



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



# BOLETÍN CIENTÍFICO EL NIÑO

Vol. 11 n.º 07 julio 2024

**PROGRAMA PRESUPUESTAL n.º 068**

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

En este boletín

**4** | Desempeño de las simulaciones de  
pág. | precipitación de Modelos Climáticos  
Regionales sobre la región de  
transición Andes-Amazonía

**15** | Método de corrección de atenuación  
pág. | para el radar de banda X SOPHY

**20** | Resumen del informe técnico de El Niño  
pág. |

**21** | Resumen de los comunicados ENFEN  
pág. |



BICENTENARIO  
PERÚ  
2024



# Créditos

---

Juan Castro Vargas  
**Ministro del Ambiente**

Hernando Tavera  
**Presidente ejecutivo**

Edmundo Norabuena Ortiz  
**Director científico**

James Apaéstegui Campos  
**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: Montañas en la selva amazónica  
Fuente: Germán Gálvez (Flickr)

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, diciembre de 2024

---

Puedes acceder a la colección completa de los [boletines científicos El Niño](#) escaneando el siguiente código QR.

---



# Introducción

---

Los eventos El Niño y La Niña corresponden, a grandes rasgos, a situaciones en las que la temperatura de la superficie del mar está por encima o por debajo del promedio en el océano Pacífico ecuatorial. Estas fluctuaciones están fuertemente influenciadas por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), el cual es uno de los modos de variabilidad climática más importantes en el océano Pacífico que ejerce una gran influencia sobre el clima a nivel global y regional. La fase cálida de ENOS se puede denominar El Niño “global”.

En el Perú, los impactos de El Niño y La Niña son particularmente complejos debido a que recibimos influencias tanto costeras, asociadas a las fluctuaciones en el mar peruano en el Pacífico oriental, así como influencias remotas a través de teleconexiones atmosféricas desde el Pacífico central. En particular, El Niño en el Pacífico oriental o costero puede producir lluvias y altas temperaturas en la costa y alterar el ecosistema marino-costero, mientras que El Niño en el Pacífico central o global puede reducir las precipitaciones e incrementar la temperatura en los Andes y en la Amazonía. Por el contrario, La Niña tendría efectos aproximadamente opuestos. Así, El Niño en el Pacífico oriental es el que causa mayores impactos para el Perú, ya que tiene el potencial de provocar grandes daños a infraestructuras, actividades económicas y, más importante, la seguridad y bienestar de las personas, además de sus medios de vida.

El Perú, como parte de la estrategia de gestión pública para enfrentar los peligros naturales, especialmente respecto a El Niño, establece el Programa Presupuestal por Resultados (PPR) 068 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir de 2014, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), al igual que otras instituciones que conforman la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), participa en este PPR con el producto denominado “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”. Este consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural oceánico-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permita la toma de decisiones de las 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 modelos de pronóstico de El Niño generados internacionalmente, como es el caso de los modelos climáticos globales, así como de aquellos obtenidos a partir de modelos propios como el de predicción de ondas oceánicas ecuatoriales, y los recientemente desarrollados modelo de inteligencia artificial y modelo Sistema Tierra regional de pronóstico para el territorio peruano y el océano Pacífico (IGP RESM-COW v1). Asimismo, incluye el desarrollo de investigaciones y estudios científicos que permiten entender la variabilidad climática y los procesos asociados al cambio climático, a fin de fortalecer, en forma continua, las capacidades para el pronóstico de El Niño.

En esta línea, el IGP ha estructurado y desarrollado el Boletín Científico El Niño, un producto que contiene, en gran medida, los aportes científicos en el estudio y vigilancia de El Niño, así como La Niña y otros fenómenos relacionados. El Boletín, que se publica mensualmente desde 2014, cuenta con aportes nacionales e internacionales en diversos temas asociados a El Niño, sus impactos, procesos vinculados, temas asociados y otros igual de relevantes, artículos que se presentan en las secciones de “Divulgación Científica” y “Avances Científicos”. De igual forma, se comparte en el Boletín una versión resumida del informe técnico que el IGP elabora mensualmente para cumplir con los compromisos asumidos en el marco del PPR 068 (<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/5356>). Dicho informe contiene información actualizada operativamente que el IGP proporciona como insumo para que el ENFEN genere en forma colegiada la evaluación final que será entregada a los usuarios. Finalmente, el Boletín presenta los comunicados ENFEN publicados durante el periodo correspondiente.

El IGP busca consolidar al Boletín Científico El Niño como una publicación técnica-científica de referencia, tanto para la comunidad científica y académica, así como para instituciones y autoridades vinculadas a la gestión del riesgo de desastres ávidas de conocimientos e información actualizada sobre El Niño, sus impactos y procesos asociados.

Puede consultar la colección completa de Boletines Científicos El Niño en este enlace: <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/4974>

# DESEMPEÑO DE LAS SIMULACIONES DE PRECIPITACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES SOBRE LA REGIÓN DE TRANSICIÓN ANDES-AMAZONÍA

Ricardo A. Gutiérrez<sup>1,2</sup>, Clémentine Junquas<sup>3,4</sup>,  
Elisa Armijos<sup>1,2</sup>, Anna A. Sörensson<sup>4,5,6</sup>,  
Jhan-Carlo Espinoza<sup>3,7</sup>

<sup>1</sup> Escuela de Posgrado, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú

<sup>2</sup> Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

<sup>3</sup> Univ. Grenoble Alpes, IRD, CNRS, INRAe, Grenoble-INP, Institut des Geosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001)

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

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

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

<sup>7</sup> Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Lima, Perú



**Ricardo Gutiérrez** es bachiller en Ciencias-Meteorología y MSc en Recursos Hídricos, ambos por la Universidad Nacional Agraria La Molina. Fue tesista de maestría en el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en el marco del proyecto CLIMPEZ y, actualmente, se desempeña como asistente de investigación en el proyecto AmazClim de la misma institución. Su área de investigación está orientada al entendimiento de los procesos físicos asociados a la variabilidad y cambio climático en la zona de transición Andes-Amazonía, para lo cual utiliza diversas técnicas estadísticas y numéricas de modelado climático.

**Palabras clave:** Precipitación, modelado climático regional, CORDEX, región de transición Andes-Amazonía

Citar como Gutiérrez, R., Junquas, C., Armijos, E., Sorensson, A., & Espinoza, J-C. (2024). Desempeño de las simulaciones de precipitación de Modelos Climáticos Regionales sobre la región de transición Andes-Amazonía. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 07, págs. 4-14.

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

Los modelos climáticos regionales pueden ser muy útiles para los estudios de impactos y vulnerabilidad asociados al cambio climático; sin embargo, una mayor resolución espacial no significa necesariamente un mejor desempeño y, entre los diferentes modelos evaluados, se encontró que el modelo Eta fue el más confiable para caracterizar las precipitaciones en la región Andes-Amazonía. Se recomienda a los tomadores de decisiones considerar estos resultados científicos para un mejor uso de los modelos climáticos para guiar políticas de adaptación al cambio climático y gestión del agua.

