



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



IGP

Instituto
Geofísico
del Perú



BOLETÍN CIENTÍFICO

EL NIÑO

Vol. 10 n.º 02 febrero 2023

PROGRAMA PRESUPUESTAL n.º 068

«Reducción de la vulnerabilidad y
atención de emergencias por desastres»

En este boletín ◆◆◆

4

pág.

Variabilidad decenal de las lluvias
de los Andes centrales en el último siglo

11

pág.

Simulaciones de la precipitación de verano
por Modelos Climáticos Regionales de CORDEX
en la zona de transición Andes-Amazonía

16

pág.

Resumen del informe técnico de El Niño

17

pág.

Resumen del comunicado ENFEN



BICENTENARIO
DEL PERÚ
2021 - 2024

CRÉDITOS

Albina Ruiz Ríos
Ministra del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú:

Hernando Tavera Huarache
Presidente Ejecutivo

Edmundo Norabuena Ortiz
Director Científico

Ken Takahashi Guevara
Director de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera

Antonella Condorena Franco
Jefatura de la Unidad Funcional de Comunicaciones

Ivonne Katherine Montes Torres
Ken Takahashi Guevara
Jorge Andrés Concha Calle
Editores

Jorge Andrés Concha Calle
Diseño y diagramación

Carátula: Precipitaciones en los Andes centrales
Foto: Jorge Andrés Concha Calle

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, marzo de 2023

Puedes acceder a la colección completa
de los boletines científicos El Niño
escaneando el siguiente código QR.



INTRODUCCIÓN

El Programa Presupuestal por Resultados (PPR) es una estrategia de gestión pública que vincula la asignación de recursos a productos y resultados medibles a favor de la población. Dichos resultados se vienen implementando progresivamente a través de los programas presupuestales, las acciones de seguimiento del desempeño sobre la base de indicadores, las evaluaciones y los incentivos a la gestión, entre otros instrumentos que determina el Ministerio de Economía y Finanzas (MEF), a través de la Dirección General de Presupuesto Público, en colaboración con las demás entidades del Estado.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) viene participando en el Programa Presupuestal por Resultados 068: "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres". A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes de la Comisión Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) participan en este PPR con el producto denominado "Estudios para la estimación del riesgo de desastres", el cual consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural océano-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permita la toma de decisiones a autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño", la cual incluye la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos de pronóstico, así como el desarrollo de estudios científicos que fortalecerán en forma continua la capacidad para este fin.

El presente boletín tiene como objetivo difundir conocimientos y avances científicos, además de noticias relacionadas, con la finalidad de mantener informados a los usuarios y proporcionarles las herramientas para un uso óptimo de la información presentada. Asimismo, comparte una versión resumida del Informe Técnico que el IGP elabora mensualmente para cumplir con los compromisos asumidos en el marco del PPR 068. Dicho Informe contiene información actualizada operativamente y proporcionada por el IGP como insumo para que el ENFEN genere en forma colegiada la evaluación final que será entregada a los usuarios. Se advierte que, en caso de discrepancias, el Informe Técnico del ENFEN prevalecerá.

Los resultados de esta actividad están disponibles en https://bit.ly/IGP-SCAH-informes_tecnicos

VARIABILIDAD DECENAL DE LAS LLUVIAS DE LOS ANDES CENTRALES EN EL ÚLTIMO SIGLO

Juan Sulca¹, Ken Takahashi¹, José Tacza^{2,3,4},
Jhan-Carlo Espinoza⁵, Bo Dong⁶

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

³ Center of Radio Astronomy and Astrophysics Mackenzie, Engineering School, Mackenzie Presbyteria, University, São Paulo, Brazil

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

⁵ Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), Grenoble, France

⁶ National Centre for Earth Observation, Department of Meteorology, University of Reading, Reading, UK



Juan Sulca es máster en Ciencias de la University at Albany-SUNY (New York, EE. UU.) y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Perú). Actualmente es investigador asociado en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). 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: océano Atlántico, ENOS central y oriental, Andes centrales, variabilidad decenal, modelo de regresión lineal múltiple

Citar como Sulca, J., Takahashi, K., Tacza, J., Espinoza, J. & Dong., B. (2023). Variabilidad decenal de las lluvias de los Andes centrales en el último siglo. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 10 n.º 02, págs. 4-10.

Resumen

Se investiga la variabilidad decenal de la precipitación de los Andes centrales (10-30° S, AC) durante el verano entre 1921 y 2010 mediante la aplicación de un filtro pasabanda para retener dicha variabilidad en las series mensuales de diversos índices climáticos predictores del Pacífico central y oriental de El Niño-Oscilación del Sur (C y E), los índices de la temperatura superficial del mar (TSM) del Atlántico y el reanálisis ERA-20C. Con estos se construye un modelo de regresión lineal múltiple (MRL, por sus siglas en inglés) para predecir la variabilidad de las lluvias en los Andes centrales basado en el análisis decenal de función ortogonal empírica rotada (REOF, por sus siglas en inglés). El primer modo REOF de

precipitación (RPC1) representa el 38.2 % de la varianza decenal total, mientras que RPC2, RCP3 y RPC4 representan el 17.4 %, 12.7 % y 9.7 %, respectivamente. El RPC1 presenta las señales más altas sobre la mayor parte de los AC. RPC2 presenta un dipolo de señales positivas sobre el extremo sur del Altiplano boliviano y las señales negativas sobre los Andes argentinos noroccidentales. En contraste, RPC3 presenta las señales más altas sobre el Altiplano boliviano central-oriental y los Andes argentinos noroccidentales. RPC4 presenta las señales más altas sobre los Andes del sur de Bolivia. Los veranos húmedos de RPC1 están asociados con el transporte de humedad proveniente de la Amazonia, que se debe al fortalecimiento del sistema Alta de Bolivia-Baja del Noreste sobre América del Sur en los niveles

troposféricos altos (200 hPa). El MRL revela que la variabilidad decenal del Pacífico central y oriental (PC y PE) y del océano Atlántico son buenos predictores del primer modo de la componente decenal de la precipitación de verano de los Andes centrales (RPC1).

1. Introducción

El sistema monzónico de América del Sur (SAMS, por sus siglas en inglés) es el principal del hemisferio sur (Zhou y Lau, 1998) que determina el régimen de las precipitaciones en Sudamérica. El SAMS tiene un ciclo anual bien definido que inicia en octubre, le sigue una fase de madurez entre diciembre y febrero y un decaimiento en abril (p. ej., Marengo et al., 2001; Raia y Cavalcanti, 2008; Garreaud et al., 2009; Marengo et al., 2012). Durante el verano (diciembre-febrero, DEF), la precipitación cae principalmente sobre la parte centro-sur de la Amazonía. En la tropósfera alta, a 200 hPa, el sistema Alta de Bolivia-Baja del Nordeste (AB-BN) sobre América del Sur es la principal característica (Chen et al., 1999). Chen et al. (1999) muestran que el calor latente liberado durante la convección sobre la cuenca del Amazonas determina la estructura fundamental del sistema AB-BN. El sistema AB-BN desaparece durante el invierno una vez que se establece el flujo zonal del oeste en los niveles superiores sobre América del Sur.

