

FUENTES DE HUMEDAD Y VARIABILIDAD DE LA SEÑAL ISOTÓPICA $\delta^{18}\text{O}$ DE PRECIPITACIÓN EN LOS ANDES CENTRALES DE PERÚ, CASO DE ESTUDIO: LA CUENCA DEL RÍO MANTARO

Carol Romero¹, James Apaéstegui^{1,2}, Mathias Vuille³, Juan Sulca¹ y Angela Ampuero⁴

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Programa de Maestría en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú

³ Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, USA

⁴ Institute of Geosciences, University of São Paulo, Brazil



Carol Romero es licenciada en Física de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos y colaboradora en investigación científica en la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del IGP. Estudia la aplicación de los isótopos estables del agua en el ciclo hidrológico, como también en el entendimiento de la dinámica de eventos climáticos del pasado.

Palabras clave: Cuenca del río Mantaro, Andes centrales, isótopos estables de precipitación

Citar como Romero, C., Apaéstegui, J., Vuille, M., Sulca, J., & Ampuero, A. (2024). Fuentes de humedad y variabilidad de la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ de precipitación en los Andes centrales de Perú, caso de estudio: la cuenca del río Mantaro. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 03, págs. 4-12.

¿Cuál es la **contribución** de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Esta investigación — que ha permitido determinar las fuentes de humedad y la influencia de los factores climáticos locales y regionales sobre la cuenca del río Mantaro, a través de isótopos estables de precipitación — puede ser usada por los tomadores de decisiones para mejorar la gestión del agua y del cambio climático en dicha cuenca, dado que monitorear estos parámetros nos permite comprender la respuesta del sistema hidrológico a condiciones como el fenómeno de El Niño o la deforestación del bosque amazónico.

Resumen

La cuenca del río Mantaro es una región de alta importancia económica en Perú. Especialmente, contribuye de forma significativa a la producción

de energía hidroeléctrica y agrícola que abastece a la capital, Lima. Por ello, es crucial comprender los procesos atmosféricos, climáticos e hidrológicos para abordar eficazmente los desafíos relacionados con la gestión del agua y el cambio climático en esta región.

El presente estudio analiza datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, Dxs) de precipitación recopilados en la cuenca del río Mantaro mediante las estaciones de Marcapomacocha (enero de 2006-marzo de 2012) y Huayao (diciembre de 2016-abril de 2018). Dicha información se evaluó en términos de fuentes de humedad y parámetros climáticos locales y regionales para su interpretación a escala temporal mensual y anual. Asimismo, se analizaron dos eventos climáticos extremos: la sequía de 2010 y el Niño Costero de 2017, con el fin de entender la influencia de la circulación atmosférica regional con relación a la señal geoquímica. De los resultados obtenidos, se infiere que la variación de la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ está altamente influenciada por el historial de transporte de las masas de aire y el nivel de precipitaciones aguas arriba. También se observaron correlaciones significativas con la cantidad de precipitación y la humedad relativa, lo que implica que los procesos locales también tienen una influencia importante en la variabilidad de la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$. Estos resultados proporcionan una base para estudios hidroclimáticos y reconstrucciones paleoclimáticas en la cuenca del río Mantaro.

1. Introducción

Las lluvias en la cuenca del río Mantaro (CRM) tienen un impacto directo en actividades económicas vitales como la agricultura, la generación de energía y el suministro de agua potable. Los eventos climáticos extremos, tales como sequías e inundaciones, constituyen uno de los mayores peligros para la región.

En las últimas décadas, se ha observado una tendencia a la reducción de las precipitaciones en la CRM, con una disminución promedio de aproximadamente -5.6 mm por década. Además, el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) ejerce una influencia significativa en el inicio y la duración de las lluvias en la región. La relación entre la CRM y el ENOS, a escalas temporales interanuales, ha sido explorada en diversas investigaciones (p. ej. Silva et al., 2008; Sulca et al., 2018), las cuales muestran que un aumento en la temperatura superficial del mar (TSM, El Niño) en el océano Pacífico central produce un descenso en las lluvias de la CRM, mientras que un enfriamiento (La Niña) produce valores altos de precipitación durante los meses de verano y primavera en la región. En general, existe un fuerte consenso en que cualquier contribución a la comprensión de la dinámica de las precipitaciones en el valle será

información clave para apoyar la seguridad hídrica regional y la resiliencia socioeconómica.

En tal sentido, es importante contar con nuevas metodologías, como la aplicación de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, δD y exceso de deuterio [Dxs]) de precipitación, que son trazadores geoquímicos utilizados como instrumentos para determinar fuentes de humedad (p. ej., Aron et al., 2021; Ampuero et al., 2020). Entender los procesos microfísicos y atmosféricos durante eventos de precipitación es esencial para la calibración de registros paleoclimáticos que permitan entender la variabilidad del clima del pasado y poder documentar la recurrencia de eventos extremos (p. ej., Vuille et al., 2012). A escala de los Andes centrales, existen investigaciones donde se ha demostrado que la variación de la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ es producto de la convección atmosférica en el sistema de monzón sudamericano, siendo este el principal mecanismo que controla la composición isotópica del vapor de agua en el verano austral; en tanto, la mezcla advectiva a gran escala proporciona un control adicional, especialmente en el invierno austral. Por otro lado, estudios recientes han demostrado que los parámetros locales (precipitación local, temperatura o humedad relativa) afectan la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ en escalas de tiempo cortas en varias regiones de los Andes (Fiorella et al., 2015).