## Resumen

Los Modelos Climáticos Regionales (RCMs, por sus siglas en inglés) son ampliamente utilizados para evaluar los impactos futuros asociados al cambio climático a escalas locales y regionales; sin embargo, su capacidad para ser utilizados en estudios de impacto del cambio climático debe ser evaluada a partir de la representación de variables relevantes del clima, como la precipitación. En este estudio se evaluó la capacidad de 30 simulaciones regionales del clima (6 RCMs forzados por 10 Modelos Climáticos Globales) para reproducir las climatologías históricas (1981-2005) de la precipitación sobre la región de transición Andes-Amazonía, una zona de alta complejidad topográfica. Nos enfocamos en la distribución espacial de la precipitación, la precipitación orográfica sobre las áreas de *hotspots* de precipitación andino-amazónicas, y la variabilidad estacional. Encontramos que el RCM Eta exhibe la más alta correlación espacial (de hasta 0.6) con lo observado y reproduce los patrones de precipitación anual media y precipitación orográfica con mayor exactitud a lo largo de la región. La mayoría de los RCMs sobreestiman la precipitación sobre zonas altoandinas, particularmente en las cimas de la vertiente oriental de los Andes, con sobreestimaciones de la precipitación de hasta 2500 % en dicha región. Los ciclos anuales son bien representados por la mayoría de los RCMs, pero las temporadas lluviosas son sobreestimadas, especialmente en localizaciones ecuatoriales. En este conjunto de simulaciones, aquellas de resolución espacial más fina no fueron necesariamente las mejores, lo cual sugiere que otros aspectos de la configuración del modelo, como las parametrizaciones físicas, son determinantes.

## 1. Introducción

Los impactos ejercidos por presiones antropogénicas, como el cambio climático y la deforestación, suponen una problemática clave para los sistemas socioambientales del mundo y de la Amazonía (Castellanos et al., 2022). La zona de transición Andes-Amazonía, localizada en el oeste de la cuenca amazónica, podría ser particularmente vulnerable a dichos impactos debido a que es una de las regiones más lluviosas del mundo (Espinoza et al., 2015). Además, esta región ofrece servicios ecosistémicos

muy importantes, como ser un *hotspot* de biodiversidad mundial (Hoorn et al., 2010) y constituir la principal fuente de sedimentos (Armijos et al., 2020) y reciclado de precipitación por el bosque (Staal et al., 2018) en la cuenca amazónica. Así, existe la necesidad de contar con proyecciones climáticas futuras para el diseño de estrategias de adaptación y mitigación.

Una de las herramientas más importantes para esta labor son los Modelos Climáticos Globales (GCMs, por sus siglas en inglés); sin embargo, debido a su baja resolución espacial, tienen limitaciones en resolver la física del clima en zonas de topografía compleja, por lo que no son capaces de representar adecuadamente el clima local. Los GCMs poseen una fuerte variabilidad pluviométrica en el espacio y tiempo, producto de las interacciones de la circulación atmosférica local y regional con la fisiografía de la zona de transición Andes-Amazonía (Junquas et al., 2018; Segura et al., 2019). Es por ello que surge el uso de los Modelos Climáticos Regionales (RCMs, por sus siglas en inglés) como herramientas de *downscaling* dinámico para los GCMs, cuyo objetivo es el de proveer de información climática más detallada al capturar mejor las heterogeneidades topográficas y del suelo (Ambrizzi et al., 2019; Giorgi & Gutowski, 2015). Así, la iniciativa "Coordinated Regional Downscaling Experiment" (CORDEX, Giorgi & Gutowski, 2015) ha establecido un marco de trabajo unificado para realizar simulaciones regionales del clima en diversas regiones del mundo, incluyendo Sudamérica (CORDEX-SAM). En este sentido, una condición mínima para considerar un modelo adecuado para la evaluación de un impacto determinado es que reproduzca las variables climáticas relevantes para dicho impacto en el clima presente. En tal sentido, en la presente investigación se evalúan las simulaciones de CORDEX-SAM en la reproducción de la climatología histórica (1981-2005, en adelante denominada *historical*) de la precipitación en la zona de transición Andes-Amazonía.

## 2. Metodología

### 2.1 Área de estudio

El área de estudio comprende la vertiente oriental de los Andes peruanos (Figura 1), 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 de largo plazo debido a su complicada orografía, lo que conlleva a incertidumbres observacionales (Cazorla et al., 2022).

## 2.2 Datos

Como referencia, y para abordar las incertidumbres observacionales, se emplearon dos productos grillados de precipitación que se basan, principalmente, en combinaciones de registros pluviométricos *in situ* y de estimaciones satelitales. Esta información se derivó de los productos PISCO (Aybar et al., 2020) y RAIN4PE (Fernandez-Palomino et al., 2022). Para el presente estudio, se utilizaron las salidas de precipitación de 27 simulaciones climáticas del experimento *historical* de CORDEX-Sudamérica. Además, se incorporaron otras 3 simulaciones realizadas con el RCM Eta (Chou et al., 2014). En total, se emplearon 30

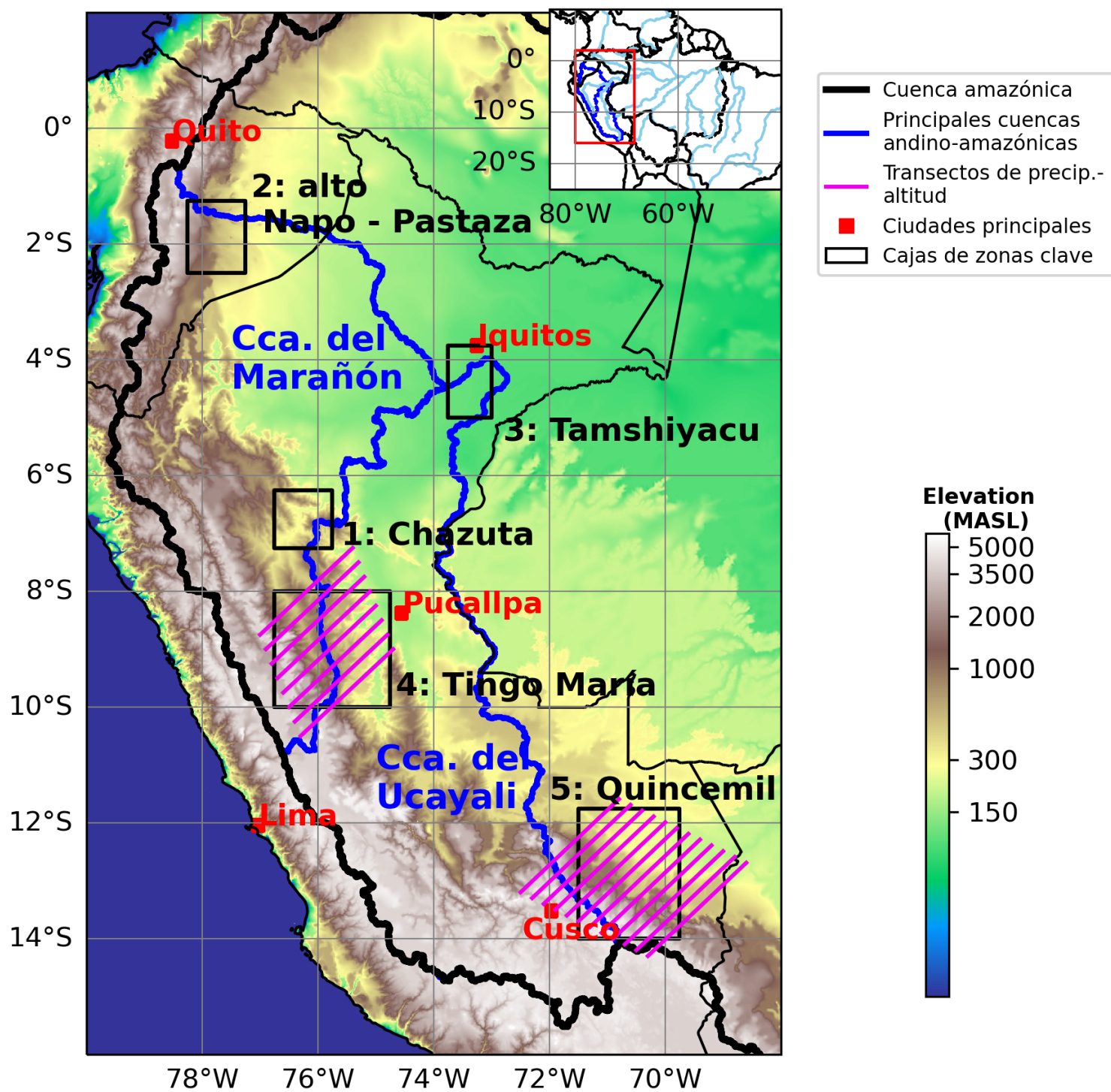
simulaciones climáticas, producto de la combinación de 6 RCMs y 10 GCMs, obtenidas a través de la plataforma descentralizada de datos climático Earth System Grid Federation (<https://esgf-data.dkrz.de/projects/esgf-dkrz/>). También se obtuvieron los campos de topografía de los RCMs. La resolución espacial de estas simulaciones, es decir, el espaciamiento de los puntos de grilla, está comprendida entre los 0.2° y 0.5° (Tabla 1), que equivalen aproximadamente a 20 km y 55 km, respectivamente. En adelante, las resoluciones espaciales de los RCMs usados en este estudio (0.2° x 0.2°, 0.22° x 0.22°, 0.44° x 0.44° y 0.5° x 0.5°) son representadas por S20, S22, S44 y S50, respectivamente. El periodo de evaluación abarca los años 1981-2005 (periodo *historical* de los GCMs).