Varios estudios muestran que el El Niño-Oscilación Sur (ENOS), fenómeno de gran escala del tipo interacción océano-atmósfera que se origina en la cuenca del Pacífico, es el principal modulador de la variabilidad interanual de las lluvias y temperaturas del globo. Para los Andes centrales, el ENOS modula la precipitación de verano (Garreaud, 1999; Vuille, 1999; Garreaud et al., 2003; Vuille y Keimig, 2004; Seiler et al., 2013; Vicente-Serrano et al., 2014; Canedo-Rosso et al., 2019; Vera et al., 2019), también conocida como estival. Por ejemplo, Seiler et al. (2013) encuentran que El Niño reduce la precipitación estival en el Altiplano boliviano, mientras que La Niña favorece un ligero aumento de la precipitación. El Niño debilita el flujo del este en los niveles superiores sobre los Andes centrales, mientras que ocurre lo contrario durante La Niña en verano (Garreaud, 1999; Vuille, 1999; Garreaud y Aceituno, 2001).

Diversas investigaciones han demostrado la necesidad

de dos índices independientes para describir el comportamiento no lineal de El Niño (Takahashi et al., 2011; Capotondi et al., 2015). Actualmente, el ENOS puede describirse a través de los índices ENOS del Pacífico central y oriental (Pacífico central [PC] y Pacífico oriental [PE], respectivamente, (Takahashi et al., 2011). Estudios recientes muestran también que la diversidad del ENOS causa diferentes patrones de precipitación sobre los Andes peruanos durante el verano (Lavado-Casimiro y Espinoza, 2014; Sulca et al., 2018). Sulca et al. (2018) encontraron que El Niño central reduce la precipitación durante el verano sobre los Andes tropicales desde los Andes del norte de Chile hasta los Andes del sur de Colombia, mientras que El Niño del este induce anomalías secas significativas sobre el altiplano peruano y anomalías húmedas significativas entre la costa norte peruana y costa sur ecuatoriana.

Se han realizado pocos estudios sobre la componente decenal de la precipitación sobre los Andes centrales y su relación con la variabilidad decenal de las anomalías de la TSM sobre los océanos Pacífico tropical y Atlántico norte durante DEF (Segura et al., 2016; Canedo-Rosso et al., 2019). En particular, Canedo-Rosso et al. (2019) encontraron que el Modo Meridional del Atlántico (AMM, por sus siglas en inglés) presenta una relación lineal negativa con la precipitación de verano registrada en varias estaciones pluviométricas localizadas dentro del Altiplano boliviano en la banda de 10 a 13 años. Las fases positivas de AMM inducen el desplazamiento hacia el norte de la zona de convergencia intertropical del Atlántico debilitando el flujo de humedad desde la cuenca amazónica hacia el Altiplano boliviano. Sin embargo, estos estudios no han evaluado el rol de la componente decenal de las anomalías de la TSM del Pacífico central y del este (dPC y dPE) y del océano Atlántico sobre la variabilidad decenal de la precipitación de verano sobre los Andes centrales a escalas decenales.

Existen pocos modelos de regresión lineal múltiple (MRL) basados en las anomalías de la TSM sobre el Pacífico ecuatorial y el Atlántico norte para explicar la variabilidad decenal de la precipitación sobre los Andes centrales. Para los Andes bolivianos, Canedo-Rosso et al. (2019), quienes utilizaron el índice AMM como predictor, encontraron que las series de tiempo observadas y reconstruidas de la componente

decenal de la precipitación de verano en estaciones pluviométricas ubicadas en el Altiplano boliviano están negativamente correlacionadas ($r < -0.36$, $p < 0.05$) porque están desfasadas desde 1988.

Por lo tanto, este estudio tiene como objetivo describir la variabilidad decenal de la precipitación de verano sobre los Andes centrales desde 1921 hasta 2010 y su relación con el componente decenal de los índices de TSM del Pacífico y del Atlántico. Nuestros resultados servirán como insumo para mejorar y desarrollar modelos de predicción de precipitación de verano sobre los Andes del Perú a escalas decenales. Esto es muy urgente, ya que Zubietta et al. (2021) encontró recientemente que los modelos acoplados CMIP5 ("Coupled Intercomparison Project phase 5") proyectan un incremento de la frecuencia e intensidad de las sequías meteorológicas, hídricas y agrícolas en la cuenca del Lago Titicaca para finales del siglo XXI.

2. Datos y metodología

a) Datos

Para la presente investigación se utilizan los datos grillados mensuales de precipitación (P) sobre el continente obtenidos del Centro de Climatología de Precipitación Global (GPCC, por sus siglas en inglés, full v2020, https://opendata.dwd.de/climate_environment/GPCC/html/fulldata-monthly_v2020_doi_descargar.html; Schneider et al., 2020), de una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Los datos de vientos y altura geopotencial a 200 hPa son extraídos del reanálisis ERA-20C (Poli et al., 2016) proporcionados por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución. Además, se emplean los datos mensuales de la TSM (HadISST v1.1) proporcionados por la oficina de meteorología del Centro Hadley (Rayner et al., 2003) de una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Todos los datos analizados cubren el período 1920-2010. Adicionalmente, son utilizados los índices E y C para las anomalías de la TSM del Pacífico ecuatorial central y oriental (Takahashi et al., 2011) (estos índices tienen baja correlación entre sí), los cuales han sido calculados a partir del conjunto de datos ERSST v5 y están disponibles en el sitio web del

Instituto Geofísico del Perú (http://met.igp.gob.pe/datos/ecindex_ersstv5.txt).

b) Métodos

• Cálculo de las anomalías

Las anomalías de todos los datos analizados se calculan como la diferencia entre el valor específico y su valor climatológico (1921-2010). Luego, se remueve la tendencia lineal de las anomalías.

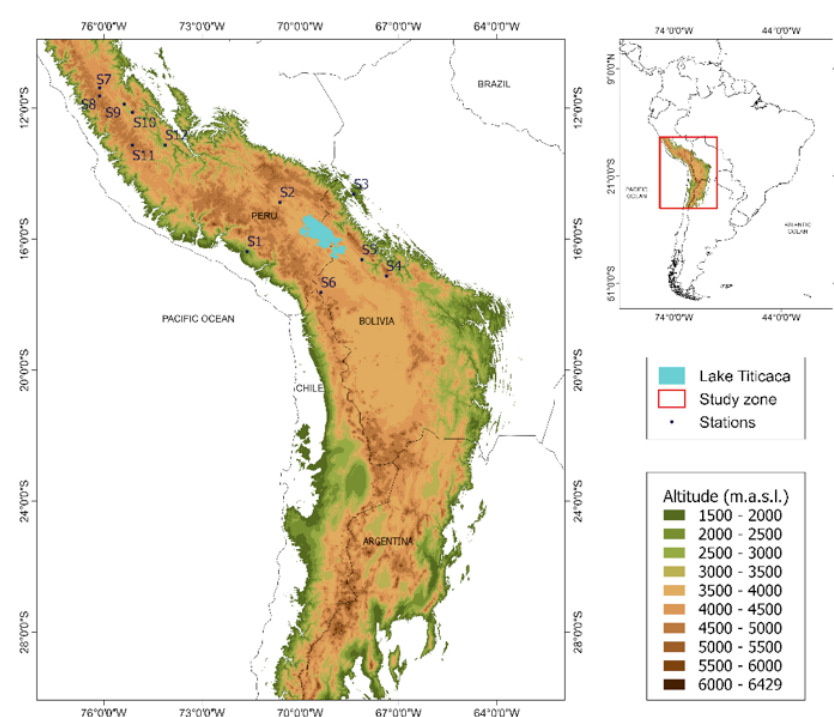


Figura 1. Mapa de ubicación de los Andes Centrales donde se muestra la elevación topográfica de la cordillera de los Andes por encima de los 1500 m en colores. Los puntos negros muestran las ubicaciones de 12 estaciones de pluviómetros que tienen al menos 1000 valores mensuales (S1, S2, ... y S12). Adaptado de Sulca et al. (2022).