El presente estudio se basó en un periodo de ocho años de monitoreo de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, δD , Dxs) de aguas pluviales en dos lugares dentro de la CRM. Los datos se utilizaron para analizar la influencia de los factores ambientales a escala local y regional, con el objetivo de aportar nueva información necesaria para las reconstrucciones paleohidrológicas, así como para las estimaciones en el balance hídrico y la gestión de futuros peligros ambientales sobre la CRM.

2. Zona de estudio

La CRM se encuentra en los Andes centrales peruanos. Abarca una extensión de aproximadamente $34\,550$ km², con coordenadas geográficas que oscilan entre los $10^{\circ}34'$ y $13^{\circ}35'$ de latitud sur, y los $73^{\circ}55'$ y $76^{\circ}40'$ de longitud oeste. Esta región se caracteriza por tener una altitud promedio de 3870 m s. n. m.

En cuanto al clima, la precipitación anual promedio (Figura 1D) para el período 2006-2019 es de 1100 mm, con un 83 % de la precipitación concentrada

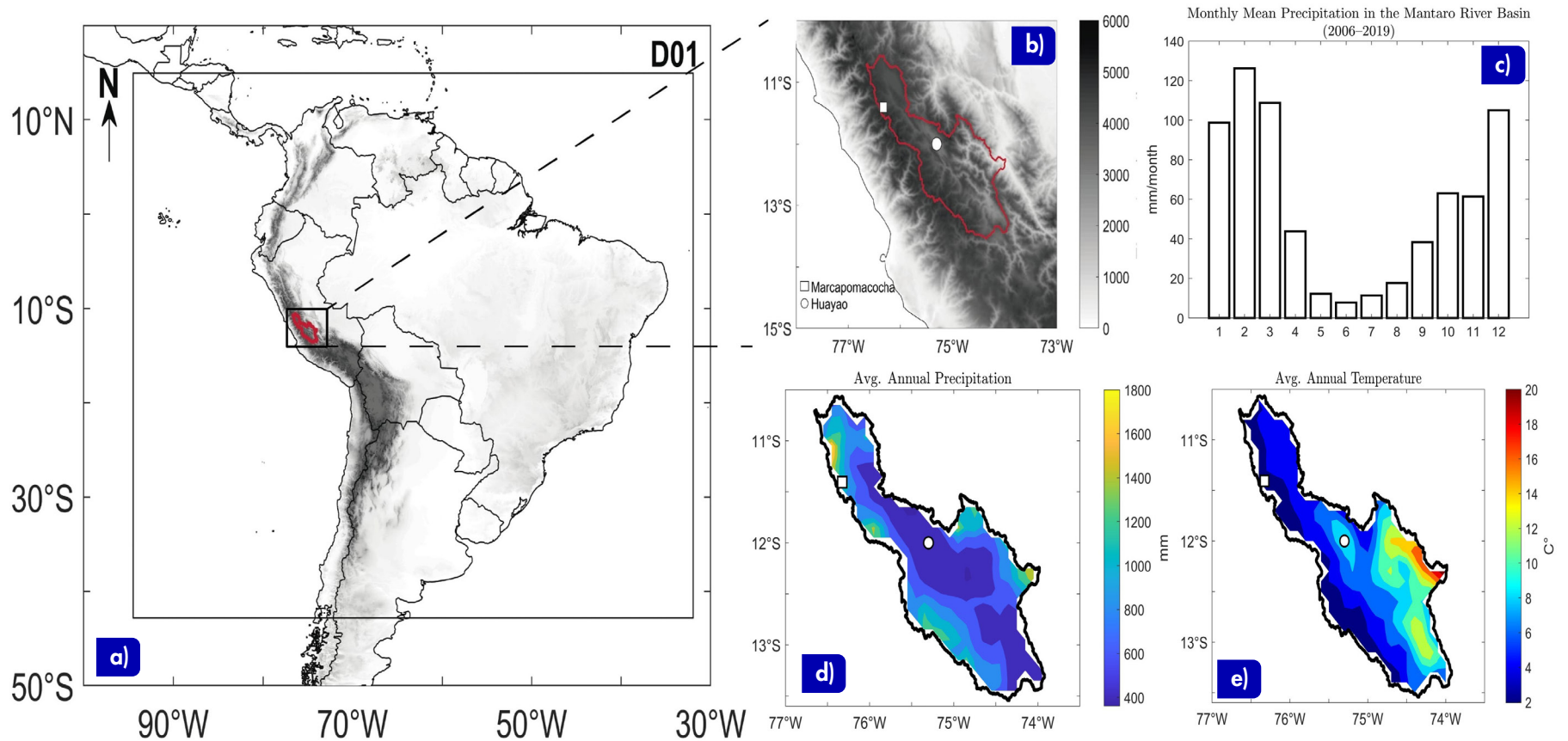


Figura 1. a) Ubicación de la cuenca del río Mantaro dentro de Sudamérica. D01: Área establecida para el cálculo de retro trayectorias de vientos, con resolución espacial de 27 km. b) La estación Marcapomacocha (cuadrado blanco) y la estación Huayao (círculo blanco) ubicadas en la CRM (línea roja). La topografía se derivó de datos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) con una resolución de 90 m. c) Precipitación media mensual en la CRM. d) Distribución espacial de precipitación promedio anual (mm). e) Temperatura promedio anual sobre la CRM con base en las medias de largo plazo de 2006 a 2019 con datos de IMERG (Integrated Multi-SatellitE Retrievals) y ERA5 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 5), respectivamente.