## 2.3 Métodos

La evaluación de los RCMs se centró en la climatología de la precipitación y en los ciclos estacionales a lo largo de

**Tabla 1.** Resumen de las simulaciones de los RCMs utilizados en este estudio. Se muestran las combinaciones GCM-RCM disponibles, la resolución especial de la salida de los RCMs y las referencias de los RCMs y GCMs forzantes. Las líneas punteadas indican que esa combinación GCM-RCM no está disponible. Las resoluciones espaciales de los RCMs usados en este estudio (0.2° x 0.2°, 0.22° x 0.22°, 0.44° x 0.44° y 0.5° x 0.5°) son representadas por S20, S22, S44 y S50, respectivamente. Los caracteres rojos en los nombres de los GCMs y RCMs son usados como acrónimos en el texto (p. ej., **HadG** por **HadGEM2-ES** y **RC47** por **RegCM4.7**).

GCM forzante	RCM y resolución disponible						Referencia GCM
	<b>RCA4</b>	<b>RegCM4.3</b>	<b>RegCM4.7</b>	<b>WRF341v2</b>	<b>REMO2015</b>	<b>Eta v1</b>	
<b>CanESM2</b>	S44 y S50	---	---	S44	---	S20	Von Salzen et al. (2013)
<b>IPSL-CM5A-MR</b>	solo S44	---	---	---	---	---	Dufresne et al. (2013)
<b>CNRM-CM5</b>	S44 y S50	---	---	---	---	---	Voltaire et al. (2013)
<b>CSIRO Mk3.6</b>	S44 y S50	---	---	---	---	---	Rotstayn et al. (2009)
<b>EC-EARTH</b>	S44 y S50	---	---	---	---	---	Hazeleger et al. (2010)
<b>HadGEM2-ES</b>	Solo S50	S44	S22	---	S22	S20	Collins et al. (2011)
<b>MIROC5</b>	S44 y S50	---	---	---	---	S20	Watanabe et al. (2010)
<b>MPI-ESM-LR</b>	S44 y S50	---	S22	---	S22	---	Zanchettin et al. (2013)
<b>NorESM1-M</b>	S44 y S50	---	S22	---	S22	---	Bentsen et al. (2013)
<b>GFDL-ESM2M</b>	S44 y S50	S44	---	---	---	---	Dunne et al. (2012)
Referencia RCM	Samuelsson et al. (2011,2015)	Giorgi et al. (2012)	Giorgi et al. (2012)	Skamarock et al. (2008)	Jacob et al. (2012)	Mesinger et al. (2012)	



**Figura 1.** Cuenca andino-amazónica con la altitud topográfica (GTOPO30) mostrada en sombras. Las cajas 1, 2, 3, 4 y 5 representan a las regiones de Chazuta, el alto Napo-Pastaza, Tamshiyacu, Tingo María y Quincemil. Las líneas oblicuas moradas representan los transectos seguidos para explorar perfiles de precipitación-topografía sobre los *hotspots* de Tingo María y Quincemil.

varias regiones y subregiones (Figura 1). Los conjuntos de datos fueron interpolados a un espaciamiento de grilla común de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  mediante interpolación bilineal. Además, los análisis incluyeron la construcción de *ensembles* de RCMs, lo que permitió agrupar las simulaciones según el RCM correspondiente.

El patrón espacial de la precipitación anual media simulada por los RCMs, tomando como referencia a un producto grillado de precipitación, fue evaluado mediante el diagrama de Taylor (Taylor, 2001). Su visualización incluye tres métricas: el coeficiente de correlación de Pearson, la desviación estándar normalizada y el error cuadrático medio normalizado. La precipitación orográfica fue analizada mediante

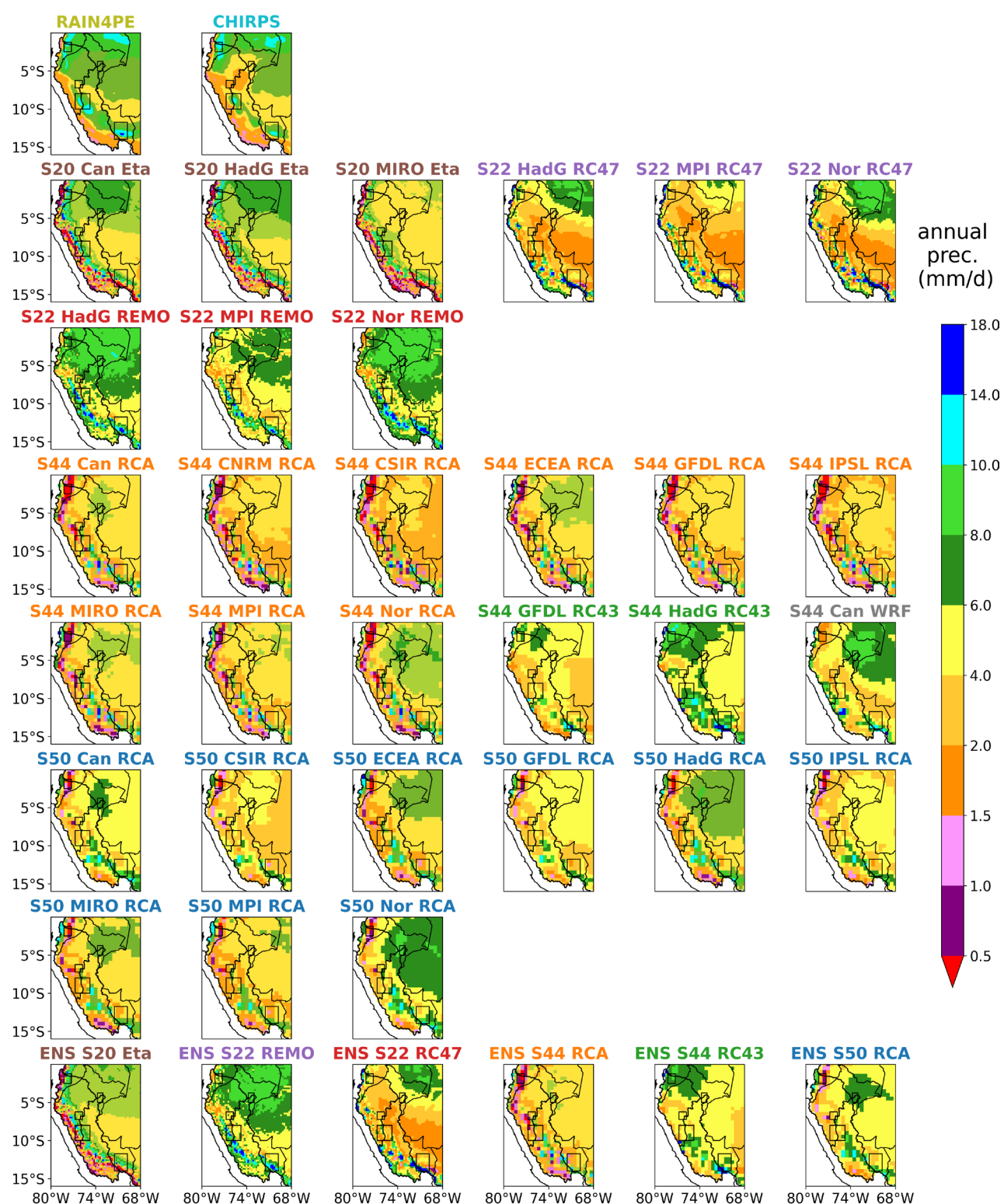
perfiles de precipitación y topografía en dos regiones de *hotspots* de precipitación (Figura 1). Por cada *hotspot*, se diseñó un mínimo de 8 transectos que siguen una trayectoria desde el lado de barlovento de las montañas hasta la cima de los Andes orientales. Se optó por seleccionar solamente a una combinación GCM-RCM de cada RCM de resolución  $0.2^\circ$  y  $0.22^\circ$  (S20 y S22), con el fin de no saturar la visualización. Esta selección se realizó considerando el rendimiento obtenido según el diagrama de Taylor. Finalmente, el análisis de los ciclos anuales de precipitación simulada se concentró en cinco regiones distintas en la zona de transición Andes-Amazonía. Estas regiones incluyen a Chazuta, el alto Napo-Pastaza, Tamshiyacu, Tingo María y Quincemil (ver cajas en la Figura 1).