• La banda decenal

Se utilizó la técnica de ondeletas continua (CWT; Grinsted et al., 2004; Liu et al., 2007) para identificar la banda decenal de las anomalías de la TSM de los índices ENSO Pacífico (C y E), océano Atlántico (tSATL, tNATL y eNATL) y la serie temporal de 12 estaciones pluviométricas que tienen al menos 1000 valores mensuales (ver ubicación en la Figura 1) durante DEF para el período 1921-2010. También se realizó un filtro de pasabanda a través de la ondeleta de Morlet (Torrence y Compo, 1998) para

extraer la componente decenal (10 a 13 años) de las anomalías estandarizadas de la precipitación DEF sobre los Andes centrales (en adelante, dPRE) y de los dos índices ENOS (dPE y dPC) durante DEF para el período 1921-2010. Repetimos el mismo filtro de banda baja para la serie temporal de las anomalías estandarizadas de las 12 estaciones para el mismo período 1921-2010.

• Índices

Se calcularon las componentes principales (PC) rotadas de la componente decenal de las anomalías estandarizadas de la precipitación de verano sobre los Andes centrales, región comprendida entre los 10° y 30° S y 78° y 64° O para el período 1921-2010. Análogamente, se calcularon los componentes principales rotados del componente decenal de las anomalías estandarizadas de la TSM de verano sobre el océano Atlántico (30° N-45° S/80° W-10° E; Vuille et al., 2000) para el período 1921-2010. La primera, segunda y tercera PC rotadas de la TSM del océano Atlántico se denominan dATL1, dATL2 y dATL3, respectivamente.

Se realizó la regresión lineal de las series de tiempo de la PC1 con las anomalías de la componente decenal de los vientos y altura geopotencial sobre el continente sudamericano a 200 hPa durante DEF en el período 1921-2010. La significancia estadística de los coeficientes de regresión se basa en una prueba *t-Student* al 95 % de nivel de confianza (Chatterjee y Hadi, 1986).

• El modelo de regresión lineal (MRL)

El MRL se expresa matemáticamente de la siguiente manera:

$$Y(t) = a_n * X(t) + b_n + \varepsilon \dots (1)$$

donde $Y(t)$ representa la variable objetivo (predictando) que varía con el tiempo t ; $X(t)$ representa la matriz de la serie temporal de los predictores (dPC, dPE, dATL1, dATL2, dATL3); a_n y b_n representan los parámetros de regresión (intersección de la línea múltiple modelo de regresión y pendiente de cada predictor, respectivamente). Para la selección de

predictores, se utilizó el método del tipo *forward stepwise*. Los parámetros de regresión local se estiman minimizando el valor cuadrático medio del error del modelo ε .

3. Resultados y discusión

La Figura 2 muestra que la precipitación DEF en las regiones del Altiplano peruano y boliviano presenta una señal de potencia significativa entre 11 y 13 años, lo que indica que una señal decenal gobierna la precipitación en toda la región del Altiplano en concordancia con Seiler et al. (2013), Segura et al. (2016) y Canedo-Rosso et al. (2019). Una señal decenal entre 10 y 12 años se presenta para la precipitación DEF en el norte de AC (al norte de 14 °S) (Figuras 2g-l).

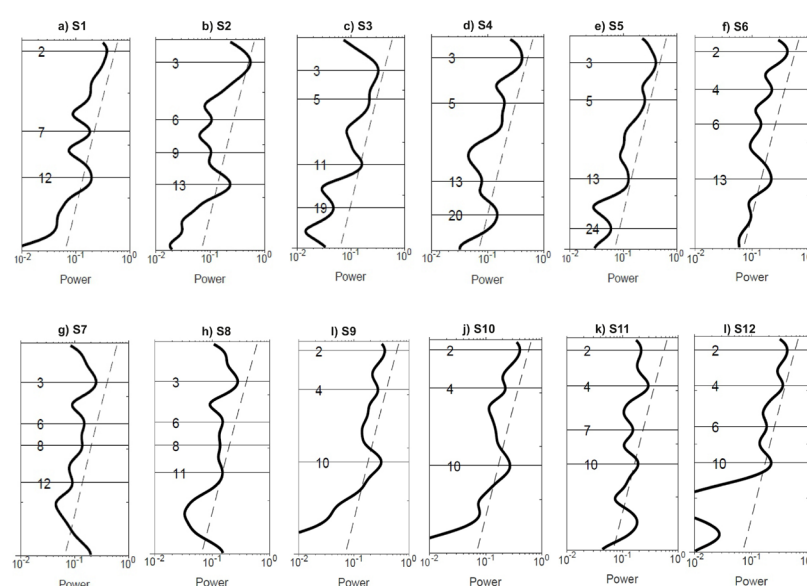


Figura 2. Perfil de espectro de potencia de las anomalías mensuales de precipitación (mm²) para las 12 estaciones pluviométricas ubicadas dentro de los Andes centrales con al menos 1000 valores mensuales. Las líneas horizontales representan los picos del espectro de potencia. El análisis es para el verano austral (diciembre-enero-febrero, DEF) en el período 1921-2010. Adaptado de Sulca et al. (2022).

Para descomponer la precipitación de los Andes centrales en sus componentes regionales con modos comunes de varianza aplicamos un REOF a la componente decenal de las anomalías de precipitación sobre los Andes centrales entre 1921 y 2010. Los cuatro principales modos rotados explican 38.2 %, 17.4 %, 12.7 % y 9.7 % de la varianza total. Sus cuatro EOF rotados tienen diferentes patrones de precipitación sobre los Andes centrales. Por ejemplo, en la Figura 3a, REOF1 presenta señales positivas

altas en gran parte de los Andes centrales, pero son estadísticamente significativas desde el altiplano boliviano hasta los Andes peruanos centrales (10°S–21°S). Las señales negativas se ubican sobre el Altiplano boliviano más hacia el sureste y los Andes chilenos centrales. Estos resultados indican que la precipitación DEF en mayor parte de AC varía uniformemente en escalas de tiempo decenal. REOF2 exhibe señales negativas sobre los Andes peruanos centrales y un dipolo de señales positivas sobre los Andes del sur de Bolivia (17.5° S, 22.5° S) y las señales negativas sobre los Andes chileno-argentinos (al sur de 25° S) (no mostrado). REOF3 muestra señales positivas estadísticamente significativas en los Andes bolivianos del noroeste (17° S–20.5° S) y los Andes argentinos del noroeste al sur de los 21° S (no mostrado). Por el contrario, REOF4 expone señales negativas significativas sobre la mayor parte de los Andes bolivianos del sur (al sur de 19° S) (no mostrado).

