absy, M. L., Cleef, A. M., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifeddine, A., et al. (1991). Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sudest de l'Amazonie au cours de 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 312, 673–678.

Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., et al. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, 10(6), 1967–1981. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>

Builes-Jaramillo, A., & Poveda, G. (2018). Conjoint analysis of surface and atmospheric water balances in the Andes-Amazon system. *Water Resources Research*, 54, 3472–3489. <https://doi.org/10.1029/2017WR021338>

Coplen, T. B. (2000). *Laboratory information management system (LIMS) for light stable isotopes*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 00–345, 121. <http://water.usgs.gov/software/code/geochemical/lims/doc/ofr00345.pdf>

Coplen, T. B., & Wassenaar, L. I. (2015). LIMS for Lasers 2015 for achieving long-term accuracy and precision of $\delta^2\text{H}$, $\delta^{17}\text{O}$, and $\delta^{18}\text{O}$ of waters using laser absorption spectrometry. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 29(22), 2122–2130. <https://doi.org/10.1002/rcm.7372>

Dansgaard, W. (1964). *Stable isotopes in precipitation*. *Tellus*, 16, 436–468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L., & Gimeno, L. (2014). The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: A Lagrangian analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2577–2598), 2014. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2577-2014>
- Fontes, D., Cordeiro, R. C., Martins, G. S., Behling, H., Turcq, B., Sifeddine, A., et al. (2017). Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. *Quaternary Science Reviews*, 173, 161–180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.021>
- Gat, J. R., Bowser, C. J., & Kendall, C. (1994). The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters*, 21, 557–560. <https://doi.org/10.1029/94gl00069>
- Hurley, J. V., Galewsky, J., Worden, J., & Noone, D. (2012). A test of the advection-condensation model for subtropical water vapor using stable isotopologue observations from Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 117, D19118. <https://doi.org/10.1029/2012JD018029>
- Lachniet, M. S. (2009). Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Review*, 28, 412–432. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.021>
- Landais, A., Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., Descroix, L., Falourd, S., & Bouygues, A. (2010). Combined measurements of ^{17}O -excess and d-excess in African monsoon precipitation: Implications for evaluating convective parameterizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 298, 104–112
- Maksic, J., Shimizu, M. H., De Oliveira, G. S., Venancio, I. M., Cardoso, M., & Ferreira, F. A. (2018). Simulation of the Holocene climate over South America and impacts on the vegetation. *The Holocene*, 29(2), 287–299. <https://doi.org/10.1177/0959683618810406>
- Molina, R. D., Salazar, J. F., Martínez, J. A., Villegas, J. C., & Arias, P. A. (2019). Forest-induced exponential growth of precipitation along climatological wind streamlines over the Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 2589–2599. <https://doi.org/10.1029/2018JD029534>
- Numaguti, A. (1999). Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D2), 1957–1972. <https://doi.org/10.1029/1998jd200026>
- Risi, C., Landais, A., Winkler, R., & Vimeux, F. (2013). Can we determine what controls the spatio-temporal distribution of d-excess and ^{17}O -excess in precipitation using the LMDZ general circulation model?. *Climate of the Past*, 9, 2173–2193
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., & Gat, J. R. (1979). Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. *Water Resources Research*, 15, 1250–1258. <https://doi.org/10.1029/WR015i005p01250>
- Schwarcz, H. P., Harmon, R. S., Thompson, P., & Ford, D. C. (1976). Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 657–665
- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Ribeiro, C. V., Soubies, F., Cordeiro, R. C., & Suguio, K. (2001). Variations of the Amazonian rainforest environment: A sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, 221–235
- Sörensson, A. A., & Ruscica, R. C. (2018). Intercomparison and Uncertainty Assessment of Nine Evapotranspiration Estimates Over South America. *Water Resources Research*, 54(4), 2891–2908. <https://doi.org/10.1002/2017wr021682>
- Staal, A., Tuinenburg, O. A., Bosmans, J. H. C., Holmgren, M., van Nes, E. H., Scheffer, M., et al. (2018). Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nature Climate Change*, 8(6), 539–543. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0177-y>

