

UN MODELO SIMPLE PARA EL PRONÓSTICO ESTACIONAL DE LAS LLUVIAS EN LA AMAZONÍA PERUANA NOROCCIDENTAL

Juan Sulca¹, Ken Takahashi¹, Jhan-Carlo Espinoza^{2,3}, José Tacza^{4,5}, Ricardo Zubieta¹, Kobi Mosquera¹ y James Apaéstegui^{1,6}

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, Institute des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), Grenoble, France

³ Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP), Lima, Perú

⁴ Institute of Earth Physics and Space Science (EPSS), Sopron, Hungary

⁵ Center of Radio Astronomy and Astrophysics Mackenzie, Engineering School, Mackenzie Presbyterian University, São Paulo, Brazil

⁶ Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM), Lima, Perú



Juan Sulca es MSc en Ciencias de la University at Albany-SUNY en Nueva York, EE. UU. y físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM). Es investigador asociado en la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del IGP, y viene cursando actualmente un doctorado en la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). Autor de varios artículos científicos, su investigación está centrada en los impactos de los océanos Pacífico y Atlántico en las lluvias de América del Sur a través de teleconexiones atmosféricas.

Palabras clave: Precipitaciones, Amazonía peruana noroccidental, pronóstico estacional, modelo estadístico, El Niño, monzón sudamericano, océano Pacífico central, océano Atlántico norte tropical

Citar como Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Tacza, J., Zubieta, R., Mosquera, K. & Apaéstegui, J. (2024). Un modelo simple para el pronóstico estacional de las lluvias en la Amazonía peruana noroccidental. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 11, págs. 4-14.

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

El modelo de regresión lineal múltiple (MLR) ha demostrado ser una herramienta potencialmente útil y exitosa para predecir la variabilidad estacional de lluvias en la Amazonía noroccidental peruana, especialmente en zonas de mayor altitud de dicha región. Los tomadores de decisiones podrían aprovechar estos resultados para mejorar la planificación agrícola, en particular para cultivos como el café, si bien aún existen perspectivas de mejora de dicho modelo, así como explorar su aplicación en otros ecosistemas andino-amazónicos.

Resumen

La Amazonía peruana noroccidental (NWPA, por sus siglas en inglés) (78.4-75.8° O, 7.9-5.4° S) es una región importante para la producción de café en Perú, por lo que sería valioso contar con modelos de predicción confiables, con meses de antelación, de las precipitaciones de la estación húmeda (enero-febrero-marzo, EFM). En este contexto, se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) que utiliza, como predictores, índices de temperatura superficial del mar (TSM) de los océanos Pacífico y Atlántico, tales como El Niño central (C), El Niño oriental (E), Atlántico sur tropical (tSATL), Atlántico norte tropical (tNATL) y Atlántico norte extratropical (eNATL), para el periodo 1981-2018. Además, se utilizaron índices de convección profunda de gran escala, como la zona de convergencia intertropical del Pacífico oriental (ITCZe) y el sistema monzónico sudamericano (SAMSi), con el fin de analizar su influencia en el mismo periodo. El modelo MLR reprodujo con precisión la variabilidad interanual durante la estación húmeda en las tierras altas de NWPA (R3), mediante el empleo de los índices C y SAMSi como predictores principales. Por el contrario, la variabilidad de la TSM del Pacífico, la SAMSi y el Atlántico norte tropical resultaron ser más relevantes para las lluvias en las regiones de tierras bajas (R1 y R2). Para pronósticos con meses de

anticipación, el modelo MLR proporcionó pronósticos confiables de anomalías de lluvia en EFM para la región de tierras altas (R3), ya que esta región está influenciada principalmente por la variabilidad del Pacífico central y la SAMSi. Sin embargo, el modelo MLR presentó limitaciones para pronosticar con precisión la temporada más húmeda de EFM en R3, debido a la ausencia de un predictor que represente el efecto amplificador de la oscilación Madden-Julian sobre las precipitaciones.

1. Introducción

La Amazonía peruana noroccidental (NWPA, por sus siglas en inglés; Figura 1a) es una región clave para la producción de café en Perú, ya que reúne condiciones climáticas y geográficas únicas. En esta zona, el ciclo de crecimiento del café incluye cuatro etapas: (I) floración, (II) llenado de grano, (III) cosecha y (IV) descanso (DESCO, 2012). La fase de llenado de grano ocurre entre noviembre y febrero en áreas por debajo de los 1200 m s. n. m., y entre diciembre y marzo en zonas más altas, dependiendo de la altitud. Este aspecto destaca la influencia de la altitud en la producción de café. La lluvia también varía significativamente con la altitud en la NWPA: las áreas de tierras bajas pueden recibir hasta