### 3. Resultados

#### 3.1 Patrón espacial de la precipitación simulada por los RCMs

Los RCMs son validados en función de los patrones representados por RAIN4PE y CHIRPS. Ambos productos de referencia exhiben un gradiente de norte a sur en la Amazonía baja, con una máxima ecuatorial por encima de los 6 mm/d (milímetros por

día) y máximos de hasta 10-14 mm/d en la vertiente oriental ecuatoriana (primera fila de la Figura 2). Además, ambos productos representan una banda continua de *hotspots* de precipitación a lo largo de la vertiente oriental de los Andes, con dos máximas por encima de los 10 mm/d sobre Quincemil (12.5°S, 70.5°W) y Tingo María (9°S, 75.5°W). Además, en los altos Andes, por encima de los 4000 m s. n. m. (ver Figura 1), ambos productos indican tasas bajas de precipitación, típicamente por debajo de los 4 mm/d.



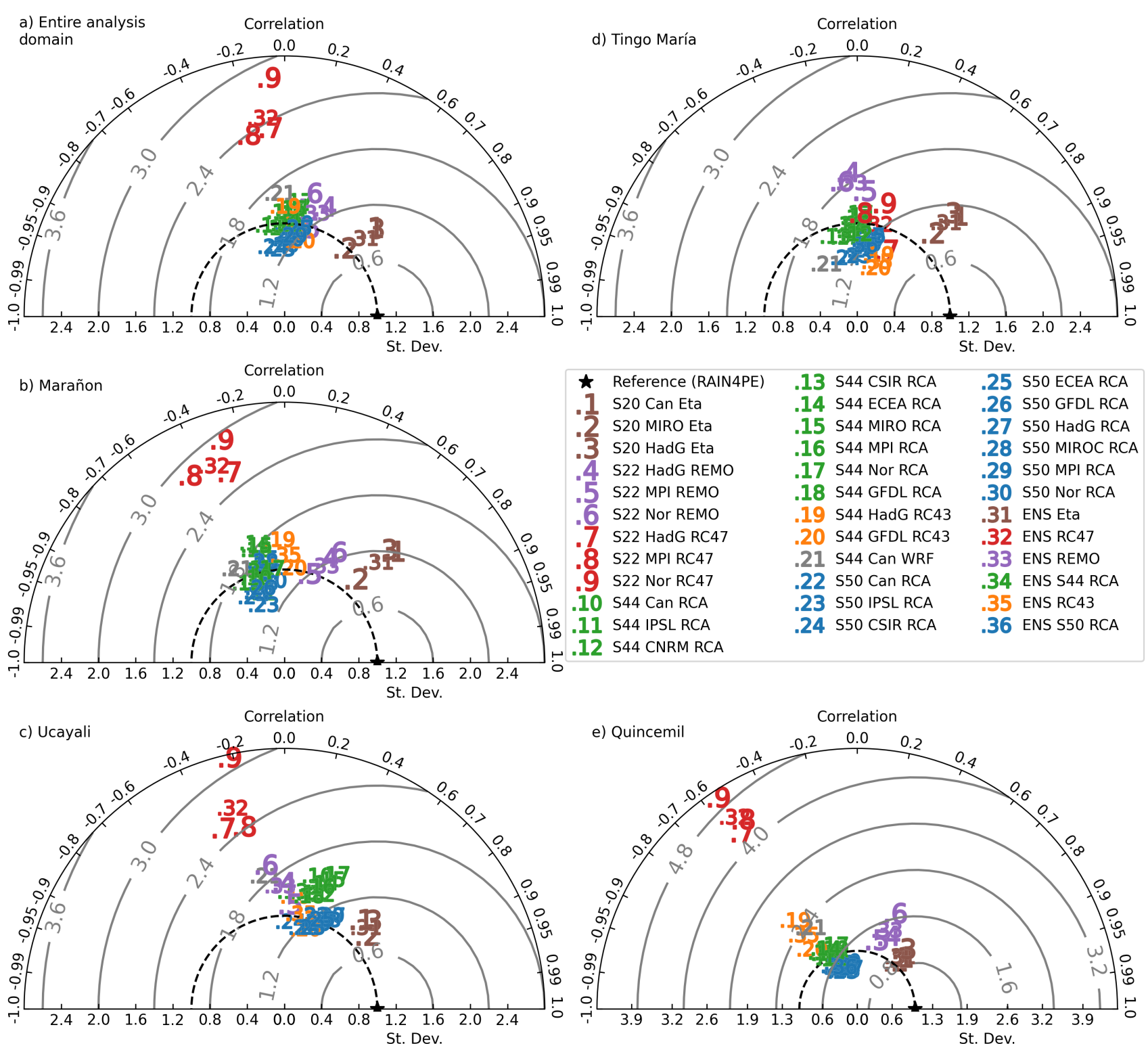
**Figura 2.** Precipitación diaria promedio entre 1981 y 2005 en la cuenca Amazónica occidental para (primera fila) productos grillados observacionales, (segunda y tercera fila) salidas de modelos climáticos regionales (RCM) de resolución S20 y S22, (cuarta y quinta fila) salidas de RCMs de resolución S44, (sexta y séptima fila) salidas de RCMs de resolución S50, y (octava fila) promedios del *ensemble* de RCMs. Los mismos colores sobre los nombres representan simulaciones pertenecientes al mismo RCM, y el mismo código de colores será utilizado a lo largo del manuscrito. Las resoluciones espaciales de los RCMs usados en este estudio (0.2° x 0.2°, 0.22° x 0.22°, 0.44° x 0.44° y 0.5° x 0.5°) son representadas por S20, S22, S44 y S50, respectivamente.