Van Breukelen, M. R., Vonhof, H. B., Hellstrom, J. C., Wester, W. C. G., & Kroon, D. (2008). Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1-2), 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.060>

Van der Ent, R. J. (2014). *A new view on the hydrological cycle over continents*, Ph.D. thesis, 96 pp, Delft University of Technology, Delft. <https://doi.org/10.4233/uuid:0ab824ee-6956-4cc3-b530-3245ab4f32be>

Vuille, M. (2018). Current state and future challenges in stable isotope applications of the tropical hydrologic cycle (Invited Commentary). *Hydrological Processes*, 32, 1313–1317. <https://doi.org/10.1002/hyp.11490>

Vuille, M., & Werner, M. (2005). Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability— Observations and model results. *Climate Dynamics*, 25, 401–413. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0049-9>.

Wackerbarth, A., Langebroek, P. M., Werner, M., Lohmann, G., Riechelmann, G., Borsato, A., & Mangini, A. (2012). Simulated oxygen isotopes in cave drip water and speleothem calcite in European caves. *Climate of the Past*, 8, 1781–1799. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1781-2012>

Zemp, D. C., Schleussner, C.-F., Barbosa, H. M. J., van der Ent, R. J., Donges, J. F., Heinke, J., et al. (2014). On the importance of cascading moisture recycling in South America. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), 13337–13359. <https://doi.org/10.5194/acp-14-13337-2014>

AVANCE DE INVESTIGACIÓN

EL AFLORAMIENTO COSTERO EN EL SISTEMA DE CORRIENTES DE HUMBOLDT FRENTE A PERÚ

Royer Manay¹, Ivonne Montes¹, Fernando Campos¹ y Berlín Segura¹

RESUMEN

El afloramiento costero es un fenómeno oceanográfico por el cual se transportan aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes hacia la superficie. El proceso físico de afloramiento se puede estudiar en base al Transporte y Bombeo de Ekman, los que son gobernados por el esfuerzo del viento superficial en el mar. En tal sentido, el presente trabajo calcula un índice basado en el bombeo de Ekman empleando información satelital del esfuerzo del viento. El uso de un índice permite cuantificar la interacción entre el océano y la atmósfera, lo cual representa una oportunidad para un mejor conocimiento y monitoreo. Los resultados destacan la importancia de la variabilidad a escala local y la fuerte influencia de la estacionalidad en el afloramiento costero a lo largo de la costa peruana.

Palabras clave: *Afloramiento costero, índice de afloramiento, Bombeo de Ekman, Sistema de Corrientes de Humboldt y Acoplamiento Océano-Atmósfera*

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Citar como: Manay, R., Montes, I., Campos, F., Segura, B. (2021). El afloramiento costero en el sistema de corrientes de Humboldt frente a Perú. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 04 , págs. 16-21.

INTRODUCCIÓN

El mar peruano se caracteriza por ser típicamente frío y debido al transporte vertical ascendente de aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes, conocido como afloramiento costero, posee altas tasas de productividad primaria que se relaciona a la disponibilidad de nitratos en la zona eufótica (Pennington et al., 2006). Este transporte ascendente puede ser el resultado de los mecanismos denominados como el transporte de Ekman y el bombeo de Ekman (Jacox et al., 2018).

Los mecanismos de Ekman están gobernados principalmente por la acción del esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica y por la rotación terrestre (fuerza de Coriolis), donde la orografía y la proyección de las costas pueden amplificar el resultado del afloramiento costero en algunas áreas geográficas. Además, los mecanismos de Ekman determinan e impactan las condiciones oceanográficas y climáticas de los denominados sistemas de borde oriental, tal como es el caso del sistema de corrientes de Humboldt, el cual se extiende entre los 5°S y 40°S del continente sudamericano (Montecino & Lange, 2009; Strub et al., 1998).