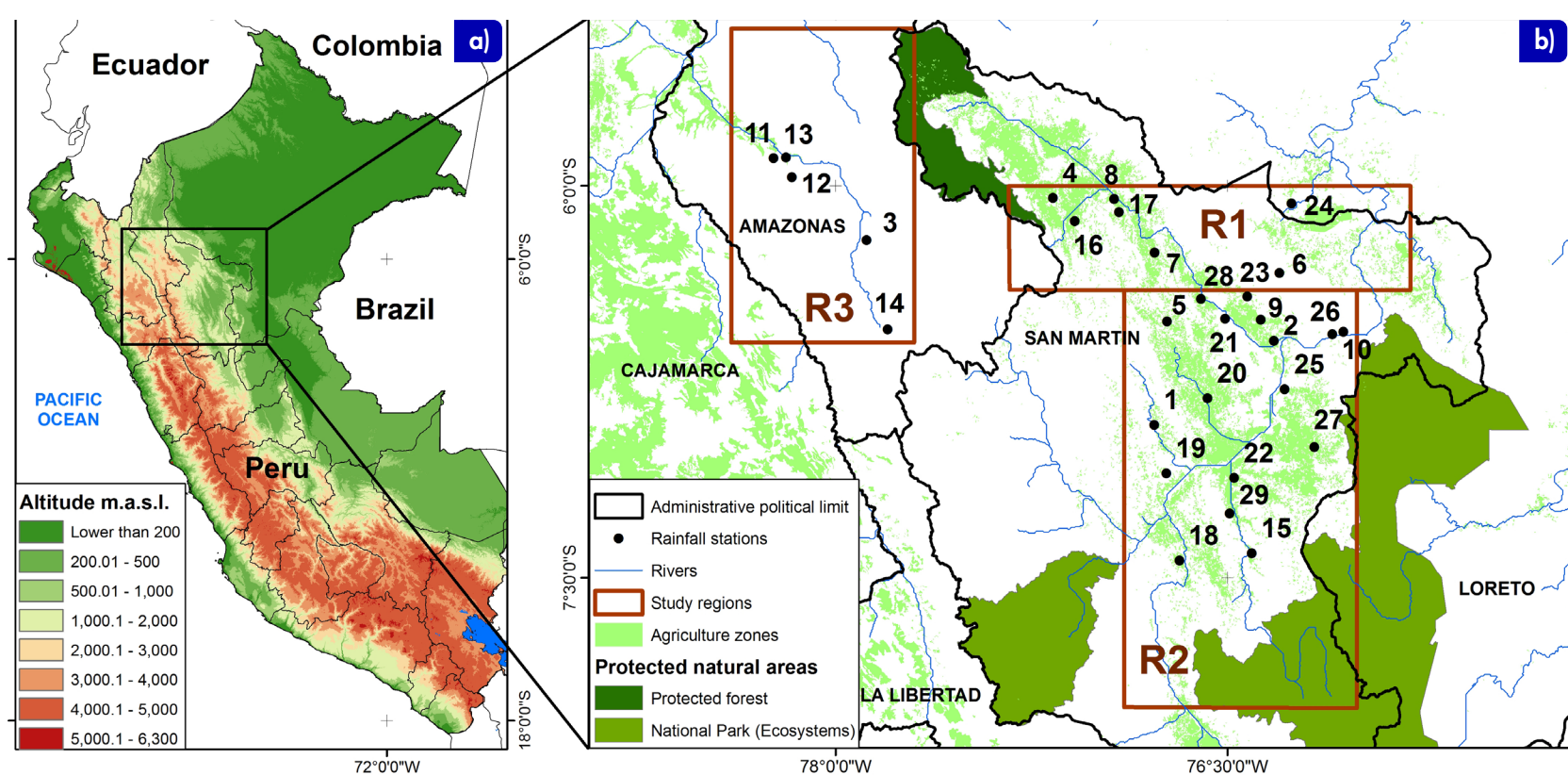


Figura 1. a) Ubicación de la Amazonía peruana noroccidental (NWPA). El sombreado rojo representa la altitud de la topografía de NWPA (R1; 78.4-75.8° O, 7.9-5.4° S). b) Ubicación de las estaciones pluviométricas del SENAMHI-Perú (círculos negros) ubicadas dentro de la Amazonía peruana noroccidental. Los rectángulos rojos representan la ubicación de las tres regiones de caso de estudio: R1 (77.2-75.8° O; 6.4-6° S), R2 (77-75.8° O; 8-6.4° S) y R3 (78.4-77.7° O; 6.6-5.4° S). Los números marcan las estaciones pluviométricas ubicadas dentro de la Amazonía peruana noroccidental. Adaptado de Sulca et al. (2014).

300 milímetros (mm) de lluvia por mes, mientras que las tierras altas alcanzan hasta 950 mm, lo que muestra un marcado gradiente altitudinal.

La NWPA abarca territorios de las regiones de Cajamarca, La Libertad, Amazonas y San Martín, con porciones importantes dedicadas a la conservación, la silvicultura y la agricultura (MINAGRI, 2020). En particular, la región de San Martín se destaca como el segundo productor de café en Perú, mientras que la región Amazonas tiene el 60% de su territorio en áreas protegidas y ocupa el quinto lugar en producción de café a nivel nacional (DRAA, 2011).

Dado que la elevación y la distribución de las precipitaciones son factores esenciales para el cultivo de café en esta región, este estudio se centra en analizar los patrones de lluvia y su predictibilidad tanto en áreas de tierras altas (R3 a 2700 m s. n. m.) como en tierras bajas (R1 a 250 m s. n. m. y R2 a 650 m s. n. m.) de la NWPA (Figura 1b). Este enfoque permite entender cómo las condiciones climáticas afectan la producción cafetera en diferentes altitudes.

En la Amazonía peruana norte, el flujo de humedad proveniente del océano Atlántico norte y el mar Caribe influye significativamente en la precipitación en la región andino-amazónica. Distintos estudios (por ejemplo, Wang & Fu, 2002; Anselmo et al., 2020; Martínez et al., 2022) han mostrado que el transporte de humedad a través del ecuador, junto con factores locales como el balance de energía en la superficie y la capa límite planetaria, desempeña un papel clave en la modulación de las precipitaciones en la región andino-amazónica. Las lluvias en la cuenca noroeste de la Amazonía son bimodales, con picos en los meses de marzo y noviembre, mientras que los meses de julio y agosto suelen ser más secos (Ampuero et al., 2020). El flujo de humedad en la región también está dominado por las fases activas e inactivas del sistema de monzón sudamericano (SAMS). Además, el estudio de Ampuero et al. (2016), mediante análisis isotópico, determinó que el 34% de las precipitaciones locales durante la temporada de diciembre a febrero (DEF), en la cuenca del Alto Mayo, se originan debido a la humedad proveniente del Atlántico norte tropical.

La diversidad de El Niño-Oscilación Sur (ENOS), caracterizada por índices de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico central y oriental (C y E), tiene un impacto significativo

en los patrones de lluvia en Perú y Ecuador, así como sobre la celda de Walker del Pacífico (PWC, por sus siglas en inglés) (Lavado-Casimiro & Espinoza, 2014; Sulca et al., 2018; Sulca, 2021). Durante calentamientos del mar tipo E, se observa un aumento de lluvias en la costa central y norte de Perú, así como en la costa de Ecuador. Un caso extremo fue el evento de El Niño de 1997-1998 que generó precipitaciones históricas en Piura (Takahashi, 2004). Este fenómeno está asociado con cambios en la PWC y el desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) en el Pacífico oriental. En contraste, los calentamientos tipo C tienden a provocar una reducción de la precipitación en los Andes tropicales debido a las anomalías del oeste de los vientos en la alta tropósfera (200 hPa) y cambios en la PWC (Vuille, 1999; Garreaud & Aceituno, 2001; Sulca, 2021).

En el ámbito de la predicción estacional, Yoon y Zeng (2010) reportaron que la precipitación en la Amazonía tiene una correlación negativa con las anomalías de TSM en el Pacífico y el Atlántico norte tropical, y una correlación positiva con las anomalías en el Atlántico sur tropical. Además, encontraron una correlación positiva con 3-4 meses de anticipación entre la lluvia en la Amazonía y el índice Niño 3.4, así como una correlación negativa con 4 meses de anticipación con el Atlántico norte tropical.

Estudios posteriores, como el de Jiménez et al. (2019), han demostrado que las sequías en el noreste de Brasil están influenciadas tanto por las anomalías de TSM en el Pacífico y el Atlántico norte tropical como por sus efectos combinados. Estas conexiones han permitido pronosticar las precipitaciones en la Amazonía mediante el efecto combinado de las TSM en los océanos Pacífico y Atlántico. Por ejemplo, Yoon y Zeng diseñaron un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) que utiliza índices de TSM en las regiones Niño 3.4, Atlántico norte tropical y Atlántico sur tropical para pronosticar las lluvias en la cuenca amazónica durante el periodo 1979-2006. Sin embargo, aún no existe un modelo MLR específico para la Amazonía noroccidental peruana (NWPA) que incorpore los índices de El Niño central y del este. En consecuencia, el estudio de Sulca et al. (2024), cuyos resultados son resumidos en el presente artículo, aborda la variabilidad interanual de las lluvias en la NWPA y desarrolla un modelo estadístico capaz de pronosticarlas con varios meses de anticipación.