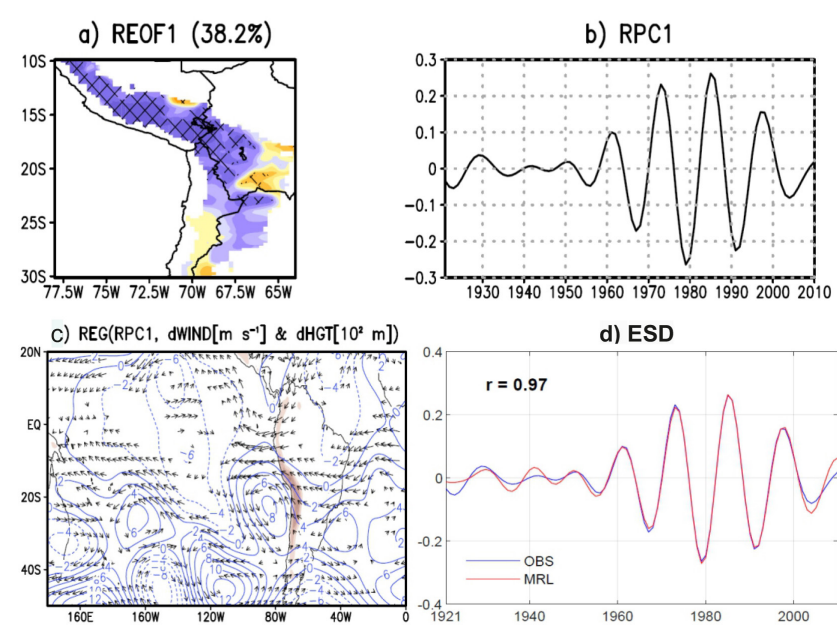


Figura 3. El primer REOF (A) y el primer PC (B) de la componente decenal (10-13 años) de las lluvias de los Andes centrales. C) Los patrones de regresión de los vientos y altura geopotencial sobre América del Sur en los niveles troposféricos altos (~200 hPa) con la primera PC de la componente decenal (10-13 años) de las lluvias de los Andes centrales. D) La serie de tiempo de la primera PC de la componente decenal (10-13 años) de las lluvias de los Andes centrales observada (línea azul) y estimada por el MLR (línea negra). El reanálisis ERA-20C y datos grillados de precipitación GPCC fueron usados en este análisis. El análisis está focalizado en los meses de verano (diciembre-febrero, DEF) en el periodo 1921-2010. Adaptado de Sulca et al. (2022).

La Figura 3c muestra que los períodos húmedos de RPC1 están asociados con anomalías de los vientos del sureste sobre los AC en los niveles troposféricos altos (~200 hPa), los cuales fortalecen el arrastre turbulento

e inducen la mezcla descendente. Este resultado revela que el mecanismo de transporte de humedad es el proceso clave para la variabilidad decenal como en el caso de la variabilidad interanual (Vuille et al., 2000; Garreaud et al., 2003; Vuille y Keimig, 2004). La Figura 3c también muestra que las anomalías del este del viento a 200 hPa sobre los Andes centrales durante los veranos húmedos del REOF1 cruzan todo el continente entre los 10° S y los 20° S hasta llegar al océano Atlántico ecuatorial, las cuales evidencian un fortalecimiento del sistema AB-BN sobre América en los niveles troposféricos altos (~ 200 hPa) (Chen et al., 1999).

Tabla 1. Coeficientes del intercepto y predictores del modelo de regresión lineal para las series temporales de RPC1, RPC2, RPC3 y RPC4 basados con la componente decenal de los índices de la TSM del Pacífico y del Atlántico (dEP, dCP, dATL1, dATL2 y dATL3) en el periodo 1921-2010. Los números en negrita representan correlaciones estadísticamente significativas entre las series temporales observadas y estimadas con un nivel de confianza del 95 %. El período de validación es para el verano austral (diciembre-enero-febrero, DJF) desde 1976 hasta 2010. Coeficientes de correlación (r), sesgo (BIAS) y error cuadrático medio (RMSE) de la serie de tiempo estimada por el MRL para el período de validación. Adaptado de Sulca et al. (2022).

	Intercept	dEP	dCP	dATL1	dATL2	dATL3	r (obs, esd)	BIAS	RMSE
RPC1	-0.001	1.429	-0.114	-0.289	0	0.610	0.91	0.004	0.025
RPC2	-0.004	0	1.196	-0.972	0	0.297	0.46	-0.001	0.081
RPC3	0.001	-1.290	-2.044	0.380	0.439	-0.334	0.99	0.003	0.019
RPC4	-0.004	-2.752	0	0.744	0	0.809	0	-0.014	0.048

Finalmente, la Figura 3d muestra que el MRL funciona bien para RPC1 debido a que las series de tiempo observada y estimada de RPC1 tienen una correlación significativa mayor a 0.91 (Tabla 1). Estos resultados resaltan que RPC1 puede describirse como la combinación lineal de la variabilidad decenal de las anomalías de la TSM del Pacífico central y oriental (dPC y dPE) y dos de los tres componentes principales rotadas de las anomalías de la TSM de la componente decenal del océano Atlántico (dATL1 y dATL3; Tabla 1). Por lo tanto, la señal decenal de la precipitación

DEF sobre los Andes centrales está más asociada con la variabilidad decenal de las anomalías de la TSM sobre el Pacífico ecuatorial y el Atlántico sur tropical.

Referencias

Chatterjee, S. & Hadi, A.S. (1986). Influential observations, high leverage points, and outliers in linear regression. *Statist. Sci.*, 1(3), 379–416. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013622>

Chen, T.-S., Weng, S.-P. & Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: the Bolivian high–Nordeste low system. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2081–2100. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<2081:MOASUT.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<2081:MOASUT.2.0.CO;2)

Canedo-Rosso, C., Uvo, C.B. & Berndtsson, R. (2019). Precipitation variability and its relation to climate anomalies in the Bolivian Altiplano. *Int. J. Climatol.*, 39, 2096–2107. <https://doi.org/10.1002/joc.5937>

Capotondi, A., Wittenberg, A.T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F., Karneuskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y. & Yeh, S. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 921–938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>

Garreaud, R.D. (1999). A multiscale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes. *Mon. Weather Rev.*, 127, 901–921.

Garreaud, R.D. & Aceituno, P. (2001) Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Clim.*, 14, 779–2789.

Garreaud, R., Vuille, M. & Clement, A.C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Paleogeogr. Palaeoclimatol., Paleoecol.*, 194, 5–22.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Paleogeogr. Palaeoclimatol., Paleoecol.*, 281, 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2007.10.032>.

Grinsted, A., Moore, J.C. & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process. Geophys.*, 11, 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>

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>

Liu, Y., Liang, X.S. & Weisberg, R.H. (2007). Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 24, 2093–2102. <https://doi.org/10.1175/2007JTECHO511.1>

Marengo, J.A., Liebmann, B., Kousky, V.E., Filizola, N.P. & Wainer, I.C. (2001) Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *J. Clim.*, 14, 833–852. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0833:OAEOTR.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0833:OAEOTR.2.0.CO;2)

Marengo, J., Liebmann, B., Grimm, A.M., Misra, V., Silva Dias, P.L., Cavalcanti, I.F.A., ... Alves, L.M. (2012). Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, 32, 1–12. <https://doi.org/10.1002/joc.2254>.