entre los meses de octubre y abril (Figura 1C). La variación de la temperatura promedio anual (Figura 2E) en la zona es notable, oscila entre los 2 °C y 20 °C. La temperatura mínima promedio muestra una mayor estacionalidad, varía entre 0.5 °C en invierno y 7 °C en verano. Por otro lado, la temperatura máxima promedio presenta una estacionalidad menos pronunciada, fluctúa entre los 20.8 °C en verano y 18.4 °C en invierno.

3. Datos y metodología

3.1 Isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de precipitación

La colecta de agua pluvial para el análisis de los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, δD) se llevó a cabo en las estaciones de Marcapomacocha (11°24'15.8" S, 76°19'30.2" O, 4477 m s. n. m., Figura 1B) y Huayao (12°02'18" S, 75°19'22" O, 3313 m s. n. m., Figura 1B). Los datos de Marcapomacocha fueron obtenidos de la base de datos de la Red Global de Isótopos de Precipitación (GNIP, por sus siglas en inglés), accesible en <https://nucleus.iaea.org/wiser>,

generada por la Agencia Internacional de Energía Atómica en colaboración con el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi). Se cuenta con 61 datos recolectados mensualmente desde enero de 2006 hasta marzo de 2012.

En el caso de la estación de Huayao, estos datos fueron recolectados en el observatorio del mismo nombre que opera el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Las muestras fueron recolectadas con una frecuencia de 15 días, desde diciembre de 2016 hasta abril de 2018, con lo que se dispone de 28 datos. No obstante, para este estudio, las muestras fueron ponderadas mensualmente, y analizadas en el Centro de Investigaciones de Aguas Subterráneas de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, a través del analizador de aguas Picarro, con una precisión analítica de 0.09 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ y 0.9 ‰ δD .

3.2 Datos climáticos

Los parámetros locales (precipitación, humedad relativa y temperatura del aire) para la estación de Huayao fueron obtenidos con los equipos de medición del Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación

(LAMAR), ubicado en el Observatorio Geofísico de Huancayo, para el periodo de diciembre de 2016 hasta abril de 2018. Para la estación de Marcapomacocha, los datos de precipitación local fueron obtenidos por Senamhi, mientras que los datos de temperatura del aire y humedad relativa fueron obtenidos con los productos ERA5-Land monthly averaged y ERA5-hourly *data on pressure level*, con resoluciones espaciales de 0.1° y 0.25° , respectivamente.

Para el cálculo de la precipitación regional, se utilizaron los datos del producto IMERG Late Run (acrónimo de Integrated Multi-Satellite Retrievals en inglés) para la Misión de Precipitación Global, que cuenta con una resolución espacial de 0.1° y su base de datos cubre desde junio de 2000 hasta el presente. Asimismo, para el cálculo de la convergencia de humedad vertical integrada (CHVI), se utilizaron las variables de vientos zonales (u), meridionales (v) y humedad específica (q) de la base de datos de ERA5, con resolución temporal horaria, considerando los niveles de presión desde 1000 hPa hasta 200 hPa. Tanto para la precipitación regional como para la CHVI, se consideró la climatología durante el periodo 2001-2019.

3.3 Modelo de retrotrayectorias

Para determinar de dónde provienen las posibles fuentes de humedad que llegan a las estaciones de Huayao y Marcapomacocha, utilizamos el modelo HYSPLIT 5.2.1 (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), desarrollado por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Este modelo permite calcular las trayectorias y retrotrayectorias siguiendo la posición de una partícula en el espacio y en el tiempo.

El modelo HYSPLIT requiere datos de entrada que, para este estudio, fueron proporcionados por el modelo WRF (Weather Research and Forecasting). A su vez, el modelo WRF se ejecuta con datos del FNL (Final Operational Global Analysis), los cuales cuentan con una resolución espacial de 1° , 33 niveles verticales y una resolución temporal de 6 horas. Las retrotrayectorias se calculan utilizando las ubicaciones de las estaciones como puntos de partida. El área de cobertura espacial de estas retrotrayectorias está limitado al cuadrante D1, tal como se muestra en la Figura 1, que también se utilizó para el cálculo de los datos del modelo WRF.

Considerando que el tiempo que el vapor de agua permanece en la atmósfera oscila entre aproximadamente 4 y 10 días (Van der Ent et al., 2017), se realizaron retrotrayectorias hasta 7 días atrás para determinar su origen en las estaciones de Huayao y Marcapomacocha. Para un mejor análisis de las retrotrayectorias, el modelo HYSPLIT ofrece la funcionalidad de clusterización, donde se seleccionan las trayectorias cercanas a cada una y se las agrupa. Considerando que las retrotrayectorias son calculadas cada 6 horas, para este estudio solo se consideraron los grupos de trayectorias inversas que integran un movimiento vertical de hasta 500 hPa a las 00:00 UTC, ya que este nivel es importante para el transporte de humedad en nuestras estaciones de estudio.