2. Datos y métodos

Este estudio investiga la variabilidad interanual de las precipitaciones en la Amazonía noroccidental peruana (NWP, por sus siglas en inglés) durante las temporadas de enero-febrero-marzo (EFM) y septiembre-octubre-noviembre (SON). Para ello, se definió un índice de precipitación específico (precipitación promedio) para la NWP (78.4-75.8° O; 7.9-5.4° S), denominado RT. Además, se identificaron tres regiones: dos de baja altitud, R1 (77.2-75.8° O; 6.4-6° S) y R2 (77-75.8° O; 8-6.4° S), y una de tierras altas, R3 (78.4-77.7° O; 6.6-5.4° S). Para este análisis, se usaron datos de precipitación mensual provenientes de la red de pluviómetros del SENAMHI del periodo 1981-2018 (Aybar et al., 2019).

En este estudio, cuantificamos el desplazamiento meridional en la ITCZ del Pacífico oriental utilizando el índice de la zona de convergencia intertropical del Pacífico oriental (ITCZe) propuesto por Huaman y Schumacher (2018). El índice ITCZe se calculó como el segundo componente principal rotado de las anomalías de precipitación mensual sobre el Pacífico oriental (131.25-88.75° O; 18° S-18.75° N). Los datos grillados de la precipitación mensual sobre el océano Pacífico oriental, con una resolución de 2.5°, se obtuvieron del conjunto de datos del análisis combinado de precipitación (CMAP, por sus siglas en inglés) del Centro de Predicción Climática (Xie et al., 1997).

Para evaluar la influencia del sistema de monzón sudamericano (SAMS, por sus siglas en inglés) en la precipitación de la NWP, se utilizó el índice SAMSi. Este índice se calcula como la primera componente principal rotada de las anomalías mensuales de OLR (Liebmann y Smith, 1996) sobre el este de Brasil (65-30° O, 40-0° S). El cálculo se realizó utilizando datos del Laboratorio de Ciencias Físicas de la NOAA, con una resolución espacial de 2.5°, para el periodo de 1981 a 2018 (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.olrcdr.interp.html>).

La relación lineal entre la precipitación en el NWP y el océano Atlántico se cuantificó utilizando varios índices de temperatura sobre el nivel del mar (TSM) en el Atlántico, incluyendo las anomalías estandarizadas promedio de la TSM en la región tropical del Atlántico sur (tSATL; 34.5° O-9.5° E; 23.5° S-0.5° N), la región tropical del Atlántico norte (tNATL; 46.5-15.5° O; 1-23° N) y la región extratropical del Atlántico norte

(eNATL; 46.5-15.5° O; 25-70° N) (An et al., 2021).

El estudio aplicó la técnica de ondeletas continuas de Morlet (CWT, por sus siglas en inglés; Grinsted et al., 2004; Liu et al., 2007) para identificar los modos de oscilación dominantes en las series temporales de anomalías mensuales de precipitación en las regiones R1, R2 y R3, entre 1981 y 2018.

Para explorar los patrones de circulación atmosférica regional asociados con las precipitaciones en EFM y SON en la NWP, se realizó un análisis de regresión lineal utilizando series de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación de EFM y SON para R1, R2 y R3. Este análisis examinó las anomalías de transporte de humedad integrado verticalmente (VIHT, por sus siglas en inglés), la divergencia (DIV) y los perfiles verticales de viento zonal, la humedad específica y el viento vertical a 6° S en todos los niveles troposféricos durante los periodos EFM y SON (1981-2018). Los datos fueron obtenidos del conjunto de reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020), con una resolución espacial de 31 km. La significancia estadística de los patrones atmosféricos se determinó mediante una prueba *t-Student* con un nivel de confianza del 95 % (Wilks, 2011).

Finalmente, se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) basado en el método de ponderación iterada de mínimos cuadrados iterados (Beaton y Tukey, 1974) para predecir la precipitación en la NWP para las temporadas EFM y SON.

$$Y(t) = a_n X(t) + b + \epsilon \dots (1)$$

En la ecuación 1, $Y(t)$ denota la variable predicha (objetivo) que varía con el tiempo t , mientras que $X(t)$ denota la matriz predictora. Los parámetros a_n y b corresponden a los coeficientes de regresión y la intersección del modelo MLR, respectivamente, obtenidos mediante regresión de mínimos cuadrados. El término de error (ϵ) se estima minimizando la diferencia entre los valores estimados y observados.

Se seleccionaron como predictores los índices climáticos con correlaciones significativas con la precipitación en la NWP en EFM y SON, incluyendo los índices E, C, ITCZe, SAMSi, tSATL, tNATL y eNATL. El modelo MLR fue construido con datos del periodo 1981-2006 y validado con datos del periodo 2007-2018.