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., ... Fisher, M. (2016). ERA-20C: an atmospheric reanalysis of the twentieth century. *J. Clim.*, 29, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>

Raia, A. & Cavalcanti, I.F.A. (2008). The life cycle of the South American monsoon system. *J. Clim.*, 21, 6227–6246. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2249.1>

Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, ... Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108, 4407. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>

Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Rustemeier, E. y Ziese, M. (2020). GPCC Full Data Monthly Product Version 2020 at 0.25°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data. https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V2020_025

Segura, H., Espinoza, J.-C., Junquas, C. & Takahashi, K. (2016). Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes. *Environ. Res. Lett.*, 11, 094016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094016>

Seiler, C., Hutjes, R.W.A. & Kabat, P. (2013). Climate variability and trends in Bolivia. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 52, 130–146. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0105.1>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M. & Lavado-Casimiro, 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. *Int J Climatol*, 38, 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

Sulca, J., Vuille, M. & Dong, B. (2022a). Interdecadal variability of the austral summer precipitation over the Central Andes. *Front. Earth Sci.*, 10, 954954. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.954954>.

Sulca, J., Takahashi, K., Tacza, J., Espinoza, J.-C., & Dong, B. (2022b). Decadal variability in the austral summer precipitation over the Central Andes: Observations and the empirical-statistical downscaling model. *Int J Climatol*, 42(16), 9836–9864. <https://doi.org/10.1002/joc.7867>

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10704. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.

Torrence, C. & Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79(1), 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

Vera, C.S., Díaz, L.B. & Saurral, R.I. (2019). Influence of anthropogenically forced global warming and natural climate variability in the rainfall changes observed over the South American Altiplano. *Front. Environ. Sci.*, 7, 1–14. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00087>

Vicente-Serrano, S.M., Chura, O., Lopez-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Aguilar, E., Moran-Tejeda, E., Trujillo, F., Martinez, R. & Nieto, J.J. (2014). Spatiotemporal variability of drought in Bolivia: 1955–2012. *Int J Climatol*, 35, 3024–3040. <https://doi.org/10.1002/joc.4190>

Vuille, M. (1999) Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int J Climatol*, 19, 1579–1600.

Vuille, M., Bradley, R.S. & Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.*, 105(D10), 447–460. <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. *J. Clim.*, 17, 3334–3348. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017,3334:IVOSCC.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017,3334:IVOSCC.2.0.CO;2).

Zhou, J. & Lau, K.M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America?. *J. Clim.*, 11, 1020–1041. [https://doi.org/10.1175/15200442\(1998\)011,1020:DAMCEO.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(1998)011,1020:DAMCEO.2.0.CO;2)

Zubieta, R., Molina-Carpio, J., Laqui, W., Sulca, J. & Ilbay, M. (2021). Comparative Analysis of Climate Change Impacts on Meteorological, Hydrological, and Agricultural Droughts in the Lake Titicaca Basin. *Water*, 13, 175. <https://doi.org/10.3390/w13020175>

SIMULACIONES DE LA PRECIPITACIÓN DE VERANO POR MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES DE CORDEX EN LA ZONA DE TRANSICIÓN ANDES-AMAZONÍA

Ricardo A. Gutiérrez², Clémentine Junquas³, Elisa Armijos^{1,2}, Anna A. Sörensson^{4,5,6}, Jhan-Carlo Espinoza³

¹ Escuela de Posgrado, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú

² Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

³ Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, IGE, 38000 Grenoble, France

⁴ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

⁵ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), Universidad de Buenos Aires-CONICET, Buenos Aires, Argentina

⁶ Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (IRL 3351 IFAECI)

Palabras clave: precipitaciones de verano, modelos climáticos regionales, CORDEX

Citar como Gutiérrez, R., Junquas, C., Armijos, E. & Sörensson, A. (2023). Simulaciones de la precipitación de verano por modelos climáticos regionales de CORDEX en la zona de transición Andes-Amazonía. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 10 n.º 02, págs. 11-15.

Resumen

El presente avance de investigación evalúa el realismo de la climatología histórica (1981-2005) de la precipitación de verano en la zona de transición Andes-Amazonía a partir de las simulaciones del experimento regional coordinado de reducción de escala (CORDEX, por sus siglas en inglés) para Sudamérica. Los resultados preliminares muestran que no habría una relación aparente entre la *performance* del modelo y la resolución espacial en cuanto a la reproducción de las climatologías de precipitación, cuando se esperaría que los modelos tengan un mejor rendimiento, es decir, reproduzcan mejor las precipitaciones al tener una resolución espacial más alta o más fina. En conclusión, será necesaria la aplicación de modelos regionales de resolución espacial más fina y realizar experimentos de sensibilidad con diferentes parametrizaciones físicas para lograr mejorar el realismo de los patrones espaciales de la precipitación orográfica sobre la región de estudio.

1. Introducción

Las presiones ejercidas por los cambios hidroclimáticos actuales y futuros, así como los efectos de la variabilidad inducida por El Niño y otros, constituyen una problemática clave para los frágiles sistemas socioeconómicos y ecológicos sobre la zona de transición Andes-Amazonía (Castellanos et al., 2022). Ello evidencia la necesidad de información de proyecciones climáticas para el diseño de estrategias de adaptación y mitigación. En dicha región, el modelamiento climático constituye una tarea desafiante dada la presencia de la orografía andina y su influencia en la circulación de gran escala, lo que produce una fuerte variabilidad espacio-temporal de regímenes pluviométricos (Junquas et al., 2018; Segura et al., 2019). Los modelos climáticos globales (GCM, por sus siglas en inglés) simulan el comportamiento de las componentes del sistema Tierra como la atmósfera, los océanos, etc. sobre todo el planeta y constituyen las herramientas

principales para el estudio del cambio climático futuro. Sin embargo, la resolución espacial de dichos modelos no es adecuada para aplicaciones en regiones montañosas. Así, los modelos climáticos regionales (RCM) se erigen como una herramienta útil para la reducción de escala de los GCM. Los esfuerzos regionales para la reducción de escala de los GCM, utilizando RCM, está dado por la iniciativa Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX, Giorgi y Gutowski, 2015). La finalidad de los RCM es proveer información climática más detallada a escalas locales dadas sus potencialidades para resolver circulaciones atmosféricas en terreno complejo a escalas más finas (por ejemplo, Torma et al., 2015). En este sentido, una condición mínima para la consideración de un modelo como adecuado para la evaluación de un impacto determinado es la reproducción de las variables climáticas relevantes para dicho impacto en el clima presente. En el presente avance de investigación se evalúa la reproducción de la climatología histórica (1981-2005) de la precipitación de verano en la zona de transición Andes-Amazonía en las simulaciones de CORDEX-Sudamérica.

2. Desarrollo

El área de estudio (Figura 1) comprende la vertiente oriental de los Andes peruanos, uno de los sitios más lluviosos de la cuenca amazónica (conocidos como *hotspots* de precipitación, Espinoza et al., 2015). El monitoreo de la precipitación sobre esta región está limitado por la escasez de registros a largo plazo debido a su complicada orografía, lo que conlleva a incertidumbres observacionales (Cazorla et al., 2022).