3.4 Cálculo de la convergencia de flujos de humedad (CFH) y CHVI

Se calculó el flujo de humedad zonal (HZ) a lo largo de las secciones transversales en las latitudes donde se encuentran las estaciones, utilizando el producto de la humedad específica (q) y los vientos zonales (u):

$$HZ = qu$$

Por otro lado, la convergencia de flujos de humedad (CFH) se determinó mediante la siguiente ecuación:

$$CFH = -q\nabla \cdot V_h$$

Donde: $V_h = (u, v)$ es el vector de viento horizontal y $-\nabla \cdot V_h$ es su convergencia.

En tanto, la CHVI es calculada por la siguiente ecuación:

$$CHVI = -\nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{1000}^{200} q V_h dp$$

Donde g = aceleración gravitacional y p = presión.

Se debe tener en cuenta que, las anomalías de la HZ, CFH y CHVI, solo se calcularon para días lluviosos y luego fueron promediadas para los meses de verano (EFM).

4. Resultados

Los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de la precipitación en la CRM presentan un promedio de -13.6‰ para la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$, con valores que oscilan entre -3.2‰ y -24.5‰ . En cuanto a la señal isotópica δD ,

el promedio es de -95.2‰ , con rangos que varían entre -12.01‰ y -160.71‰ . Ambos valores son reportados con respecto al estándar internacional VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

A nivel de estación, Marcapomacocha (Figura 2A) presenta valores que oscilan entre -3.21‰ y -21.76‰ para $\delta^{18}\text{O}$, con un promedio de -13.6‰ . En cuanto a la señal isotópica δD , la variación va desde -12.01‰ hasta -160.71‰ , con un promedio de -93.63‰ . Por otro lado, en la estación de Huayao (Figura 2A), la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ oscila entre -3.2‰ y -24.5‰ , con un promedio de -13.87‰ . En el caso de δD , los valores oscilan entre -12.9‰ y -183.7‰ , con un promedio de -101.77‰ .

La línea meteórica local (LMWL) de la CRM tiene un valor de $\delta\text{D} = (8.14 \pm 0.1) \delta^{18}\text{O} + (15.74 \pm 1.47)$, el cual difiere ligeramente de la línea meteórica global (GMWL) ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$) que se utiliza como referencia para describir la coevolución de los isotopólogos del agua como lluvia de una parcela de aire (Craig, 1961). A nivel de estación, la LMWL de Marcapomacocha tiene un valor de $\delta\text{D} = (8.2 \pm 0.1) \delta^{18}\text{O} + (17.74 \pm 1.53)$, que es diferente de la LMWL de Huayao $\delta\text{D} = (7.9 \pm 0.09) \delta^{18}\text{O} + (7.6 \pm 1.44)$.

El Dxs se evalúa individualmente para cada estación. Se observa que Marcapomacocha presenta un

Dxs promedio de 14.9‰ , en comparación con la estación de Huayao que tiene un valor de 9.2‰ . Esta diferencia puede deberse a los altos valores de humedad relativa y a la presencia de un lago cerca del colector, lo que puede influir en los procesos locales, como las condiciones de condensación y el reciclaje de agua superficial, y afectar el Dxs en la estación de Marcapomacocha. Por otro lado, para el caso de la estación de Huayao, la diferencia podría deberse a procesos evaporativos, especialmente durante los meses de invierno.

4.1 Controles locales y regionales de la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$

Para una mejor comprensión de la influencia de los parámetros ambientales locales en la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$, se realizaron correlaciones de Pearson. Se encontró que la precipitación mensual presenta una correlación significativa de $r = -0.59$, con $p < 0.01$. De manera similar, la humedad relativa muestra una correlación significativa con un $r = -0.64$, $p < 0.01$. Además, el promedio mensual de precipitación de la CRM presenta una correlación significativa con $r = -0.63$, $p < 0.01$.

A nivel interanual, basado en un año hidrológico, la correlación entre la precipitación anual y el promedio