3. Resultados y discusión

3.1 Climatología de las precipitaciones en el noroeste de la Amazonía peruana

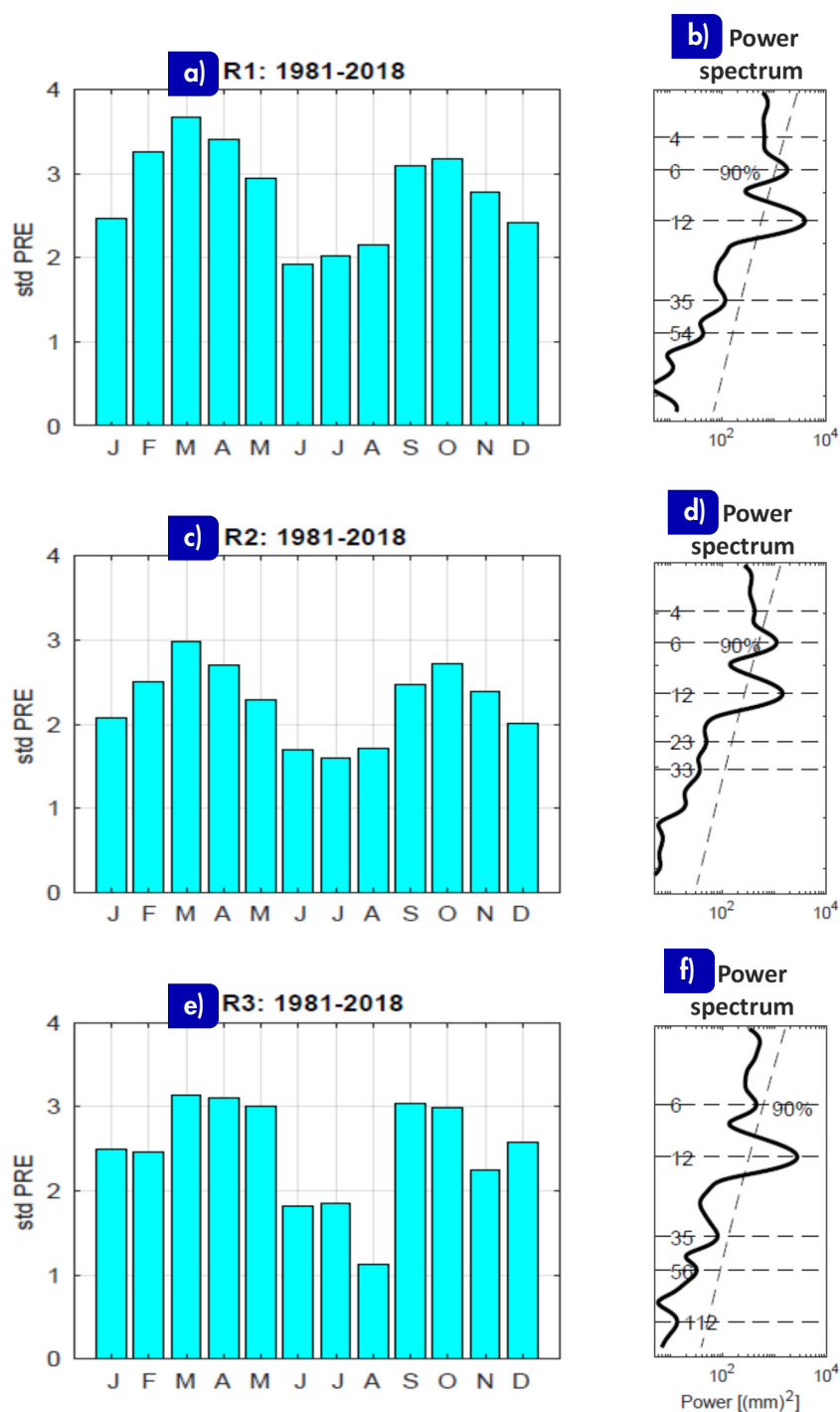


Figura 2. Climatología de la precipitación mensual estandarizada para (a) la región R1, (c) la región R2 y (e) la región R3. Perfil del espectro de potencia de las anomalías mensuales estandarizadas de la precipitación para (b) la región R1, (d) la región R2 y (f) la región R3. El análisis se basa en el periodo 1981-2018. Adaptado de Sulca et al. (2024).

La Figura 2 muestra los patrones bimodales y unimodales de la precipitación en las tres regiones específicas dentro de la NWPA: R1, R2 y R3. En las regiones de tierras bajas, R1 y R2, el ciclo de precipitación sigue un patrón bimodal, con picos en marzo y octubre, y una estación seca entre julio y agosto (Figura 2a, c). Este comportamiento es consistente con investigaciones previas en la

Amazonía noroccidental basadas en datos de TRMM (Ampuero et al., 2020). Los espectros de potencia en estas regiones muestran picos estadísticamente significativos en intervalos de 6 y 12 meses, siendo la señal anual la influencia dominante en el ciclo estacional (Figuras 2b, d).

En contraste, la precipitación en la región de tierras altas, R3, sigue un patrón unimodal (Figura 2e), con un único pico en marzo y un periodo seco de junio a agosto. Cabe destacar que, aunque la temporada más húmeda en R3 ocurre en marzo, los niveles de precipitación son más bajos en comparación con la región R1. El espectro de potencia en esta región presenta un pico estadísticamente significativo a 12 meses, lo que confirma la dominancia de la señal anual en el ciclo estacional (Figura 2f).

3.2 Dinámica atmosférica de la precipitación en la NWPA durante las estaciones de verano y primavera

En las temporadas de enero-febrero-marzo (EFM) más lluviosas, las regiones R1 y R2 (en las tierras bajas de la NWPA) muestran anomalías significativas de convergencia y movimiento ascendente, lo que indica una acumulación de humedad que favorece el aumento de precipitaciones (Figuras 3a, c). Por el contrario, la región R3, ubicada en las tierras altas, muestra anomalías significativas de convergencia (Figura 3e), acompañadas de movimiento ascendente y humedad específica positiva en todos los niveles de la tropósfera al oeste de 80° O (Figura 4e). Estos patrones atmosféricos están asociados con anomalías del oeste de VIHT sobre R3, originadas por una anomalía de circulación vertical cerrada en sentido antihorario sobre el Pacífico ecuatorial. Es probable que esta anomalía está relacionada con un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) del Pacífico oriental, lo que aumenta la inestabilidad y las precipitaciones en las áreas montañosas (Segura et al., 2019).

Además, durante EFM, se observaron anomalías de VIHT del sureste en todas las regiones a lo largo de los Andes orientales, lo cual indica la fase inactiva del sistema de monzón de América del Sur (Jones & Carvalho, 2002). En R1 y R2, estas anomalías se originaron en el Atlántico sur y se desplazaron hacia el norte a través de la cuenca amazónica hasta alcanzar