Caracterizar la intensidad del afloramiento costero tiene una gran importancia tanto en términos de su conocimiento como de monitoreo. Bravo et al. (2016) proponen un índice que puede ser calculado a partir del bombeo de Ekman (es decir el transporte vertical de masas de agua) al cual se le integra un término cuyos cambios están asociados al esfuerzo del viento zonal y a la variación latitudinal del parámetro de Coriolis. Por tanto, esta investigación propone utilizar la metodología propuesta en Bravo et al. (2016) para investigar el índice de afloramiento para el ciclo anual y cambios estacionales. De esta manera, se busca ampliar el conocimiento del afloramiento costero y su variabilidad en el sistema de corrientes de Humboldt frente a Perú.

METODOLOGÍA

Para calcular el índice de afloramiento se utilizan las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento superficial del producto denominado "blended", el cual es el resultado del procesamiento de la información multisatelital de ASCAT, QuikSCAT y WindSAT (Bentamy et al., 2017). Temporalmente, los datos son mensuales y abarcan el período 1992-2018 y tienen una resolución espacial de 25 km.

El índice de Afloramiento es calculado a partir de la siguiente ecuación (Bravo et al., 2016):

$$\text{Índice de afloramiento} = \frac{\text{Curl}(\tau)}{\rho_w f} + \frac{\beta \tau_x}{\rho_w f^2}$$

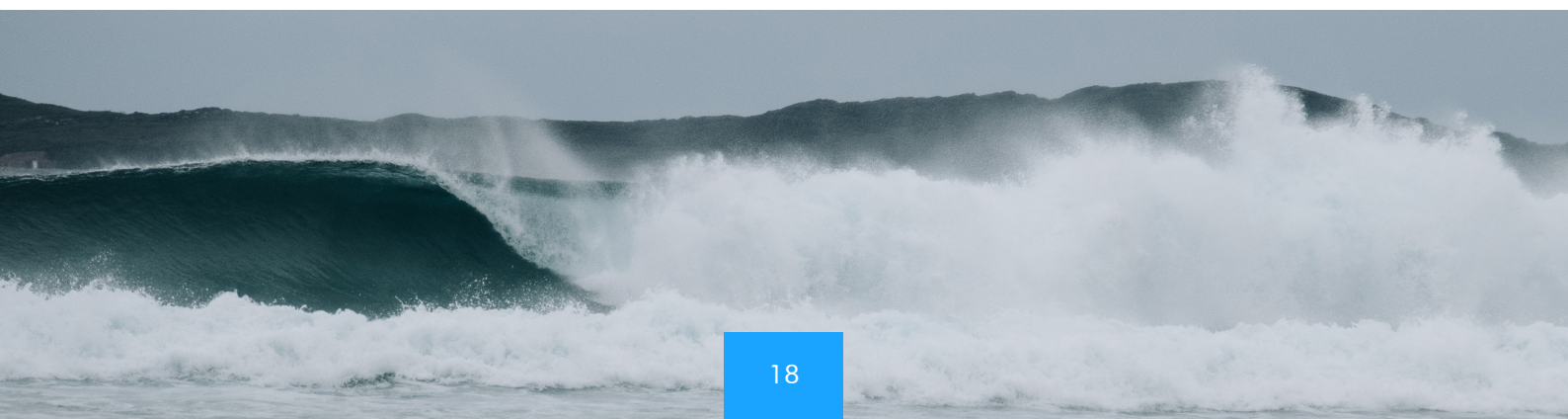
Donde $\text{Curl}(\tau)$ corresponde al rotacional del esfuerzo del viento, τ_x es la componente zonal del esfuerzo del viento, β es el gradiente del parámetro de Coriolis, f es el parámetro de Coriolis y ρ_w es la densidad del agua de mar. Además, se consideró el primer radio de deformación de Rossby (1R) para conocer la extensión costa afuera en la que el afloramiento costero es efectivo debido a la influencia de la larga escala en los procesos oceánicos de Ekman.

Asimismo, se establecieron dos áreas comparativas localizadas al norte entre los 07° a 09°S y sur entre los 13° a 15°S para examinar las diferencias locales.