Las simulaciones del RCM Eta captaron bien el gradiente latitudinal de precipitación y una zona continua de *hotspots*, aunque sin máximas claras (Figura 2, segunda fila). El diagrama de Taylor muestra que Eta es el mejor en replicar patrones espaciales de precipitación, con correlaciones espaciales entre 0.3 y 0.6, comparado con RAIN4PE (Figura 3).

Las simulaciones del RCM REMO tienden a sobrestimar la precipitación en la vertiente oriental de los Andes, especialmente en zonas altoandinas al sur de los 10° S, con tasas de 4-8 mm/d frente a los 1-3.5 mm/d

observados, lo que conlleva a sobreestimaciones de hasta 800 %.

El RCM RC47 también sobrestima la precipitación en las cimas de los Andes, particularmente cerca del *hotspot* de Quincemil, con hasta 50 mm/d, una sobreestimación de hasta 2500 %. Además, simula cantidades más secas en la Amazonía baja al sur de 5° S y en la vertiente oriental. Estas simulaciones tienen el desempeño más bajo según el diagrama de Taylor (Figura 3), con varianzas espaciales altas y correlaciones entre -0.6 y 0.1.



**Figura 3.** Diagrama de Taylor en el que se muestran las 30 combinaciones de modelos climáticos globales y regionales (GCM-RCM), así como los 6 *ensembles* de RCMs sobre (a) el dominio de estudio (ver Figura 1), (b) cuenca del Marañón, (c) cuenca del Ucayali, y zona de *hotspots* de precipitación de (d) Tingo María y (e) Quincemil. Los mismos colores representan a las simulaciones pertenecientes al mismo RCM. RAIN4PE fue seleccionado como el producto de referencia. Las resoluciones espaciales de los RCMs usados en este estudio (0.2° × 0.2°, 0.22° × 0.22°, 0.44° × 0.44° y 0.5° × 0.5°), son representadas por S20, S22, S44 y S50, respectivamente.

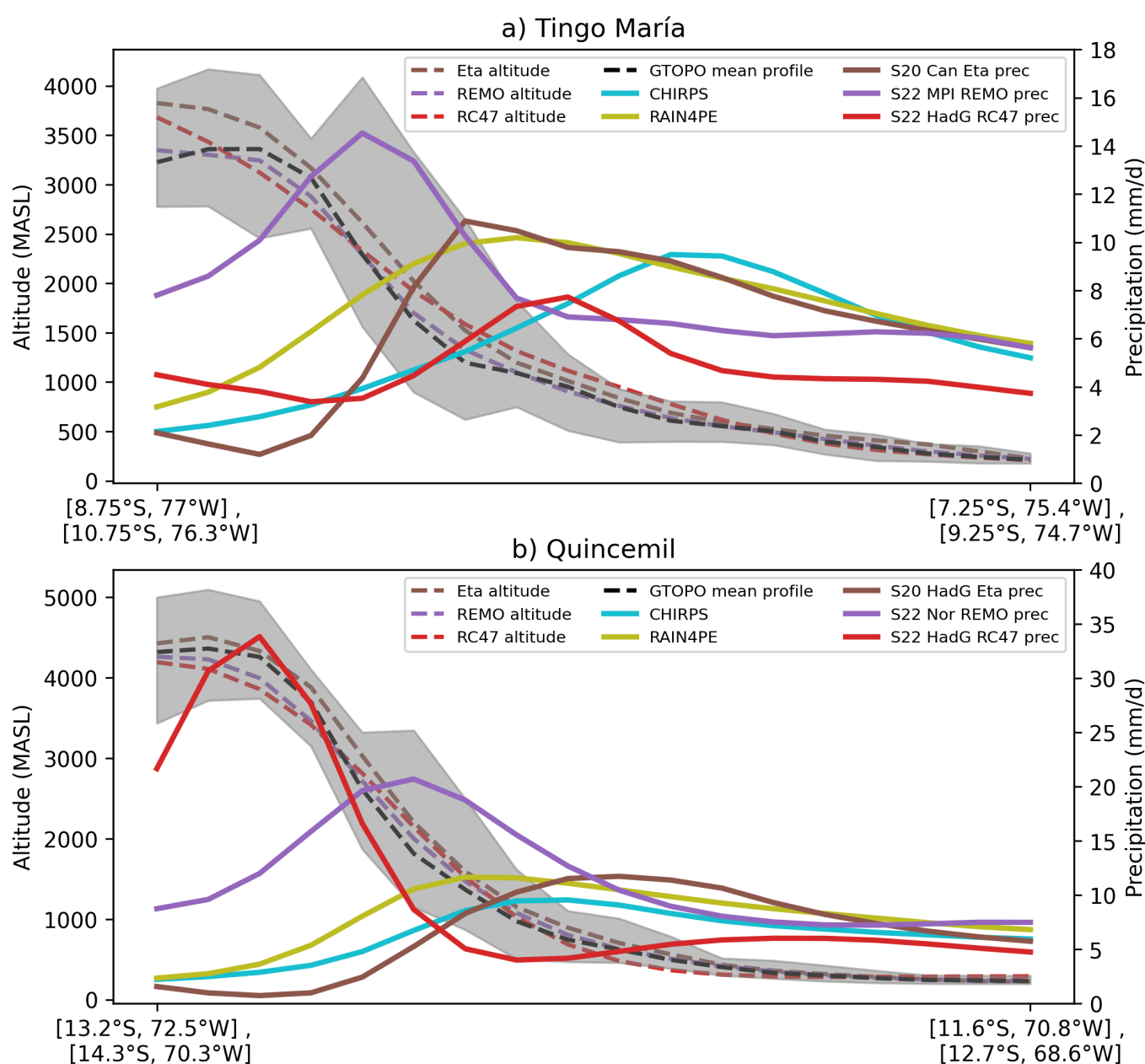
Las simulaciones de resolución S44 y S50 del RCA subestiman la precipitación en los Andes orientales entre 0° a 6° S, especialmente en Ecuador (0.5-1.5 mm/d frente a 6-11 mm/d observados). En contraste, en dicha región, las simulaciones RC43 representan mejor la precipitación. Las simulaciones RCA, forzadas por ECEA, MIRO, Nor y HadG, representan bien el gradiente latitudinal de precipitación y, de forma parcial, el patrón orográfico al sur de 10° S, aunque con sesgos positivos en las montañas.

La media espacial de los *ensembles* de RCMs (Figura 2, última fila) muestra que, aunque Eta (S20) obtiene mejores resultados, incrementar la resolución de S50 a S22 no mejora consistentemente los patrones de precipitación en la región Andes-Amazonía. Esto es notable con la baja eficiencia del modelo RC47 (S22) en diferentes cuencas y *hotspots* (Figura 3).

### 3.2 Precipitación orográfica

RAIN4PE y CHIRPS muestran representaciones heterogéneas de la precipitación a lo largo de ambos *hotspots*, tal como se visualizan en la Figura 4. Específicamente, sobre Tingo María, RAIN4PE (CHIRPS) localiza una máxima pluviométrica en 1150 (600) m s. n. m. Similarmente, en Quincemil, RAIN4PE (CHIRPS) localiza la máxima a 1300 (1000) m s. n. m. Además, vale la pena mencionar que RAIN4PE y CHIRPS también exhiben cantidades variables de precipitación en regiones entre 1500 y 3000 m s. n. m., con RAIN4PE mostrando aproximadamente el doble de las tasas de precipitación en comparación a CHIRPS en este rango altitudinal.