Como referencia, y para lidiar con dichas incertidumbres observacionales, se emplearon 4 productos grillados de precipitación, los cuales se basan, principalmente, en combinaciones de registros pluviométricos in situ y de estimaciones satelitales (Tabla 1). Para el presente estudio se emplearon las salidas de 29 simulaciones climáticas de precipitación del experimento “historical” de CORDEX-Sudamérica. Estas fueron obtenidas del “Earth System Grid Federation” (<https://esgf-data.dkrz.de/projects/esgf-dkrz/>). Asimismo, también se obtuvieron los campos de topografía de los RCM. La resolución

espacial, es decir, el espaciamiento de los puntos de grilla de estas simulaciones está comprendida entre los 0.2° y 0.5° (Tabla 2). El periodo de evaluación comprende los meses de verano (noviembre-febrero, NDJF, por sus siglas en inglés) entre los años 1981 y 2005.

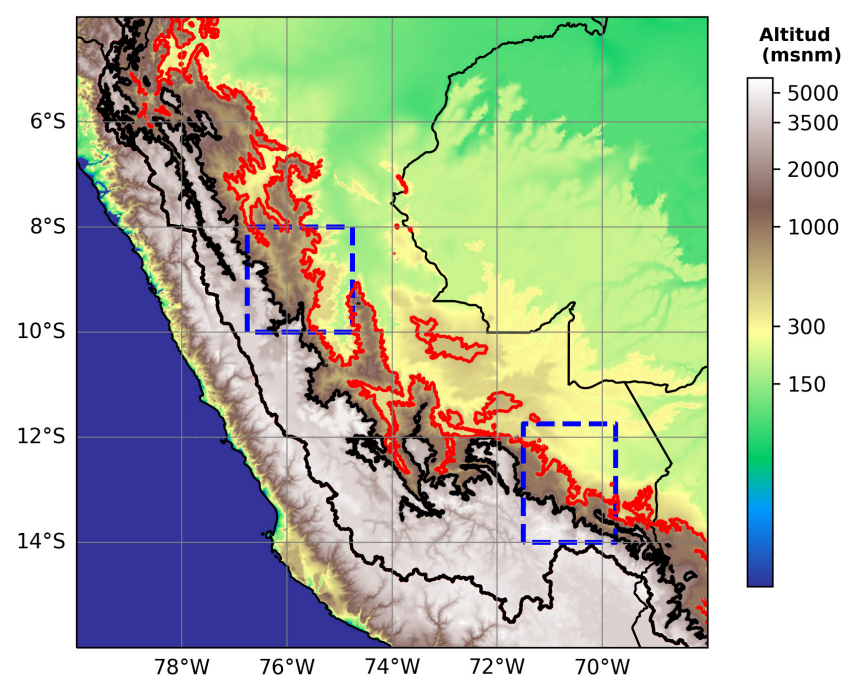


Figura 1. Mapa de la zona de transición Andes-Amazonía. El mapa de colores muestra la topografía del modelo digital de elevación GTOPO30. La línea roja y negra marcan las altitudes de 500 y 2000 m s. n. m., respectivamente, mientras que la línea negra más externa marca el límite de la cuenca amazónica. Las líneas punteadas azules muestran la ubicación de los *hotspots* de Tingo María (al norte) y de Quincemil (al sur).

Tabla 1. Detalles de los conjuntos de datos grillados de precipitación usados en este estudio

Conjunto de datos grillados	Resolución espacial	Referencia
CHIRPS	0.05°x0.05°	Funk et al. (2015)
RAIN4PE	0.1°x0.1°	Fernández-Palomino et al. (2022)
GPCC	0.25°x0.25°	Becker et al. (2013)
PISCO	0.05°x0.05°	Aybar et al. (2020)

3. Resultados preliminares

Generalmente, la precipitación de verano vista por los conjuntos de datos grillados muestra una región de máxima precipitación entre los 500 y

2000 m s. n. m. en la vertiente oriental de los Andes (primera fila de la Figura 1). Todos los conjuntos de datos grillados identifican dos regiones principales de máximas precipitaciones: el *hotspot* de Tingo María, a aproximadamente 9-10° S, y el *hotspot* de Quincemil, a aproximadamente 13° S, con tasas de lluvia por encima de 10 mm/día. Sin embargo, la extensión, intensidad y altitud de los *hotspots* puede variar entre ellos. RAIN4PE, CHIRPS y PISCO muestran una tercera máxima alrededor de los 12° S. Por otro lado, por encima de los 2000 m s. n. m., todos los conjuntos de datos grillados generalmente acuerdan tasas de lluvia por debajo de los 6 mm/día. PISCO muestra tasas de aproximadamente 6-8 mm/día en el valle de Apurímac (entre 13 y 15° S).

Tabla 2. Detalles de las simulaciones de CORDEX utilizadas en este estudio con sus respectivas resoluciones espaciales. Las columnas indican el RCM empleado, mientras que las filas muestran a los GCM que se usaron para forzar el RCM.

RCM y GCM usado como forzante	RCA4	RegCM4.3	RegCM4.7	REMO2015	Eta
CanESM2	0.44° y 0.5°				0.2°
CNRM-CM5	0.44°				
CSIRO Mk3.6	0.44° y 0.5°				
EC-EARTH	0.44° y 0.5°				
GFDL-ESM2M	0.44° y 0.5°	0.44°			
HadGEM2-ES	0.5°	0.44°	0.22°	0.22°	0.2°
IPSL-CM5A-MR	0.44° y 0.5°				
MIROC5	0.44° y 0.5°				0.2°
MPI-ESM	0.44° y 0.5°		0.22°	0.22°	
NorESM1-M	0.44° y 0.5°		0.22°	0.22°	

En cuanto a los conjuntos (también conocidos como *ensembles*) de los RCM (segunda fila de la Figura 2), todos los modelos tienden a producir sobreestimaciones en la parte alta de los Andes (por encima de los 2000 m s. n. m.) en mayor o menor medida. El modelo Eta (resolución espacial de 0.2°) tiende a ubicar adecuadamente la zona de *hotspots* entre los 500 y 2000 m s. n. m., aunque produce una banda continua de tasas de precipitación por encima de los 18 mm/día hasta los 6.5° S. Asimismo, produce un sesgo seco pendiente arriba una vez pasado los 2000 m s. n. m. (tasas por debajo de 1.5 mm/día) hasta aproximadamente los 4000 m s. n. m. Sobre

algunas regiones de la vertiente oriental de los Andes, incluyendo el valle de Apurímac, la precipitación es sobreestimada. Mientras tanto, REMO y RegCM4.7 (resolución espacial de 0.22°) sobreestiman la precipitación por encima de los 2000 m s. n. m., en especial sobre las regiones altoandinas. En particular, RegCM4.7 simula tasas por encima de los 40 mm/día pendiente arriba del *hotspot* de Quincemil (13.5° S), mientras que presenta un sesgo seco muy marcado sobre este *hotspot* entre 500 y 2000 m s. n. m. (tasas por debajo de 4 mm/d). Este modelo también tiende a producir una Amazonía baja (altitud menor a 500 m s. n. m.) muy seca, con tasas de precipitación de entre 4 y 6 mm/día.