RESULTADOS

CICLO ANUAL

El afloramiento costero es un proceso acoplado del océano-atmósfera cuyo comportamiento está altamente asociado a las condiciones ambientales locales. Esto se evidencia al estudiar los patrones del ciclo anual del índice del afloramiento calculado en el 1R de dos subáreas latitudinalmente distantes entre sí. Las curvas del ciclo anual (figura 1, panel izquierdo) muestran que en los meses del verano los niveles son menores a 1 md^{-1} observándose valores mínimos en febrero. Durante el invierno, el índice alcanza máximos valores de 1.8 md^{-1} entre julio y agosto. En la subárea norte, el incremento del afloramiento costero comienza antes y tiene una duración mayor que la del sur, y a pesar de estar separadas por más de 400 km, el desarrollo del afloramiento costero es semejante en ambos casos, demostrando la influencia de las condiciones locales. Para observar la variabilidad local relacionada con los cambios espaciales y temporales del índice del afloramiento costero, se realizó un diagrama Hovmöller para el 1R lo largo de la costa peruana.



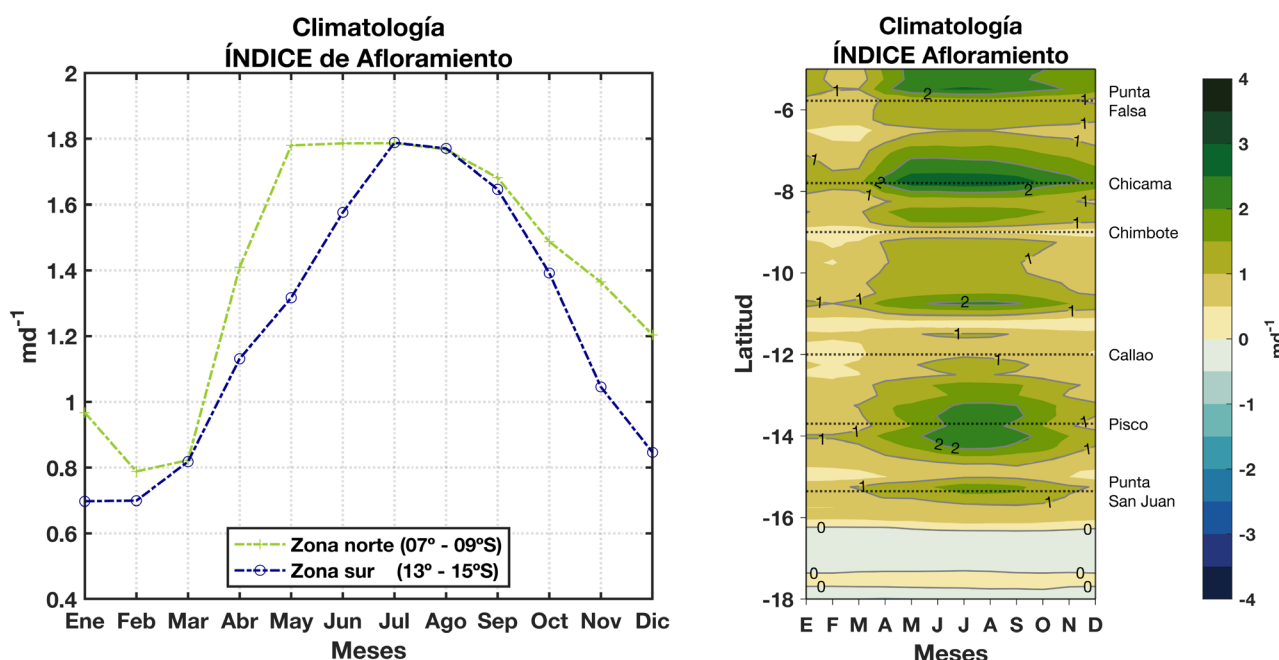


Figura 1. Panel izquierdo: climatología del índice de afloramiento enfocado en dos subáreas que representan la región norte y sur. Panel derecho: climatología del índice de afloramiento costero calculado considerando el primer radio de deformación de Rossby frente a la costa de Perú para el periodo 1992 - 2018.