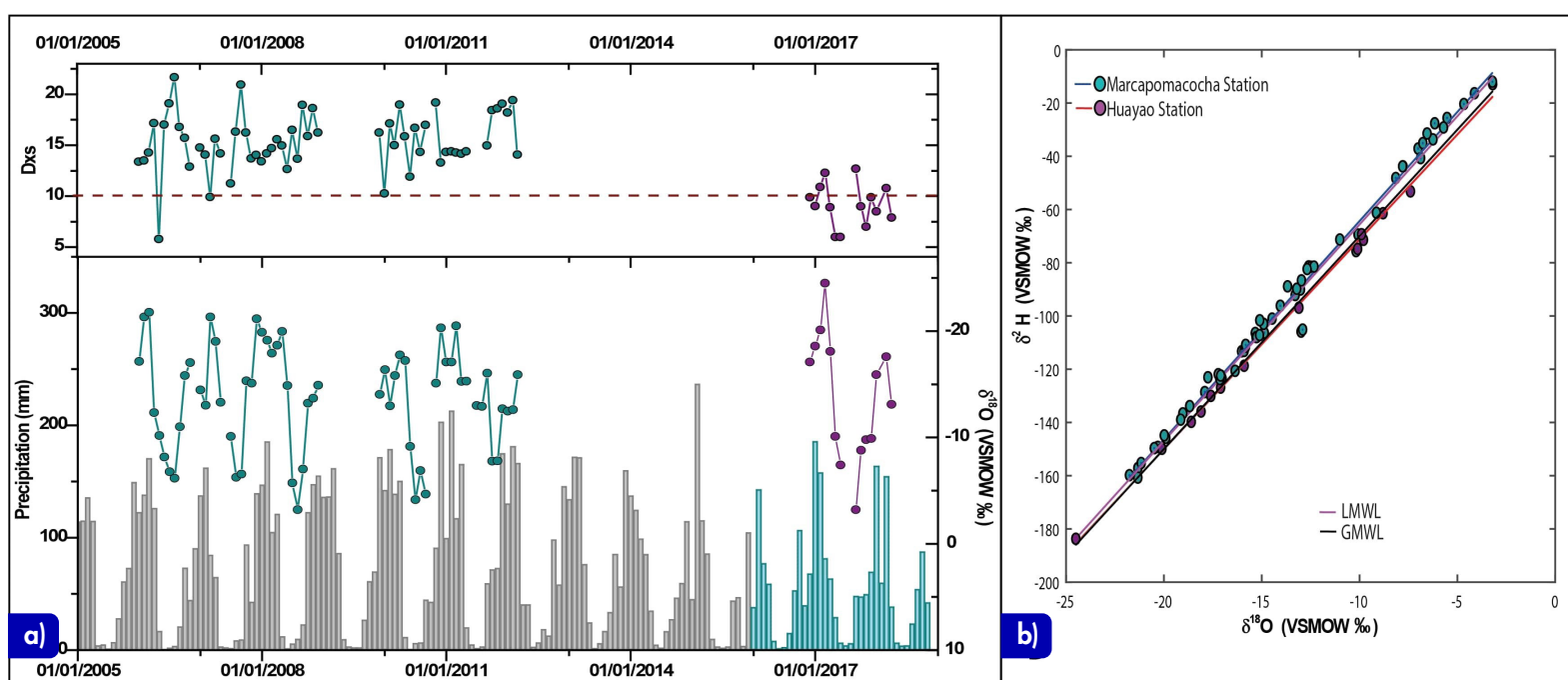


Figura 2. a) Variación temporal en la cantidad de precipitación, Dxs y $\delta^{18}\text{O}$ desde enero de 2006 hasta marzo de 2018. Las barras de color azul claro y los círculos morados indican precipitación mensual, Dxs (panel superior) y $\delta^{18}\text{O}$ (panel inferior) en la estación Huayao, respectivamente. Las barras grises y los círculos azul claro indican precipitación mensual, Dxs (panel superior) y $\delta^{18}\text{O}$ (panel inferior) en la estación Marcapomacocha, respectivamente. La línea discontinua roja representa el promedio global de Dxs (10‰). Se debe tener en cuenta que la escala para $\delta^{18}\text{O}$ está invertida. b) Líneas de agua Global (GMWL) y Local (LMWL). Los círculos morados y azules claros indican $\delta^{18}\text{O}$ y δD en las estaciones Huayao y Marcapomacocha, respectivamente.

anual ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ tiene una correlación significativa de $r = -0.79$, con $p = 0.06$. Asimismo, se observa una correlación significativa con la humedad relativa ($r = -0.46$, $p = 0.36$).

A pesar de que nuestros resultados muestran una correlación significativa entre la cantidad de lluvia y la humedad relativa con respecto a la variabilidad de la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ a escala mensual y anual, es importante destacar que otras influencias regionales y de gran escala también son relevantes. Esto se debe a que los parámetros ambientales locales solo explicarían una fracción limitada de la variación total observada en el conjunto de datos.

Para una interpretación más completa de la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ es necesario considerar la influencia de parámetros regionales, como las fuentes de humedad y la lluvia aguas arriba. Por lo tanto, se aplicó un análisis de clúster en las retrotrayectorias para obtener una visión más clara de las posibles fuentes de humedad asociadas con las precipitaciones en las estaciones de Huayao y Marcapomacocha. Es importante mencionar que solo se analizaron los meses de invierno en Marcapomacocha debido a la falta de datos isotópicos en la estación de Huayao.

De acuerdo con los clústeres, se puede inferir que la mayor contribución de humedad proviene del noreste y este de las estaciones de Huayao (Figura 3A) y Marcapomacocha (Figura 3B), lo que representa un 83 % y 82 % de las precipitaciones, respectivamente. Además, se observa que las fuentes de humedad provenientes del oeste (C3) contribuyen con un 6 % de las precipitaciones en la estación de Huayao, mientras que los vientos del oeste (C4) y suroeste (C1) influyen en un 18 % en total en la estación de Marcapomacocha.

Estos resultados son consistentes con los estudios previos de la CRM que muestran que las regiones de origen de la humedad se encuentran al este de la cordillera y están asociadas con la convergencia de humedad a niveles bajos sobre la cuenca del Amazonas occidental durante el verano austral (Chavez et al., 2020; Moya-Álvarez et al., 2018). No obstante, se debe considerar la interpretación de las retrotrayectorias de vientos en la CRM; por ejemplo, las oleadas frías extratropicales pueden causar que la humedad local se eleve y condense, pero las retrotrayectorias no reflejan esto. Por lo tanto, es crucial considerar las características de la circulación atmosférica en cualquier interpretación de las trayectorias de humedad.