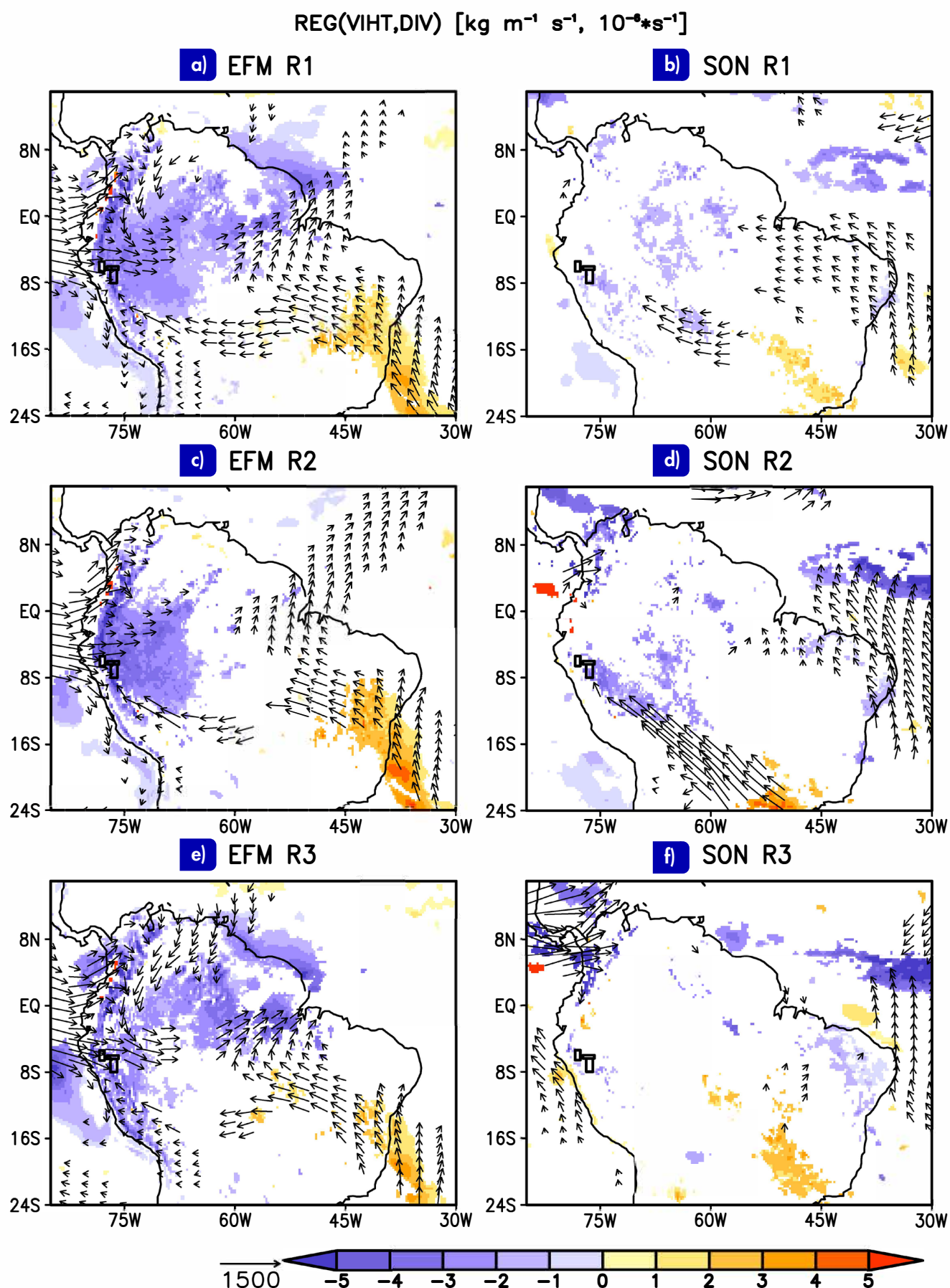


Figura 3. Patrones de regresión de las anomalías de transporte de humedad integrada verticalmente (kg m s^{-1}) y divergencia (10^{-6}s^{-1}) sobre Sudamérica tropical para la estación de verano (enero, febrero y marzo; EFM), en (a) la región R1, (c) la región R2 y (e) la región R3. Los vectores negros y las regiones sombreadas son anomalías estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. (b), (d) y (f) son iguales a (a), (c) y (e), excepto que cubren la temporada de primavera (septiembre, octubre y noviembre; SON). Los rectángulos negros representan la ubicación de las tres regiones ubicadas dentro de la Amazonía peruana noroccidental (NWP). El análisis se basa en el periodo 1981-2018. Adaptado de Sulca et al. (2024).

el ecuador. En contraste, en R3, las anomalías de VIHT del sureste quedaron restringidas a los Andes del sur de Perú. Estos resultados sugieren que las temporadas más lluviosas en R1, R2 y R3 podrían ser impulsadas por el transporte de humedad desde el Pacífico oriental, aspecto que se favorece por el

desplazamiento hacia el sur de la ITCZ. Este mecanismo de transporte de humedad del oeste es consistente con estudios previos que asocian las temporadas más húmedas en los Andes ecuatoriales al flujo de humedad desde el Pacífico (Segura et al., 2019), lo que genera una mayor inestabilidad en la NWP.

Durante la temporada de septiembre-octubre-noviembre (SON), los patrones de circulación atmosférica presentan diferencias notables. Las regiones R1 y R3 no exhibieron anomalías significativas de convergencia ni de VIHT sobre la NwPA (Figura 3b y f), lo que sugiere que las precipitaciones en estas regiones (R1 y R3) durante SON están más influenciadas por cambios en los procesos de nivel bajo en lugar de variaciones en la circulación atmosférica en niveles superiores. Según Ampuero et al. (2020), una parte de la precipitación local en la NwPA puede atribuirse al transporte de humedad desde la Amazonía ecuatorial, la Amazonía colombiana y Venezuela.

En contraste, durante las temporadas más húmedas de SON, la región R2 exhibió anomalías de convergencia ligeramente significativas, exclusivamente sobre la

NwPA (Figura 3d), además de anomalías significativas de VIHT del sureste a lo largo de la vertiente oriental de la cordillera de los Andes. Sin embargo, estas anomalías no se extendieron a la NwPA.

Estos hallazgos evidencian que las temporadas más húmedas en SON en las tierras bajas del noroeste de Perú (región R2) están asociadas con la propagación de masas de aire frío y seco provenientes del océano Atlántico sur. Este mecanismo concuerda con la ausencia de anomalías notables en términos de movimiento vertical y humedad específica a 6° S (Figura 4d). De acuerdo con estos resultados, los factores locales desempeñan un papel más importante en las tierras altas de la cuenca amazónica peruana noroccidental, mientras que la circulación atmosférica regional es más relevante en las regiones de tierras bajas de la misma cuenca.