El panel derecho de la figura 1 muestra las variaciones del afloramiento costero frente a la costa de Perú a lo largo del año. Como se aprecia, existen marcadas diferencias tanto latitudinalmente como estacionalmente. Con relación a la latitud, la actividad del afloramiento costero muestra campos de intensidad más marcados en áreas específicas, como es el caso de los 6°S , 8°S y $13^{\circ} - 15^{\circ}\text{S}$, destacando la última localidad geográfica por ser más extensa. La asimetría en la que el índice del afloramiento costero se desarrolla frente a Perú está ligada estrechamente al perfil costero y la orografía. Tal es el caso en el sur, en Punta San Juan-Pisco, y Punta Falsa, en el norte, donde debido a la acción superficial del viento, la cual se incrementa en áreas geográficas en donde existen proyecciones costeras hacia el mar, se dan como resultado niveles de afloramiento costero mayor. Por otro lado, existen áreas en las que el índice de afloramiento costero muestra condiciones muy débiles o incluso negativas, como las observadas al sur de los $\sim 16.5^{\circ}\text{S}$.

Los cambios que experimenta el afloramiento costero durante el año se deben a la estacionalidad, observándose niveles mínimos ocurridos en los primeros meses del año, relacionados con el verano. Dichos valores son menores a 0.5 md^{-1} , sin embargo, en algunas zonas latitudinales, existen condiciones mayores a 1 md^{-1} (6°S , 8°S y 14°S), demostrando la influencia de la configuración costera. A partir de abril, existe un incremento sostenido de la actividad del afloramiento costero superior a 1.5 md^{-1} , registrando un incremento máximo del índice en cuatro principales centros de afloramiento durante el invierno: Punta Falsa, Chicama, Pisco y Punta San Juan con valores superiores a los 2 md^{-1} . El incremento es más temprano y se extiende incluso a finales del año en la zona norte. Esta última observación del índice de afloramiento se explica parcialmente al efecto del parámetro de Coriolis, el cual es menor en la zona norte. Asimismo, existen zonas "inactivas" durante todo el año, las cuales no responden al efecto del ciclo estacional, cerca a los 11°S y al sur de los 16°S , mostrando un estado desfavorable para el transporte vertical de masas de aguas subsuperficiales.

CAMBIO ESTACIONAL Y AFLORAMIENTO EFECTIVO

En la figura 2 se muestra el índice de afloramiento para las estaciones del año en los primeros 250 km costa afuera frente a Perú. Los cambios ocurridos en las estaciones oscilan desde un debilitamiento típico en verano (figura 2, panel A) de acuerdo con el ciclo anual (figura 1), cuyos valores promedios están entre 0.5 md^{-1} y 1 md^{-1} hacia una progresiva intensificación para otoño e invierno. En esta última estación se observa que el índice de afloramiento alcanza valores superiores a los 4 md^{-1} , destacándose la zona sur (figura 2, panel D). En primavera, se observa un progresivo decaimiento, aunque el índice de afloramiento es mayor a 2 md^{-1} .

Independientemente de la estación, se observa que el afloramiento costero se da con mayor intensidad entre los 50 km y 150 km costa afuera (figura 2). Aunque los procesos de Ekman son calculados en toda la extensión del océano, el 1R limita la efectividad del afloramiento costero en términos de larga escala, representando un segundo factor asociado a la variabilidad local. Por otro lado, existen zonas donde el índice de afloramiento exhibe una gran intensidad, incluso en zonas muy replegadas a la costa (13°S - 15°S), como se observa en los paneles B y C de la Figura 2. Esto explica el porqué aún en zonas más meridionales, el afloramiento costero efectivo sea comparable e incluso más importante que en zonas del norte, como es el caso de los 7°S - 9°S .