De acuerdo con las simulaciones S20 y S22 seleccionadas, el RCM Eta se acerca más a las cantidades



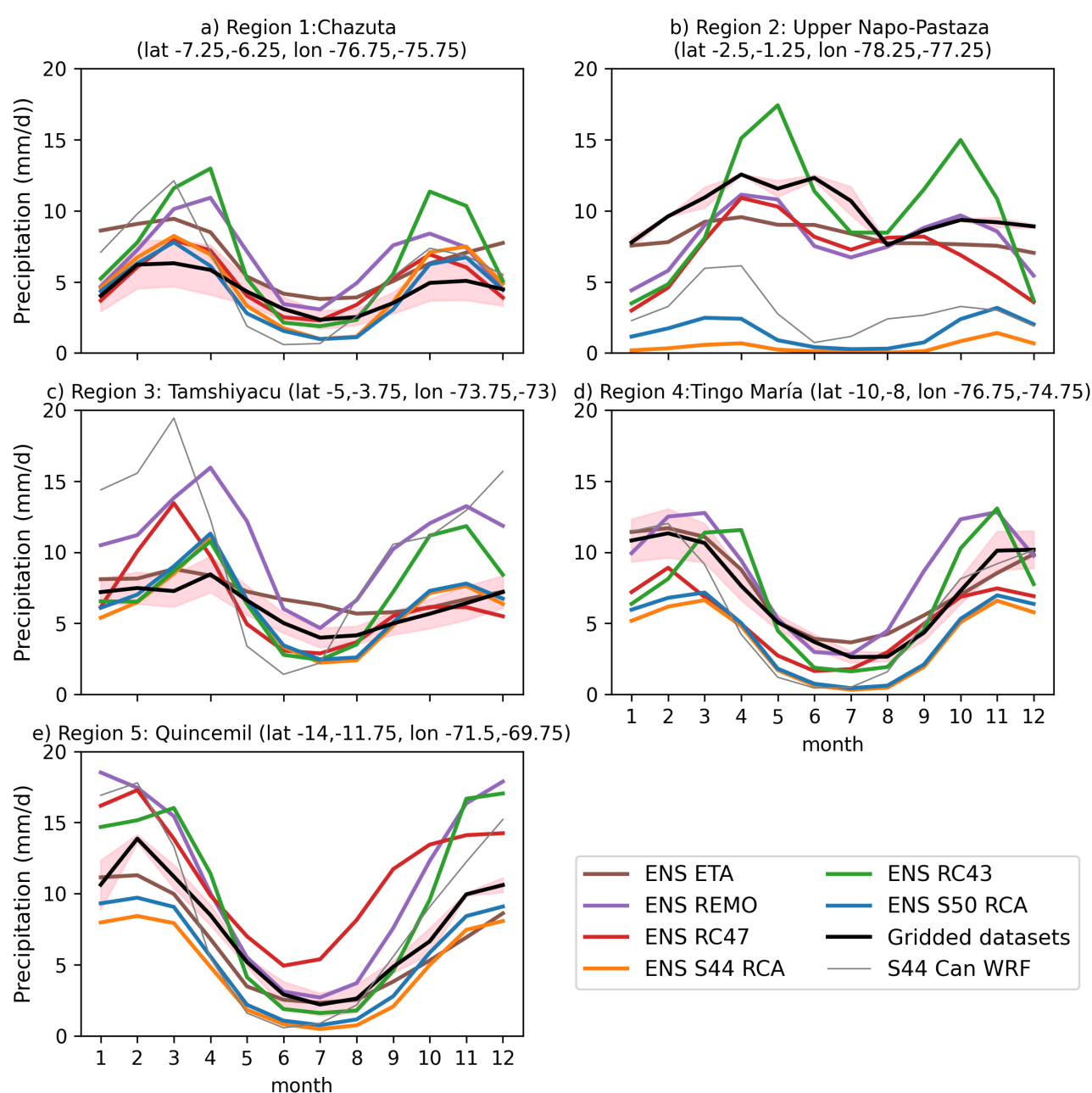
**Figura 4.** Perfiles medios de altitud topográfica (líneas punteadas) y precipitación diaria promedio (líneas sólidas) de CHIRPS, RAIN4PE y combinaciones seleccionadas de combinaciones GCM-RCM de resolución espacial S20 (0.2°) y S22 (0.22°) a lo largo de los transectos de (a) Tingo María y (b) Quincemil. La sombra gris representa la altitud máxima y mínima a lo largo de los transectos en GTOPO30. Los transectos siguen una orientación de barlovento hacia la cima (de derecha a izquierda en esta figura).

y altitudes de la máxima pluviométrica observadas en ambos perfiles, al compararse con RAIN4PE y CHIRPS. Sin embargo, es importante mencionar que las tasas de precipitación al oeste de la máxima disminuyen rápidamente con la altura a lo largo de los perfiles de Tingo María y Quincemil. En Quincemil, RC47 tiende a subestimar significativamente las tasas de precipitación en las pendientes (500-1500 m s. n. m.), con valores de 3.5 mm/d, mientras que las máximas observadas (10-12 mm/d) se localizan entre 1000 y 1500 m s. n. m. Esta combinación también produjo una máxima sobreestimada (media de 35 mm/d) en una altitud de 4100 m s. n. m., mientras que los productos grillados indican tasas de precipitación por debajo de los 5 mm/d a esta altura.

### 3.3 Variabilidad estacional

Las simulaciones RCMs, a lo largo de la región de transición Andes-Amazonía, representan satisfactoriamente, en general, las fluctuaciones estacionales. Sin embargo, algunos RCMs tienden a sobreestimar la precipitación, especialmente durante las temporadas lluviosas en las zonas más ecuatoriales (Figura 5a-5c). No obstante, la mayor parte de los RCMs pueden representar adecuadamente el ciclo bimodal de la precipitación observado en estas regiones.

Para el alto Napo-Pastaza y Tamshiyacu, el *ensemble* de Eta muestra un patrón relativamente uniforme a



**Figura 5.** Regímenes anuales de precipitación media entre 1981 y 2005 para las cinco cajas definidas en la Figura 1. La línea negra gruesa y la sombra rosa alrededor de ella representa el ciclo anual medio y la dispersión (máximo/mínimo) entre RAIN4PE y CHIRPS, respectivamente. Las resoluciones espaciales de los RCMs usados en este estudio ( $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ ,  $0.22^\circ \times 0.22^\circ$ ,  $0.44^\circ \times 0.44^\circ$  y  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) son representadas por S20, S22, S44 y S50, respectivamente.

lo largo del año. Sin embargo, es importante notar que las simulaciones individuales dentro de este *ensemble* exhiben una variabilidad significativa en sus ciclos estacionales (no mostrado). En contraste, RC43 y REMO producen sobreestimaciones de aproximadamente 100 % durante las temporadas más lluviosas (febrero-abril y octubre-noviembre).

En las regiones más sureñas (Tingo María y Quincemil, Figuras 5d y 5e), los RCMs generalmente exhiben un mayor nivel en términos de las formas y cantidades del ciclo estacional que en las localizaciones más ecuatoriales, aunque algunos sesgos están presentes en *ensembles* específicos. Por ejemplo, en Tingo María, el *ensemble* RC43 y los RCA de S44 y S50 tienden a simular erróneamente un ciclo bimodal. Específicamente, RC43 (REMO) sobreestima la precipitación durante abril y septiembre-noviembre (agosto-noviembre) en comparación con RAIN4PE y CHIRPS.