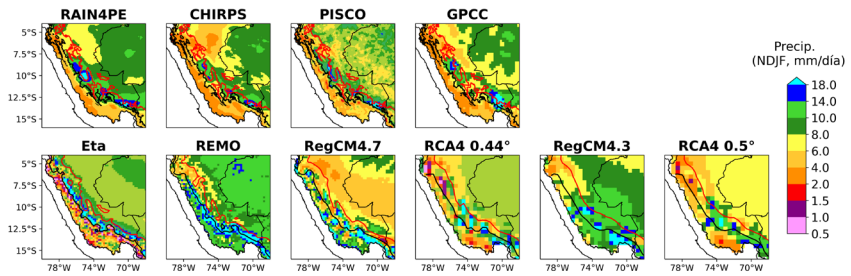


Figura 2. Tasas de precipitación media de verano (NDJF) durante el periodo 1981-2005 para los conjuntos de datos grillados de precipitación (primera fila) y los *ensembles* de RCM de CORDEX-Sudamérica (segunda fila). La línea roja y negra marcan las altitudes de 500 y 2000 m s. n. m., respectivamente, del GTOPO30 (primera fila) y de la topografía de los RCM (segunda fila), mientras que la línea negra más externa marca el límite de la cuenca amazónica.

En cuanto a las simulaciones de menor resolución espacial (0.44° y 0.5°), el modelo RegCM4.3 presenta sesgos parecidos al modelo RegCM4.7 sobre las zonas altas de los Andes. Sin embargo, la tasa de precipitación está sobreestimada sobre la Amazonía baja (valores de hasta 12 mm/día) y ligeramente sobreestimada sobre el *hotspot* de Quincemil. Los modelos RCA4 también tienden a representar una banda de precipitación máxima entre 500 y 2000 m s. n. m., aunque no coinciden con la ubicación de las máximas observadas por los conjuntos de datos grillados. En la región altoandina poseen tasas de precipitación similares a las observadas por los conjuntos de datos grillados. Sin embargo, pendiente arriba del *hotspot* de Quincemil, estos modelos sobreestiman la precipitación con tasas de hasta 18 mm/d. Sobre este sitio, el modelo RCA de resolución de 0.44° sobreestima más la precipitación que el de resolución de 0.5°.

4. Comentarios

Estos resultados indican que parece no haber ninguna relación entre la *performance* del modelo y la resolución espacial en cuanto a la reproducción de las climatologías de precipitación, cuando se esperaría un mejor rendimiento de los modelos de resolución más fina. Ello se evidencia en el pobre rendimiento mostrado por RCM de resolución espacial de 0.22° en comparación con los RCM de resolución 0.44° y 0.5°. Algunos estudios han sugerido resoluciones espaciales de, por lo menos, 0.11° para una mejor reproducción de la precipitación orográfica (Torma et al., 2015; Prein et al., 2016, Junquas et al., 2018). Por tanto, será necesaria la aplicación de RCM de resolución espacial más fina para contar con proyecciones climáticas basadas en modelos que reproduzcan mejor el patrón espacial de la precipitación orográfica sobre la región.

Para ello, pruebas de parametrizaciones físicas y simulaciones numéricas de alta resolución están siendo conducidas con la finalidad de entender mejor los mecanismos físicos asociados a la precipitación en la zona de transición Andes-Amazonía. Además, debido a que la precipitación es una variable parametrizada, es muy dependiente de las parametrizaciones físicas de los procesos convectivos (*cumulus*) y superficie terrestre, las cuales están pobremente calibradas para los Andes (Chou et al., 2014; Reboza et al., 2022). Por lo tanto, se están realizando simulaciones numéricas de alta resolución y pruebas de parametrizaciones físicas con el fin de obtener simulaciones más realistas de la precipitación y procesos atmosféricos asociados sobre la zona de transición Andes-Amazonía.

Referencias

- Aybar, C., Fernández, C., Huerta, A., Lavado, W., Vega, F., & Felipe-Obando, O. (2020). 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>
- Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Schamm, K., Schneider, U., & Ziese, M. (2013). A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth System Science Data*, 5, 71–99, <https://doi.org/10.5194/essd-5-71-2013>
- Castellanos, E., Lemos, M.F., Astigarraga, L., Chacón, N., Cuví, N., Huggel, C., Miranda, L., Moncassim Vale, M., Ometto, J.P., Peri, P.L., Postigo, J.C., Ramajo, L., Roco, L., & Rusticucci, M., (2022). Central and South America. En: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Tignor, M., Poloczanska, E.S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., Rama, B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 1689–1816, <https://doi.org/10.1017/9781009325844.014>.
- Cazorla, M., Gallardo, L., & Jimenez, R. (2022). The complex Andes region needs improved efforts to face climate extremes. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 10(1), 00092. <https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00092>
- Chou, S., Lyra, A., Mourão, C., Dereczynski, C., Pilotto, I., Gomes, J., Bustamante, J., Tavares, P., Silva, A., Rodrigues, D., Campos, D., Chagas, D., Sueiro, G., Siqueira, G., Nobre, P. & Marengo, J. (2014). Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. *American Journal of Climate Change*, 3, 438–454. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2014.35039>.
- Fernández-Palomino, C. A., Hattermann, F. F., Krysanova, V., Lobanova, A., Vega-Jácome, F., Lavado, W., Santini, W., Aybar, C., & Bronstert, A. (2021). A novel high-resolution gridded precipitation dataset for Peruvian and Ecuadorian watersheds – development and hydrological evaluation. *Journal of Hydrometeorology*, 23, 309–336. doi:10.1175/jhm-d-20-0285.1
- Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation: Rainfall hotspots over the southern tropical Andes. *Water Resources Research*, 51(5), 3459–3475. <https://doi.org/10.1002/2014WR016273>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Giorgi, F., & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 40(1), 467–490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>
- Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J. C., Chavez, S., Sicart, J.-E., & Lebel, T. (2018). Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 50(11–12), 3995–4017. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3858-8>
- Prein, A. F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., Fox Maule, C., van Meijgaard, E., Déqué, M.,

Nikulin, G., Vautard, R., Colette, A., Kjellström, E., & Jacob, D. (2016). Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: High resolution, high benefits? *Climate Dynamics*, 46(1–2), 383–412. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2589-y>

Reboita, M.S., da Rocha, R.P., de Souza C.A., Baldoni, T.C., Silva, P.L.L.d.S., & Ferreira G.W.S. (2022) Future projections of extreme precipitation climate indices over South America based on CORDEX-CORE multimodel ensemble. *Atmosphere*, 13(9), 1463. <https://doi.org/10.3390/atmos13091463>

Segura, H., Junquas, C., Espinoza, J. C., Vuille, M., Jauregui, Y. R., Rabatel, A., Condom, T., & Lebel, T. (2019). New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 405–426. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4590-8>

Torma, C., Giorgi, F., & Coppola, E. (2015). Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain-Precipitation over the Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9), 3957–3972. <https://doi.org/10.1002/2014JD022781>