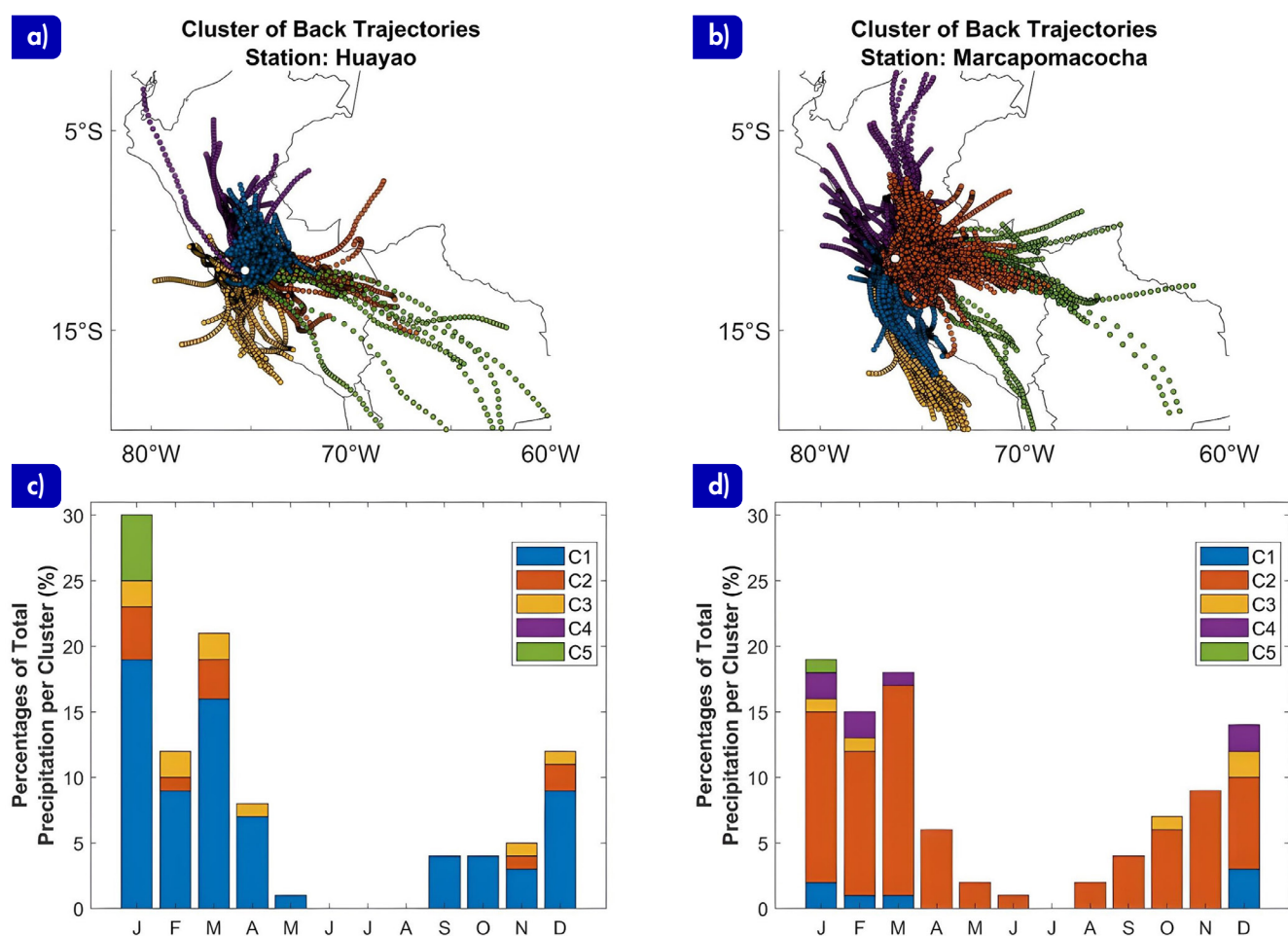


Figura 3. Clústeres de retrotrayectorias de vientos de 7 días calculadas a través del modelo HYSPLIT para la estación Huayao (a) y la estación Marcapomacocha (b), a 500 hPa, desde diciembre de 2016 a junio de 2018, y de enero de 2006 a marzo de 2012, respectivamente. c, d) Porcentajes de precipitación total (por mes) para cada clúster.

4.2 Características climáticas regionales vinculadas a importantes variaciones isotópicas

Para investigar la relación entre la circulación atmosférica regional y la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación, se analizaron dos eventos extremos: la mayor sequía en el Amazonas (p. ej., Espinoza et al., 2012) y el Niño Costero de 2017 (p. ej., Garreaud, 2018). Ambos eventos se caracterizaron por una circulación atmosférica anómala que, probablemente, dejó una huella en la composición isotópica de la precipitación en la CRM. Este análisis puede proporcionar información sobre cómo las señales geoquímicas de eventos extremos se registran en los Andes peruanos.

La composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ para el verano de 2010 en la estación de Marcapomacocha fue de -15.05‰ , aproximadamente 2.7‰ menor que el promedio de los meses de verano (-17.7‰). Esta variación no se

explica solo por la cantidad de lluvia local (Figura 2A), lo que sugiere que este valor se debe a una convección de escala larga y a la circulación atmosférica a lo largo de la ruta de humedad aguas arriba. La reducida convergencia de humedad (Figura 4B, E), a lo largo de la ruta sobre el norte de Sudamérica tropical durante este evento, demuestra la disminución de la intensidad del monzón sudamericano reflejada en la precipitación regional (Figura 4A), lo que resultó en una disminución de la destilación de Rayleigh y, en última instancia, en valores isotópicos menos negativos sobre la CRM durante este período de sequía.