En Quincemil, todos los ciclos estacionales observados y simulados muestran un régimen unimodal, aunque RC43 y REMO sobreestiman la precipitación de la temporada lluviosa. Además, RC47 sobreestima la precipitación durante agosto-marzo, debido, primariamente, a las excesivas cantidades simuladas en altitudes por encima de los 2000 m s. n. m. Los *ensembles* de RCA también tienden a subestimar la precipitación a lo largo del año.

## 4. Discusiones

Mientras que el modelo de mayor resolución presentó el mejor desempeño (Eta, S20), el impacto de disminuir la resolución espacial de S44-S50 a S20-S22 no parece mejorar la simulación de la precipitación sobre los hotspots de precipitación para todos los RCMs. De hecho, modelos de resolución S22, como RC47, poseen una eficiencia muy limitada en comparación con otras simulaciones de resolución S44-S50. Por lo tanto, además de la resolución horizontal, otras características de la configuración del modelo deben afectar el rendimiento de los modelos (p. ej., las parametrizaciones físicas, las forzantes, el tratamiento de niveles verticales). Se debe tener cuidado en el modelado de alta resolución para configurar adecuadamente a los modelos en relación con las características climáticas de la región en estudio.

En la actualidad, los RCMs de última generación

involucran simulaciones a escalas de convección permitida, caracterizadas por resoluciones espaciales más finas que 4 km. Esto permite, en teoría, el desarrollo numérico explícito de los procesos de convección sin necesidad de esquemas de convección parametrizada. Ese tipo de simulaciones se encuentra a una escala espacial mucho más fina que la de los modelos estudiados aquí (0.2°-0.5°), por lo que es probable que el valor agregado en estas simulaciones sea poco significativo.

A escalas de convección permitida, los RCMs en los Andes tropicales consiguen mejorar significativamente características de la precipitación, como el patrón espacial, los procesos de mesoescala asociados al ciclo diurno de la convección y la estructura interna de sistemas convectivos de mesoescala (p. ej., Flores-Rojas et al., 2021; Junquas et al., 2022; Rosales et al., 2022). Sin embargo, ya que estas resoluciones espaciales se encuentran en la llamada "zona gris" de la convección, algunos procesos convectivos locales pueden ser resueltos explícitamente, mientras que otros todavía requieren el uso de parametrizaciones de convección. Estas incertidumbres pueden ser particularmente notables en cuanto a la interacción entre regímenes de circulación atmosférica tropical y las características fisiogeográficas locales, incluso a resoluciones espaciales muy altas (1 km), lo que sigue siendo un desafío para la comunidad de modelado climático (Junquas et al., 2022). Esto debe tomarse en cuenta en futuros estudios.

## 5. Conclusiones

Se realizó una comparación y evaluación de la eficiencia de 30 simulaciones GCM-RCM en el marco de trabajo de CORDEX-SAM y el RCM Eta en la representación de las climatologías espacio-temporales de la precipitación en la región de transición Andes-Amazonía durante el periodo "histórico" (1981-2005). Estas simulaciones resultan de la combinación de 6 RCMs y 10 GCMs a resoluciones espaciales comprendidas entre 0.2° y 0.5°. La estacionalidad suele estar bien representada, lo que es particularmente notable en zonas complejas como la Amazonía ecuatorial, con dos periodos húmedos al año. Sin embargo, varias simulaciones de RCMs tienen dificultades para replicar los patrones espaciales de precipitación orográfica, generalmente

sobreestimándolos durante los periodos lluviosos.

En este conjunto de simulaciones, cuando se trata de reproducir la precipitación orográfica sobre la región de transición Andes-Amazonía (específicamente, el RCM Eta a resolución de  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ ), la mejor eficiencia se observa en aquellas con la mayor resolución espacial. Sin embargo, al simular varias características de la precipitación orográfica, esta relación no se mantiene con las simulaciones de resolución  $0.22^\circ$ , en comparación con las simulaciones de resolución más gruesa ( $0.44^\circ$ - $0.5^\circ$ ). Por ejemplo, en el modelo RC47 de resolución  $0.22^\circ$  se pueden alcanzar sobreestimaciones de hasta 2500 % en algunas localizaciones de la zona de transición Andes-Amazonía. Al abordar estos sesgos en futuros esfuerzos de *downscaling* dinámico en esta región, se debe considerar las escalas de convección permitida y la selección de conjuntos de parametrizaciones físicas adaptadas para altas resoluciones y la complejidad topográfica.

Finalmente, los resultados de este estudio ofrecen perspectivas valiosas que pueden mejorar la aplicación de este conjunto de simulaciones climáticas regionales para científicos climatólogos y otros involucrados en estudios de impactos y vulnerabilidad a escalas locales bajo escenarios del clima futuro.

## Referencias

- Ambrizzi, T., Reboita, M. S., Da Rocha, R. P., & Llopart, M. (2019). The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 98-120. <https://doi.org/10.1111/nyas.13932>
- Armijos, E., Crave, A., Espinoza, J. C., Filizola, N., Espinoza-Villar, R., Ayes, I., Fonseca, P., Fraizy, P., Gutierrez, O., Vauchel, P., Camenen, B., Martinez, J. M., Dos Santos, A., Santini, W., Cochonneau, G., & Guyot, J. L. (2020). Rainfall control on Amazon sediment flux: synthesis from 20 years of monitoring. *Environmental Research Communications*, 2(5), 051008. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/ab9003>
- 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>
- 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. C., 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(5), 438-454. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2014.35039>
- 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. *Water Resources Research*, 51(5), 3459-3475. <https://doi.org/10.1002/2014WR016273>
- Fernandez-Palomino, C. A., Hattermann, F. F., Krysanova, V., Lobanova, A., Vega-Jácume, F., Lavado, W., Santini, W., Aybar, C., & Bronstert, A. (2022). A Novel High-Resolution Gridded Precipitation Dataset for Peruvian and Ecuadorian Watersheds: Development and Hydrological Evaluation. *Journal of Hydrometeorology*, 23(3), 309-336. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0285.1>
- Flores-Rojas, J. L., Moya-Álvarez, A. S., Valdivia-Prado, J. M., Piñas-Laura, M., Kumar, S., Karam, H. A., Villalobos-Puma, E., Martínez-Castro, D., & Silva, Y. (2021). On the dynamic mechanisms of intense rainfall events in the central Andes of Peru, Mantaro valley. *Atmospheric Research*, 248(105188). <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105188>
- Giorgi, F., & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. En *Annual Review of Environment and Resources*, 40, 467-490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., & Antonelli, A. (2010). *Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity*. *Science*, 330(6006), 927-931. <https://doi.org/10.1126/science.1194585>
- Junquas, C., Heredia, M. B., Condom, T., Ruiz-Hernández, J. C., Campozano, L., Dudhia, J., Espinoza, J. C., Menegoz, M., Rabatel, A., & Sicart, J. E. (2022). Regional climate modeling of the diurnal cycle of precipitation and associated atmospheric circulation patterns over an Andean glacier region (Antisana, Ecuador). *Climate Dynamics*, 58(11-12), 3075-3104. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06079-y>
- 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>
- Rosales, A. G., Junquas, C., da Rocha, R. P., Condom, T., & Espinoza, J. C. (2022). Valley-Mountain Circulation Associated with the Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes (Santa River Basin, Peru). *Atmosphere*, 13(2), 344. <https://doi.org/10.3390/atmos13020344>

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), 405-426. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4590-8>

Staal, A., Tuinenburg, O. A., Bosmans, J. H. C., Holmgren, M., Van Nes, E. H., Scheffer, M., Zemp, D. C., & Dekker, S. C. (2018). Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nature Climate Change*, 8(6), 539-543. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0177-y>

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183-7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

# MÉTODO DE CORRECCIÓN DE ATENUACIÓN PARA EL RADAR DE BANDA X SOPHY

Carlos Del-Castillo Velarde<sup>1</sup>, Ricardo Reinoso-Rondinel<sup>2,3</sup>, Danny E. Scipion<sup>1</sup> y Yamina Silva Vidal<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

<sup>2</sup> Civil Engineering, Hydraulics & Geotechnics, KU Leuven, Leuven, Belgium

<sup>3</sup> Royal Meteorological Institute of Belgium, Brussels, Belgium

**Palabras clave:** Banda X, Radar SOPHy, atenuación, meteorología

Citar como Del-Castillo, C., Reinoso-Rondinel, R., Scipion, D., & Silva Vidal, Y. (2024). Método de corrección de atenuación para el radar de banda X SOPHy. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 07, págs. 15-19.