RESUMEN INFORME TÉCNICO

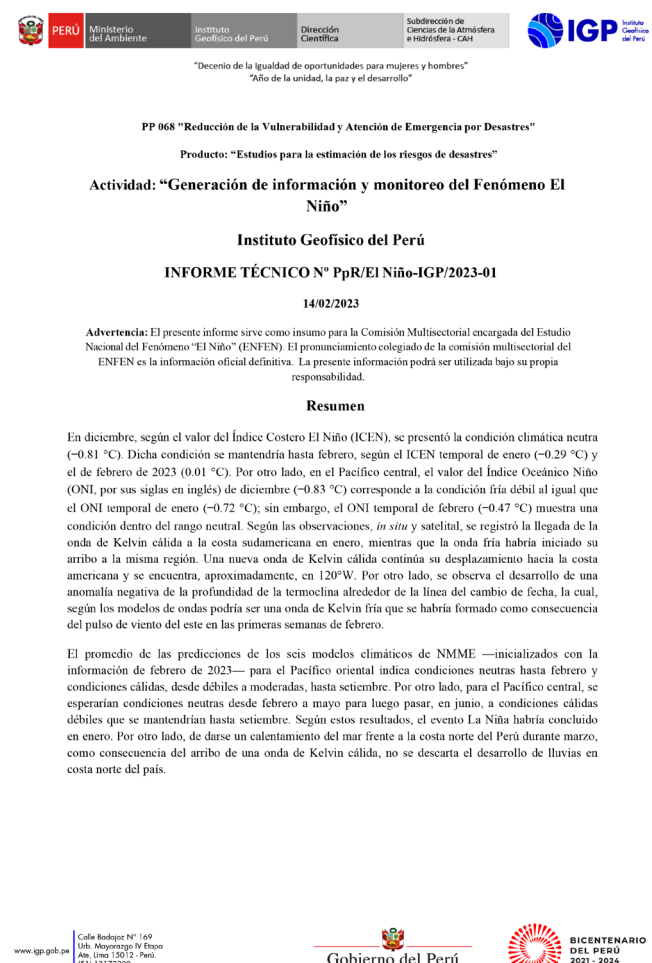
n.º PPR/EL NIÑO-IGP/2023-01

En diciembre, según el valor del Índice Costero El Niño (ICEN), se presentó la condición climática neutra (-0.81°C). Dicha condición se mantendría hasta febrero, según el ICEN temporal de enero (-0.29°C) y el de febrero de 2023 (0.01°C). Por otro lado, en el Pacífico central, el valor del Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) de diciembre (-0.83°C) corresponde a la condición fría débil al igual que el ONI temporal de enero (-0.72°C); sin embargo, el ONI temporal de febrero (-0.47°C) muestra una condición dentro del rango neutral. Según las observaciones, in situ y satelital, se registró la llegada de la onda de Kelvin cálida a la costa sudamericana en enero, mientras que la onda fría habría iniciado su arribo a la misma región. Una nueva onda de Kelvin cálida continúa su desplazamiento hacia la costa americana y se encuentra, aproximadamente, en 120°W . Por otro lado, se observa el desarrollo de una anomalía negativa de la profundidad de la termoclina alrededor de la línea del cambio de fecha, la cual, según los modelos de ondas podría ser una onda de Kelvin fría que se habría formado como consecuencia del pulso de viento del este en las primeras semanas de febrero.

El promedio de las predicciones de los seis modelos climáticos de NMME —inicializados con la información de febrero de 2023— para el Pacífico oriental indica condiciones neutras hasta febrero y condiciones cálidas, desde débiles a moderadas, hasta setiembre. Por otro lado, para el Pacífico central, se esperarían condiciones neutras desde febrero a mayo para luego pasar, en junio, a condiciones cálidas

débiles que se mantendrían hasta setiembre. Según estos resultados, el evento La Niña habría concluido en enero. Por otro lado, de darse un calentamiento del mar frente a la costa norte del Perú durante marzo, como consecuencia del arribo de una onda de Kelvin cálida, no se descarta el desarrollo de lluvias en costa norte del país.

El informe técnico completo se encuentra disponible en <https://bit.ly/InfENFENFeb2023>



Advertencia: El presente informe sirve como insumo para la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno “El Niño” (ENFEN). El pronunciamiento colegiado de la comisión multisectorial del ENFEN es la información oficial definitiva. La presente información podrá ser utilizada bajo su propia responsabilidad.

COMUNICADO OFICIAL

ENFEN n.º 02-2023



ESTUDIO NACIONAL DEL
FENÓMENO "EL NIÑO"

COMISIÓN MULTISECTORIAL ENCARGADA
DEL ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO "EL NIÑO" – ENFEN
Decreto Supremo n.º 007-2017-PRODUCE

Estado del sistema de alerta: **No Activo**¹

La Comisión Multisectorial del ENFEN mantiene el estado del sistema de alerta "No Activo", ya que es más probable que hasta julio de 2023 predominen valores del ICEN² dentro del rango normal en la región Niño 1+2, que incluye la zona norte y centro del mar peruano. No obstante, con la información actual, existe una mayor probabilidad de condiciones cálidas débiles en esta región entre febrero y abril de 2023, aunque sin configurar el desarrollo de un evento El Niño Costero.

Por otro lado, en la región del Pacífico central, se espera que durante febrero ocurra la transición de La Niña hacia la condición neutra y que esta última se mantenga hasta junio. Si bien se estima un incremento gradual de la probabilidad de condiciones cálidas entre otoño e inicios del invierno, la incertidumbre sigue siendo alta debido a la barrera de predictibilidad, asociada a una menor exactitud de los pronósticos.

En cuanto a las lluvias, de acuerdo con el pronóstico estacional vigente para el trimestre febrero-abril de 2023³, se prevén precipitaciones superiores a lo normal en la sierra centrooccidental y condiciones bajo lo normal en la sierra suroriental y selva sur; en el resto del país las condiciones, en promedio, serían normales. Sin embargo, no se descarta una mayor frecuencia de las lluvias de moderada a fuerte

intensidad en la costa norte y en la sierra noroccidental del país. En relación con la anchoveta se prevé que el desove de verano del stock norte-centro alcance su punto máximo en la segunda quincena de febrero. Por su parte, el calamar gigante mantendría su mayor abundancia y disponibilidad en la zona norte, conforme a su estacionalidad.

Se recomienda a los tomadores de decisiones tener en cuenta los posibles escenarios de riesgo de acuerdo con el pronóstico estacional vigente para fines de prevención y reducción del riesgo de desastres.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continúa monitoreando e informando sobre la evolución de las condiciones oceánicas-atmosféricas y actualizando las perspectivas. En vista de las condiciones presentes, el ENFEN actualizará sus perspectivas. La emisión del próximo informe técnico será el 16 de marzo de 2023.

- Para mayor información, consultar el Informe Técnico Mensual en el siguiente enlace: <https://bit.ly/InfTecENFEN01-2023>
- Puede acceder a leer en comunicado en su totalidad a través del siguiente enlace: <https://bit.ly/comunicadoENFEN2023-002>

INSTITUCIONES MIEMBROS DEL ENFEN



¹No activo: En condiciones neutras o cuando el Comité ENFEN espera que El Niño o La Niña costeros están próximos a finalizar.

²Pronóstico climático EFM 2023: <https://bit.ly/SenamhiPronos-Clima2023>

³Pronóstico estacional FMA 2023: <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02262SENA-31.pdf>



@igp.peru



@igp_peru



@igp.peru



@igp_videos



@institutogeofisicodelperu



@igp.peru