Caso distinto se observa en el evento de 2017, cuando la composición isotópica media de la precipitación fue de -21.06‰ , alrededor de 1.7‰ más negativa que los valores medios de verano (-19.34‰) presentes en la estación de Huayao. La Figura 4F representa las anomalías diarias de precipitación promediadas durante el evento, lo que indica un

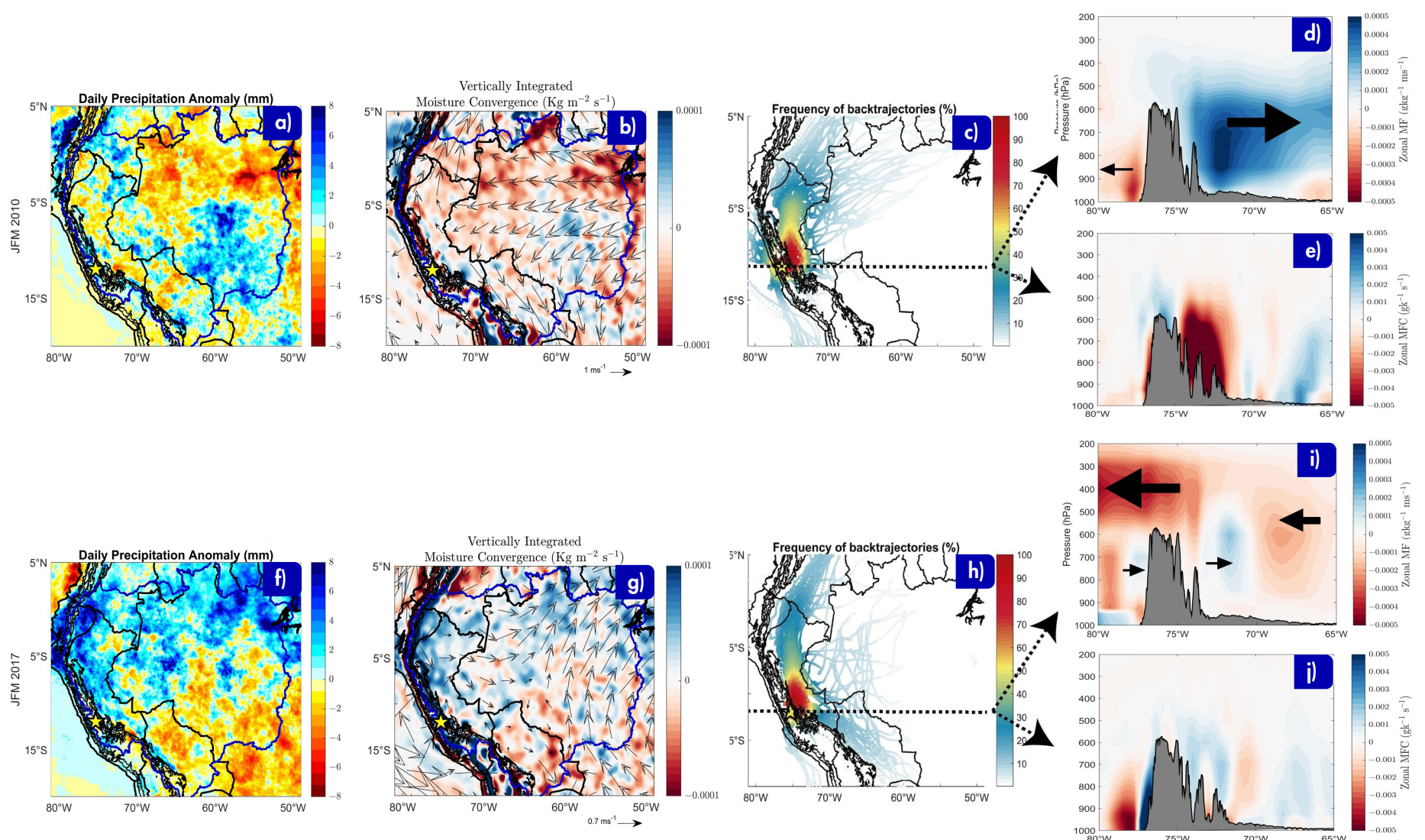


Figura 4. Circulación atmosférica regional durante los eventos extremos en los veranos (enero, febrero y marzo) de 2010 (paneles superiores) y 2017 (paneles inferiores). a, f) Anomalías de precipitación diaria promedio. b, g) Flujo de humedad integrado verticalmente y vectores de viento. c, h) Frecuencia de retro trayectorias en porcentaje. d, e, i, j) Secciones transversales zonales de flujo de humedad y convergencia de flujo de humedad a lo largo de la latitud de las estaciones Huayao y Marcapomacocha, respectivamente.

comportamiento altamente heterogéneo de la precipitación sobre Sudamérica. De hecho, la región de los Andes orientales y la Amazonía occidental experimentaron las anomalías de precipitación más positivas sobre el dominio analizado. La Figura 4G respalda esta representación al mostrar una convergencia de humedad integrada verticalmente positiva sobre la misma región. Las retrotrayectorias mostradas en la Figura 4H indican que la humedad llegó preferentemente desde el este/noreste, lo que es consistente con informes anteriores.