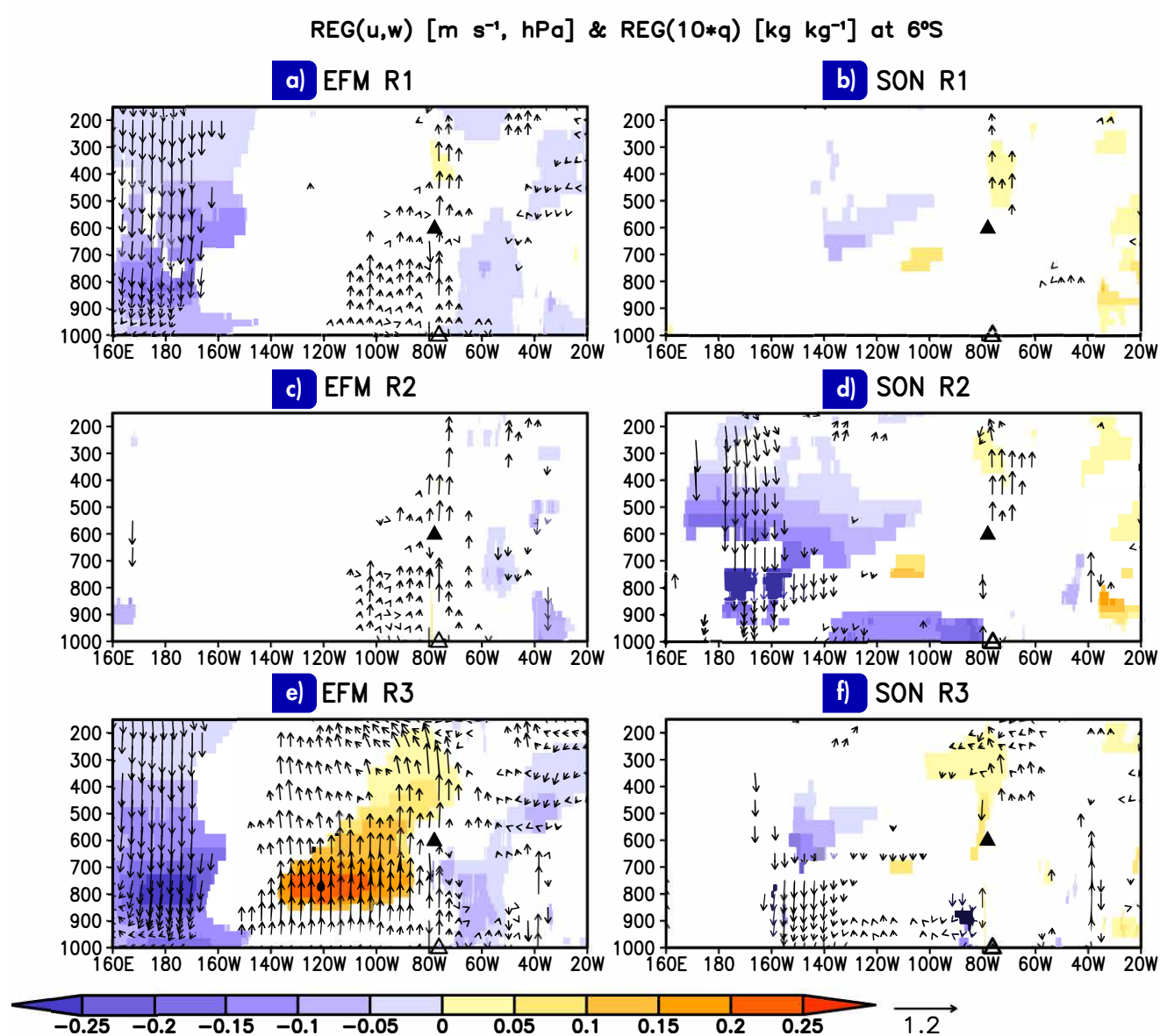


Figura 4. Los patrones de regresión de las anomalías de movimiento vertical (u ; [$m\ s^{-1},\ hPa\ s^{-1}$]) y humedad específica (q , $kg\ kg^{-1}$) a 6° S para la estación de verano (enero, febrero y marzo; EFM) en (a), la región R1, (b) la región R2 y (c) la región R3. (b), (d) y (f) son los mismos que (a), (c) y (e), excepto que cubren la temporada de primavera (septiembre, octubre y noviembre; SON). Las líneas de corriente negras y las regiones sombreadas son anomalías estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. El triángulo negro indica la ubicación de las tierras altas de la Amazonía peruana noroccidental (NwPA) (región R3). Las anomalías de humedad específicas se reescalaron por un factor de 10. El triángulo abierto indica la ubicación de las tierras bajas de la NwPA (regiones R1 y R2). El análisis se basa en el periodo 1981-2018. Adaptado de Sulca et al. (2024).

3.3 Un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) para la predicción de las lluvias de NWPA

• Validación y limitaciones del modelo MLR

Para las lluvias de verano de la región R1, el modelo MLR incorpora coeficientes de regresión negativos de los índices El Niño central (C), el sistema de monzón sudamericano (SAMSi) y el Atlántico norte tropical (tNATL) (Tabla 1). Sin embargo, el modelo MLR presenta limitaciones, ya que tiende a subestimar las temporadas de EFM extremadamente húmedas (1999, 2015 y 2017) y a sobrestimar las temporadas de EFM extremadamente secas (1994, 1995, 2004 y 2007) (Figura 5a). Estas discrepancias sugieren que otros factores remotos y locales contribuyen a la variabilidad de la precipitación.

Por ejemplo, la baja correlación y consecuente exclusión del índice E en el modelo impide capturar los posibles efectos de las anomalías cálidas de la TSM en la circulación atmosférica de Sudamérica, particularmente en 2015. Además, la incapacidad del modelo MLR para representar la influencia de la oscilación Madden-Julian (MJO) en 2017 da lugar a subestimaciones en la intensidad de las precipitaciones. En efecto, Peng et al. (2019) identificaron dos episodios activos de la MJO durante la temporada EFM de 2017, lo que sugiere que la MJO amplifica las anomalías húmedas en toda la NWPA a través de la intensificación de la convección profunda en la NWPA y el resto de la cuenca amazónica (Mayta et al., 2019; Fernandes y Grimm, 2023). Una descripción detallada del efecto amplificador de la MJO en la precipitación de verano en el noroeste de la Amazonía peruana está fuera del alcance de este estudio.

En R2, el modelo MLT utiliza los índices SAMSi y tNATL como predictores (Tabla 1), y muestra que las anomalías de la TSM en el Atlántico norte tropical tienen una influencia más fuerte en la precipitación en la NWPA que la TSM del Pacífico ecuatorial. Si bien el modelo MLR para R2 reproduce la variabilidad de la precipitación en EFM, no logra estimar con precisión la intensidad de las temporadas de EFM en 1993 y 2017 (Figura 5b). Esto se debe, por ejemplo, a la convergencia de anomalías cálidas de la TSM en el Pacífico y el Atlántico sur en 1993, y a las condiciones atmosféricas a gran escala inducidas por el MJO en

2017 que no fueron consideradas. Estas limitaciones llevaron a subestimaciones en el modelo, lo que destaca su dificultad para representar mecanismos adicionales de precipitación a gran escala que influyen en estaciones lluviosas extremas en R2.