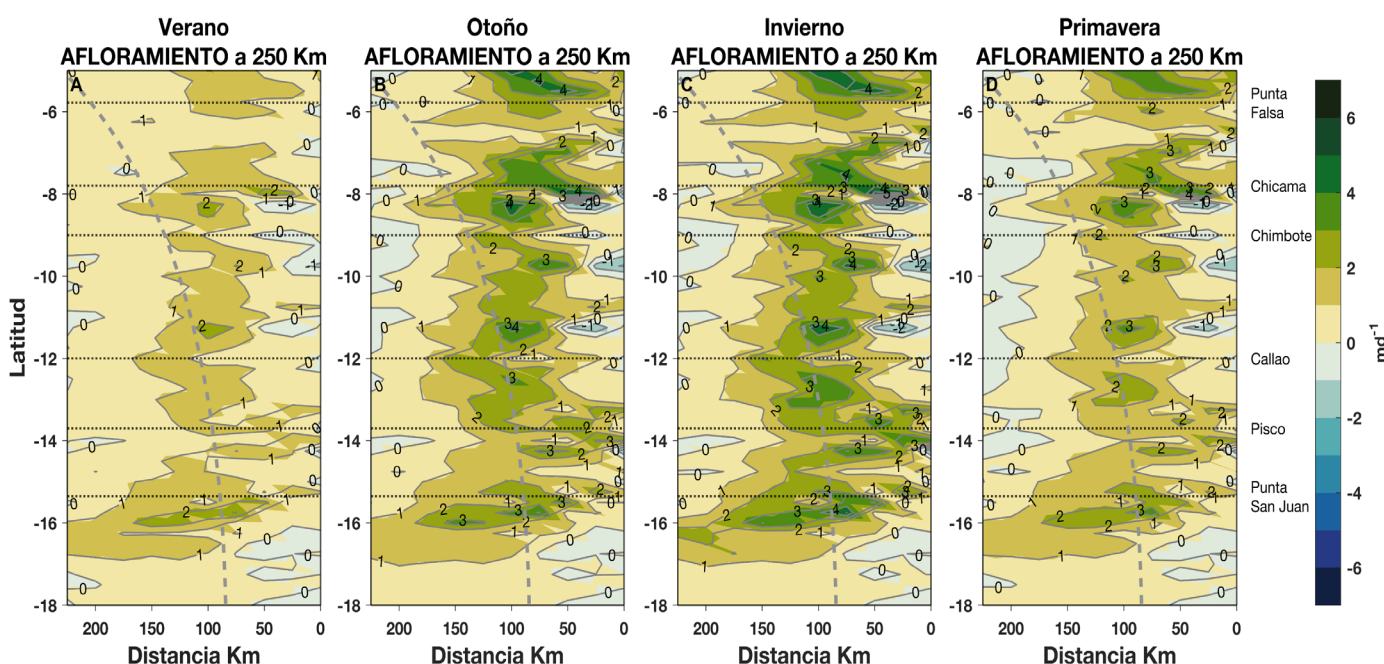


Figura 2. Índice de afloramiento costero calculado frente a Perú para los 250 km costa afuera: verano (A), otoño (B), invierno (C) y primavera (D). Las líneas discontinuas oblicuas de gris representan de manera aproximada la distancia del primer radio de deformación de Rossby.

CONCLUSIONES

El índice de afloramiento utilizado en esta investigación se calcula a partir del transporte vertical de masas de agua (bombeo de Ekman), obtenido de información satelital. Los resultados dan cuenta que existe una clara diferenciación de las condiciones del afloramiento costero en el ciclo anual. Esta diferencia se explica por la estacionalidad, asociada a una fuerte variabilidad espacio-temporal debido a las condiciones locales, i. e. al perfil geográfico costero y al efecto de la larga escala dominada por el 1R. Sin embargo, a causa de la resolución espacial de la información satelital, es posible que exista algún tipo de sesgo cercano a las costas, lo que implica un futuro esfuerzo para el análisis de datos de resolución mayor.

REFERENCIAS

- Bentamy, A., Grodsky, S. A., Elyouncha, A., Chapron, B., & Desbiolles, F. (2017). Homogenization of scatterometer wind retrievals. *International Journal of Climatology*, 37(2), 870–889. <https://doi.org/10.1002/joc.4746>
- Bravo, L., Ramos, M., Astudillo, O., Dewitte, B., & Goubanova, K. (2016). Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30°S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Science*, 12(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.5194/os-12-1049-2016>
- Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L., & Bograd, S. J. (2018). Coastal Upwelling Revisited: Ekman, Bakun, and Improved Upwelling Indices for the U.S. West Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10), 7332–7350. <https://doi.org/10.1029/2018JC014187>
- Montecino, V., & Lange, C. B. (2009). The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1–4), 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.041>
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., & Chavez, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 285–317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>