Siguiendo estos resultados, es posible inferir que los valores más agotados en los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ de lluvia sobre la CRM están asociados con las características regionales de las masas de aire que contribuyen a la precipitación. Se ha demostrado que los centros de convección profunda en la Amazonía occidental mejoran el transporte meridional de humedad, lo cual fortalece el movimiento ascendente sobre los Andes peruanos centrales (Flores-Rojas et al., 2021). En este sentido, resulta plausible argumentar que el aumento de las precipitaciones sobre los Andes orientales ha conducido a una intensificación de los procesos de destilación de Rayleigh y, en última instancia, a valores isotópicos más bajos sobre la CRM durante este evento específico.

5. Conclusiones

Este estudio presenta la serie temporal más larga de variabilidad isotópica registrada en la precipitación sobre la región sudamericana y el Perú. Se analizó la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de la precipitación en la CRM considerando factores locales y regionales, tanto a escala estacional como interanual. Se encontró que, aunque la precipitación *in situ* y la humedad relativa local influyen en la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$, también hay una importante contribución de condiciones a gran escala aguas arriba. Esto concuerda con estudios previos que destacan la influencia de la precipitación y la historia de transporte de masas de aire en los Andes peruanos.

Los resultados sugieren que la composición isotópica de la precipitación en la CRM es influenciada por múltiples factores, incluyendo la cantidad de precipitación, las fuentes de humedad, la historia de transporte de humedad y el grado de precipitación aguas arriba, los cuales operan a diferentes escalas

espaciales. Dos estudios de caso sobre eventos extremos en 2010 y 2017, respectivamente, mostraron diferencias significativas en la circulación atmosférica y la cantidad de precipitación, lo que resalta la importancia de considerar tanto factores locales como regionales en la interpretación de la señal isotópica.

En conclusión, el estudio resalta la importancia de integrar análisis isotópicos en investigaciones del ciclo hidrológico, especialmente en modelos climáticos regionales y reconstrucciones *multiproxies* basadas en isótopos. Esto permitirá una mejor interpretación de los registros a largo plazo de isótopos en la precipitación y una mayor disponibilidad de datos para futuros estudios en la región.

El artículo científico original se encuentra en <https://doi.org/10.3390/w15101867>

Referencias

- Ampuero, A., Stríkis, N. M., Apaéstegui, J., Vuille, M., Novello, V. F., Espinoza, J. C., Cruz, F. W., Vonhof, H., Mayta, V. C., Martins, V. T. S., Cordeiro, R. C., Azevedo, V., & Sifeddine, A. (2020). The Forest Effects on the Isotopic Composition of Rainfall in the Northwestern Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(4). <https://doi.org/10.1029/2019JD031445>
- Aron, P. G., Poulsen, C. J., Fiorella, R. P., Levin, N. E., Acosta, R. P., Yanites, B. J., & Cassel, E. J. (2021). Variability and Controls on $\delta^{18}\text{O}$, d-excess, and $\Delta^{17}\text{O}$ in Southern Peruvian Precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(23). <https://doi.org/10.1029/2020JD034009>
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science (American Association for the Advancement of Science)*, 133(3465), 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Chavez, S. P., Silva, Y., & Barros, A. P. (2020). High-Elevation Monsoon Precipitation Processes in the Central Andes of Peru. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(24). <https://doi.org/10.1029/2020JD032947>
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Drapeau, G., Martinez, J. M., Santini, W., Vauchel, P., Lavado, W., Ordoñez, J., & Espinoza, R. (2012). From drought to flooding: Understanding the abrupt 2010-11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters*, 7(2). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024008>
- Flores-Rojas, J. L., Moya-Álvarez, A. S., Valdivia-Prado, J. M., Piñas-Laura, M., Kumar, S., Karam, H. A., Villalobos-Puma, E., Martínez-Castro, D., & Silva, Y. (2021). On the dynamic mechanisms of intense rainfall events in the central Andes of Peru, Mantaro valley. *Atmospheric Research*, 248(July 2020), 105188. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105188>

Garreaud, R. D. (2018). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. *International Journal of Climatology*, 38(S1), e1296–e1302. <https://doi.org/10.1002/joc.5426>.

Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño – related precipitation variability in Peru. *Advances in Geosciences*, 14, 231–237. www.adv-geosci.net/14/231/2008/.

Moya-álvarez, A. S., Gálvez, J., Holguín, A., Estevan, R., Kumar, S., Villalobos, E., Martínez-Castro, D., & Silva, Y. (2018). Extreme rainfall forecast with the WRF-ARW model in the Central Andes of Peru. *Atmosphere*, 9(9). <https://doi.org/10.3390/atmos9090362>

Silva, Y., Takahashi, K., & Chávez, R. (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences*, 14, 261–264. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-261-2008>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J. C., Vuille, M., & Lavado-Casimiro, W. (2017). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

Van Der Ent, R. J., & Tuinenburg, O. A. (2017). The residence time of water in the atmosphere revisited. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2), 779–790. <https://doi.org/10.5194/hess-21-779-2017>

Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H., & Novello, V. F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309–1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>