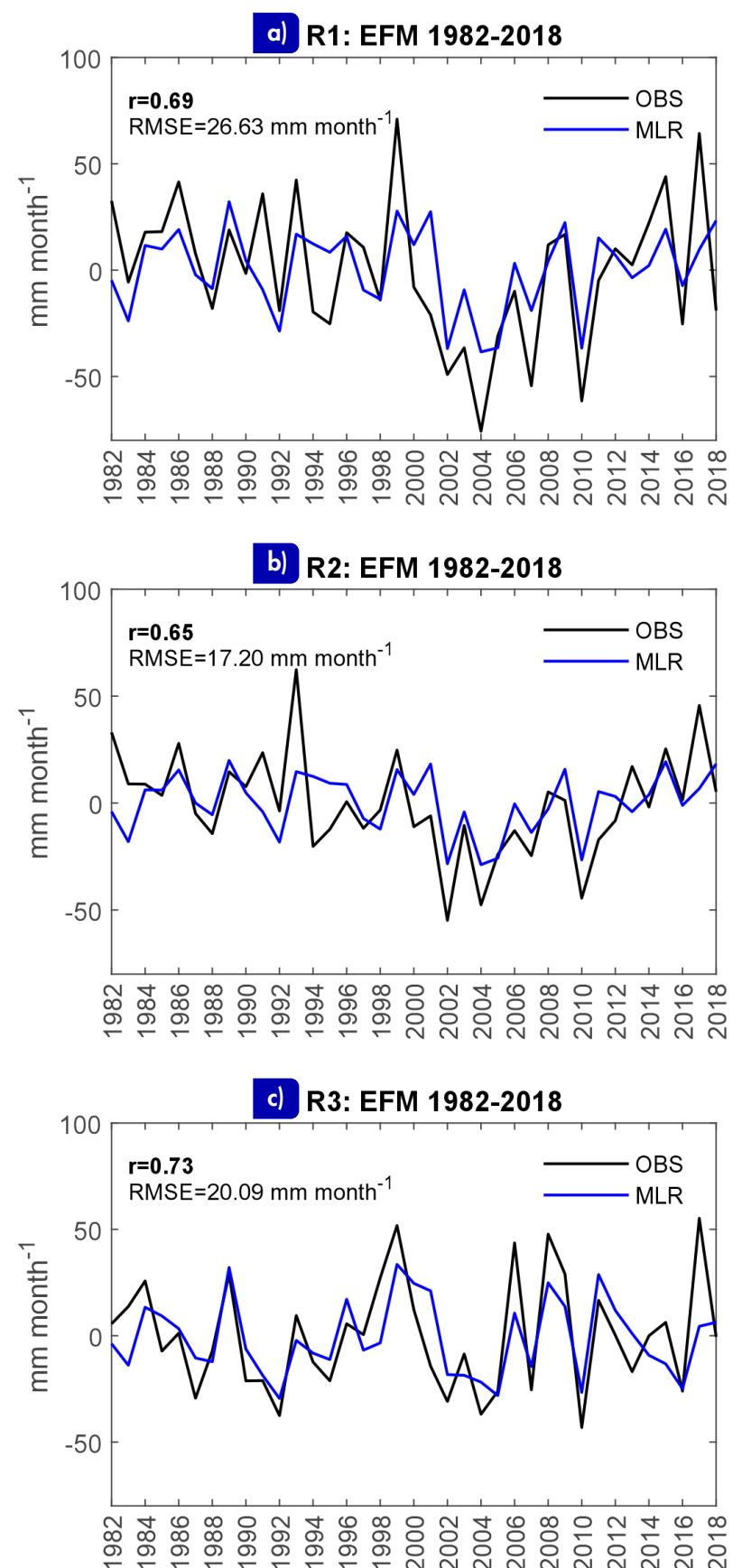


Figura 5. Coeficientes de la correlación de Pearson entre las series temporales observadas (línea negra) y estimadas (línea azul) de las anomalías de lluvia de EFM del modelo MLR en (a) la región R1, (b) la región R2 y (c) la región R3. Los números en negrita representan coeficientes de correlación significativos con un nivel de confianza del 95%. El periodo de validación del modelo MLR es 2007-2018. Adaptado de Sulca et al. (2024).

Tabla 1. Ecuaciones de modelo de regresión lineal múltiple (MLR) para estimar las anomalías de precipitación del EFM de las tres regiones (R1, R2 y R3) dentro de la Amazonía peruana noroccidental (NWPA). Coeficientes de correlación de Pearson entre las series de tiempo observadas y estimadas de anomalías de precipitación del EFM de las tres regiones de la NWPA (R1, R2 y R3). Los coeficientes de correlación significativos, al 95 % de nivel de confianza, se muestran en negrita. Los números entre paréntesis representan la desviación cuadrática media (RMSE; en mm mes⁻¹). Adaptado de Sulca et al. (2014).

Región	Ecuación MLR	r (EFM _{OBS} , EFM _{MLR})/RMSE (mm mes ⁻¹)	OND lead	SON lead	ASO lead
R1	0.44-3.54*C-31.81*SAMSi-13.35*tNATL	0.69 (26.63)	0.47	0.46	0.54
R2	0.10-23.91*SAMSi-11.92*tNATL	0.65 (17.20)	0.32	0.27	0.47
R3	-1.24-12.99*C-14.66*SAMSi	0.73 (20.09)	0.79	0.73	0.72

Para R3, el modelo MLR toma los índices C y SAMSi como predictores (Tabla 1). Sin embargo, no captura con precisión la intensidad de las temporadas de EFM más húmedas, especialmente en 2017 (Figura 5c). Los efectos orográficos a lo largo de los Andes orientales peruanos son factores críticos que gatillan la precipitación, ya que los sistemas convectivos contribuyen sustancialmente al total de las lluvias diarias. Por ejemplo, la arquitectura del modelo MLR no considera un índice para el efecto amplificador de la MJO en la precipitación, lo que limita su capacidad para predecir estaciones lluviosas extremas. En 2017, la presencia de un Niño Costero, junto con aumentos de humedad inducidos por el MJO, generaron lluvias orográficas intensas, un escenario que el modelo MLR no pudo estimar adecuadamente.

• Habilidad del modelo MLR

La Tabla 1 indica que los predictores para las regiones R1 y R2 carecen de habilidad para predecir anomalías de precipitación en EFM a plazos largos (OND, SON y ASO), como lo muestran las correlaciones no significativas por debajo de 0.6. En contraste, los predictores para la región R3 muestran una mayor habilidad predictiva, con correlaciones que oscilan entre 0.69 y 0.73. Esto sugiere que el modelo MLR tiene limitaciones para predecir la precipitación en R1 y R2, lo cual podría deberse a los mecanismos locales de lluvias y explicaría los coeficientes de regresión no significativos del índice tNATL, con las anomalías de altura geopotencial a 850 hPa sobre la NWPA durante SON (no mostrado).

Los resultados también revelan que la precipitación en las tierras altas de la NWPA está predominantemente influenciada por la variabilidad del Pacífico, mientras que en las tierras bajas de la NWPA está afectada por una combinación de la variabilidad del Pacífico, el monzón sudamericano (SAMS) y la cuenca del Atlántico. Estos hallazgos están alineados con estudios previos, como los de Vuille et al. (2000b) y Segura et al. (2019), que identificaron que la precipitación en la vertiente occidental de los Andes está influenciada por anomalías de la TSM en el Pacífico, mientras que la precipitación en la vertiente oriental se ve afectada tanto por la variabilidad del Pacífico como del Atlántico. En consecuencia, la capacidad predictiva del modelo MLR es limitada en las áreas de tierras bajas de la NWPA debido a su sensibilidad a múltiples predictores, lo que reduce su confiabilidad para predicciones precisas de precipitaciones en estas regiones.

4. Trabajo futuro

En resumen, el modelo MLR para la región R3 es único en su capacidad de proporcionar predicciones con anticipación estacional para periodos de anticipación largos (OND, SON y ASO). Sin embargo, la rama descendente de la convección a gran escala, inducida por anomalías cálidas de la TSM sobre la costa este del océano Pacífico, causa anomalías secas en áreas de tierras bajas (R1 y R2), lo que reduce la predictibilidad del modelo MLR en estas regiones. A pesar de estas limitaciones, el modelo MLR puede ser útil para predecir eventos extremos, como sequías e inundaciones, que

pueden afectar significativamente el ciclo hidrológico y la producción de café en la NWPA.

Al utilizar predictores de gran escala, el modelo MLR puede proporcionar información valiosa para mitigar y prevenir los posibles impactos relacionados con eventos de precipitaciones intensas, inundaciones o deslizamientos de tierra. Por ello, se recomienda estudiar los procesos físicos de convección profunda local, su relación con los cambios en la circulación atmosférica regional y los procesos de interacción atmósfera-superficie para mejorar la arquitectura actual del modelo MLR.