RESUMEN DEL INFORME TÉCNICO DE EL NIÑO

PP n.º068/EL NIÑO - IGP/2021 - 3

El valor del Índice Costero El Niño (ICEN) para el mes de febrero (-0.83°C) representa una condición climática neutra para dicho mes. Esta misma condición climática, basada en los valores del ICEN temporal (ICEtmp), se tendría para los meses de marzo y abril. Por otro lado, para el Pacífico central, el valor del Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) para el mes de febrero de 2021 (-0.94°C) representa una condición fría débil, la cual se extendería, según los valores temporales del ONI, hasta abril.

En la región del Pacífico ecuatorial oriental, según la información, se observa la presencia, tanto de ondas de Kelvin cálidas como frías las que, de manera simultánea, afectaron la costa americana durante marzo e inicios de abril. Asimismo, se observa la presencia de otra onda de Kelvin cálida en 100°W acercándose a la costa americana, seguida de otra onda de Kelvin fría, que se localiza actualmente entre 180° y 160°W . Estas ondas deben arribar a la costa americana entre abril y mayo.

Las predicciones numéricas de los seis modelos climáticos de NMME (North American Multi-Model Ensemble), inicializados con la información oceánica y atmosférica del mes de abril de 2021, continúan indicando frente a la costa peruana, en promedio y hasta octubre de 2021, valores por debajo de su normal, pero sin llegar al rango de las condiciones frías débiles. En el Pacífico central, la mayoría de los resultados de los modelos de NMME indican que las condiciones frías débiles solo se mantendrían hasta el mes de abril de 2021 para luego pasar, en promedio, a condiciones neutras que se extenderían, al menos, hasta agosto de 2021. Estos resultados indicarían el fin del evento La Niña 2020-2021 en el mes de abril de 2021. Luego de este periodo, según los mismos modelos, se estaría pasando nuevamente a un periodo de condiciones frías débiles. Cabe señalar que los pronósticos de estos modelos más allá de abril o mayo son menos precisos debido a la barrera de predictibilidad.

Puede acceder al informe técnico de El Niño 2020-03 en el siguiente link:
<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/4954>

RESUMEN DEL COMUNICADO OFICIAL ENFEN n.º 04-2021

15 DE ABRIL DE 2021

ESTADO DEL SISTEMA DE ALERTA: **NO ACTIVO**¹

La Comisión Multisectorial del ENFEN mantiene el estado del “Sistema de alerta ante El Niño y La Niña Costeros” como “No activo”, debido a que la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2, que incluye la zona norte y centro del mar peruano, se mantendría, en promedio, dentro de su rango normal al menos hasta julio de 2021. Respecto a las temperaturas del aire a nivel costero, se esperan que durante el otoño estén en sus rangos normales a lo largo de la costa norte y ligeramente por debajo de lo normal en la costa central y sur.

Por otro lado, se prevé que las condiciones oceánicas y atmosféricas en el Pacífico ecuatorial central se presenten dentro de lo normal desde mayo de 2021.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continuará monitoreando e informando sobre la evolución de las condiciones oceánicas y atmosféricas, y actualizando sus perspectivas.



Foto: Roman Odintsov



ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO “EL NIÑO”

COMISIÓN MULTISECTORIAL ENCARGADA
DEL ESTUDIO NACIONAL DEL
FENÓMENO “EL NIÑO” (ENFEN)
DECRETO SUPREMO n.º 007-2017-PRODUCE

¹ El Estado del Sistema de Alerta “No Activo” se da en condiciones neutras o cuando la Comisión ENFEN espera que El Niño o La Niña costera estén próximos a finalizar.

Puede acceder al Comunicado Oficial del ENFEN n.º 04-2021 en el:
<http://enfen.gob.pe/download/comunicado-oficial-enfen-n-04-2021/>
<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/4937>

Redes IGP:

<https://www.gob.pe/igp>

 <https://web.facebook.com/igp.peru>

 https://twitter.com/igp_peru

 https://www.youtube.com/c/IGP_videos