Este enfoque no solo permitirá una mejor interpretación de las proyecciones futuras de las lluvias en la Amazonía peruana noroccidental bajo los distintos escenarios climáticos de la fase 6 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6), sino también de las proyecciones de modelos regionales que aplican la técnica de *downscaling* dinámico.

Referencias

- Ampuero, A. (2016). Fuentes de humedad y circulación atmosférica evidenciadas a través de los indicadores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) en las precipitaciones de la cuenca del Alto Mayo. En Instituto Geofísico del Perú (Ed.), *Compendio de Investigaciones Geofísicas: trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2016*, 17, 48-53. <http://hdl.handle.net/20.500.12816/762>
- Ampuero, A., Strikis, 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), e2019JD031445. <https://doi.org/10.1029/2019JD031445>
- An, X., Wu, B., Zhou, T., & Liu, B. (2021). Atlantic multidecadal oscillation drives interdecadal Pacific variability via tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 34(13), 5543–5553. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0983.1>
- Anselmo, E. M., Schumacher, C., & Machado, L. A. T. (2020). The Amazonian low-level jet and its connection to convective cloud propagation and evolution. *Monthly Weather Review*, 148(10), 4083–4099. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0414.1>
- Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R. V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., & Santini, W. (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>
- Aybar, C., Fernández, C., Huerta, A., Lavado, W., Vega, F., & Felipe-Obando, O. (2019). Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*, 65(5), 770–785. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1649411>
- Beaton, R. H., & Tukey, J. W. (1974). The fitting of power series, meaning polynomials, illustrated on band-spectroscopic data. *Technometrics*, 16(2), 147–185. <https://doi.org/10.1080/00401706.1974.10489171>
- Chatterjee, S., & Hadi, A. S. (1986). Influential observations, high leverage points, and outliers in linear regression. *Statistical Science*, 1(3), 379–393. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013622>
- Centro de Estudios y Promoción del Desarrollo - [DESCO]. (2012). *Producción de café especiales: Manual técnico*. https://www.desco.org.pe/recursos/site/files/1015/manual%20cafe_selva_VF.pdf
- Dirección Regional Agraria San Martín -[DRASM]. (2011). *Plan estratégico regional agrario de la región San Martín*. Ministerio de Agricultura y Riego del Perú. https://www.midagri.gob.pe/portal/download/pdf/especiales/bioenergia/san_martin/diagnostico_regional_agroindustrial_san_martin.pdf
- Dirección Regional de Agricultura Amazonas - [DRAA]. (2011). *Plan estratégico regional agrario de la región Amazonas*. <http://www.regionamazonas.gob.pe/docs/portal/contenidos/2/060720171242302100049804.pdf>
- Fernandes, L. G., & Grimm, A. M. (2023). ENSO modulation of the global MJO and its impacts on South America. *Journal of Climate*, 36(22), 7715–7738. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0781.1>
- Garreaud, R. D., & Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14(12), 2779–2789. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3c2779:IRVOTS%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3c2779:IRVOTS%3e2.0.CO;2)
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5), 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Hersbach, H., B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Huaman, L., & Schumacher, C. (2018). Assessing the vertical latent structure of the east Pacific ITCZ using the CloudSat CPR and TRMM PR. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0590.1>
- Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Alves, L. M., Sulca, J. C., Takahashi, K., Ferrett, S., & Collins, M. (2019). The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6453>

- Jones, C. & Carvalho, L. M. V. (2002). Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate*, 15(8), 905–914. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2)
- Lavado-Casimiro, W., & Espinoza, J. C. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2), 171–182. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000200003>
- Liebmann, B., & Smith, C. A. (1996). Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6), 1275–1277. <http://www.jstor.org/stable/26233278>
- Liu, Y., Liang, X. S., & Weisberg, R. H. (2007). Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(12), 2093–2102. <https://doi.org/10.1175/2007JTECHO511.1>
- Martinez, J. A., Arias, P. A., Junquas, C., Espinoza, J. C., Condom, T., Dominguez, F., & Morales, J. S. (2022). The Orinoco low-level jet and the cross-equatorial moisture transport over tropical South America: Lessons from seasonal WRF simulations. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 127(3). <https://doi.org/10.1029/2021JD035603>
- Mayta, V. C., Ambrizzi, T., Espinoza, J. C., & Silva Días, P. L. (2019). The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *International Journal of Climatology*, 39(1), 343–360. <https://doi.org/10.1002/joc.5810>
- Ministerio de Agricultura del Perú [MINAGRI]. (2020). *Perfil productivo y competitivo de los principales cultivos del sector, Peru*. <https://app.powerbi.com/view?r=eyJrljoiMDNmYzU1Y2ItM2I1Ny00Y2E5LWEzOGMtM2Y4Y2VmNmZiNWQzIiwidCI6IjNmMmVjNzcxLWxYjEtNDEzYy05ZmY5LTRjOWY3M-DAlOWYxOCJ9>
- Peng, Q., Xie, S.-P., Wang, D., Zheng, X.-T., & Zhang, H. (2019). Coupled ocean-atmosphere dynamics of the 2017 extreme coastal El Niño. *Nature Communications*, 10(1), 298–298. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08258-8>
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., & Lavado, W. (2018). 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*, 38(1), 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>
- Sulca, J. (2021). Evidence of nonlinear Walker circulation feedbacks on extreme El Niño Pacific diversity: Observations and CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, 41(5), 2934–2961. <https://doi.org/10.1002/joc.6998>
- Sulca, J., Vuille, M., & Dong, B. (2022). Interdecadal variability of the austral summer precipitation over the Central Andes. *Frontiers in Earth Science*, 10, 954954. <https://doi.org/10.3389/fear.2022.954954>
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J. C., Tacza, J., Zubieta, R., Mosquera, K., & Apaestegui, J. (2024). A multiple linear regression model for the prediction of summer rainfall in the northwestern Peruvian Amazon using large-scale indices. *Climate Dynamics*, 62(5), 4431–4451. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-07044-7>
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño. *Annales Geophysicae*, 22(11), 3917–3926. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3917-2004>
- Takahashi, K., & Dewitte, B. (2016). Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*, 46(5–6), 1627–1645. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10). <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>
- Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(14), 1579–1600.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000a). Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13(14), 2520–2535. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2520>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2520>2.0.CO;2)
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000b). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, 105(D10), 12447–12460. <https://doi.org/10.1029/2000JD900134>
- Vuille, M., & Keimig, F. (2004). Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17(17), 3334–3348.
- Wang, H., & Fu, R. (2002). Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. *Journal of Climate*, 15(13), 1591–1608. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1591>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1591>2.0.CO;2)
- Wilks, S. D. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (3rd ed.). International Geophysics Series, Vol. 100, Academic Press.
- Xie, P., & Arkin, P. A. (1997). Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American meteorological society*, 78(11), 2539–2558.
- Yoon, J. H., & Zeng, N. (2010). An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34(2–3). <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>