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

Los radares meteorológicos son una potente herramienta para fortalecer la gestión del riesgo de desastres y los recursos hídricos, especialmente en el contexto del fenómeno El Niño. Sin embargo, es necesaria la investigación y desarrollo para mejorar la exactitud de los datos producidos, como se muestra en el caso de correcciones de atenuación aplicadas al radar SOPHy, desarrollado por el IGP, durante las precipitaciones registradas en la región Piura. Integrar estos datos en la planificación y respuesta ante emergencias puede reducir considerablemente los impactos de eventos climáticos extremos, especialmente en el marco de los Sistemas de Alerta Temprana.

## Resumen

El radar SOPHy (Scanning-system for Observation of Peruvian Hydrometeorological) es el primer radar meteorológico de banda X (9.345 GHz) y doble polarización construido en el Perú por el Instituto Geofísico del Perú. Este radar tiene como objetivo investigar la microfísica involucrada en las precipitaciones sólidas y líquidas, así como las condiciones atmosféricas en el Perú, monitorear las precipitaciones y, a la par, ser una herramienta sustancial para la prevención de desastres. Para lograr estos objetivos, es necesario que las mediciones del radar SOPHy pasen por un control de calidad previo que corrija la atenuación causada por las gotas de lluvias intensas. En este estudio se evalúa el impacto de la corrección de la atenuación en dos

eventos de lluvias ocurridos en Piura. Los resultados preliminares muestran una ligera mejora al aplicar la corrección; sin embargo, para valores de reflectividad menores a 20 dBZ, la atenuación específica es sobreestimada.

## 1. Introducción

Los radares de banda X tienen la característica de ser compactos; además de ello, trabajan con un bajo consumo energético y poseen una alta resolución temporal. A pesar de todos estos atributos, un radar de este tipo tiene como uno de sus principales desafíos el alto grado de atenuación de la señal en un entorno de lluvias intensas, donde la señal puede ser atenuada entre 7 y 10 veces más que en los radares de banda C

y  $S$ , respectivamente (Wang et al., 2020). Los radares de doble polarización, a diferencia de los radares convencionales, tienen la capacidad de identificar los tipos de hidrometeoros con base en su tamaño y forma, y reducir los efectos de la atenuación en las mediciones mediante técnicas avanzadas de corrección. Si bien el radar SOPHY es un radar de doble polarización, actualmente solo está disponible una polarización debido a problemas técnicos, lo que limita el número de métodos para corregir la atenuación. Por tal motivo, en esta investigación se busca proponer una metodología que permita corregir la atenuación utilizando una única polarización.

## 2. Datos

Para esta investigación se usaron los datos del disdrómetro óptico PARSIVEL 2, instrumento que permite medir la distribución de tamaño de gotas (DSD, por sus siglas en inglés) y derivar variables de radar, como reflectividad, con una resolución temporal de 1 minuto (Valdivia et al., 2020; Villalobos et al., 2020). El disdrómetro se encuentra en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR), ubicado en el Observatorio Geofísico de Huancayo del IGP, en el departamento Junín ( $12^{\circ}02'18''S$ ,  $75^{\circ}19'22''W$ ), y los datos abarcan desde 2018 hasta 2023. El radar SOPHY operó entre el 23 de diciembre de 2023 y el 21 de abril de 2024 en el departamento de Piura ( $5^{\circ}10'02''S$ ,  $80^{\circ}41'23''W$ ), y realizó escaneos de tipo PPI (Plan Position indicator, por sus siglas en inglés) a elevaciones de  $1.4^{\circ}$ ,  $3.2^{\circ}$ ,  $5^{\circ}$  y  $9^{\circ}$ . Las especificaciones técnicas se encuentran detalladas en Espinoza et al. (2021).

## 3. Metodología

Uno de los primeros y más conocidos métodos para corregir la atenuación es el propuesto por Hitschfeld y Bordan (1954). Su solución consiste en calcular la atenuación integrada en el trayecto (Path-Integrated Attenuation-PIA, Ec. 1) mediante la ecuación (2), donde los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  son constantes. Finalmente, la reflectividad se corrige utilizando la ecuación (3).

$$PIA = 2 \int_0^r A(s) ds \quad (1)$$

$$A = \alpha Z^{\beta} \quad (2)$$

$$10 \log_{10}(Z_{\text{corregido}}(r)) = 10 \log_{10}(Z_{\text{medido}}(r)) + PIA \quad (3)$$

Donde  $Z$  es la reflectividad en  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ;  $A$ , la atenuación específica en  $\text{dB}/\text{km}$ ;  $PIA$ , la atenuación integrada en el trayecto en  $\text{dB}$  y, finalmente,  $r$  es el rango.

A principios del siglo XXI, Krämer y Verworn (2009), y posteriormente, Jacobi et al. (2016), modificaron la solución de Hitschfeld y Bordan (en adelante HB) con dos ajustes para evitar las inestabilidades de este método. El primero consistió en ajustar los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  mediante un cálculo iterativo a partir de un rango de valores, mientras que el segundo en limitar el  $PIA$  y la reflectividad corregida a  $20 \text{ dB}$  y  $59 \text{ dBZ}$ , respectivamente. Al día de hoy, el paquete de Python wradlib implementa la solución de Krämer y Jacobi mediante la función `atten.correct_attenuation_constrained`, donde los valores máximos y mínimos de los parámetros ( $\alpha$  y  $\beta$ ) fueron determinados mediante las ecuaciones (4) y (5) (Overeem et al., 2021):

$$\alpha_{\min, \max} = \hat{\alpha} \exp(\pm 2\sigma_{\epsilon_{\log(\alpha)}}) \quad (4)$$

$$\beta_{\min, \max} = \hat{\beta} \pm 2\sigma_{\epsilon_{\beta}} \quad (5)$$

$$\epsilon_{\log(\alpha)} = \frac{\log(A) - \log(\hat{\alpha} Z^{\hat{\beta}})}{2} \quad (6)$$

$$\epsilon_{\beta} = \frac{\log(A) - \log(\hat{\alpha} Z^{\hat{\beta}})}{2 \log(Z)} \quad (7)$$

Donde  $\sigma$  es la desviación estándar, y  $\hat{\alpha}$  y  $\hat{\beta}$  denotan los valores promedios de  $\alpha$  y  $\beta$ . Las variables de radar ( $Z$  y  $A$ ) fueron simuladas a partir de las mediciones del disdrómetro, siguiendo la metodología de Park et al. (2005) y Gorgucci y Chandrasekar (2005).

## 4. Resultados

En la Figura 1 se muestra un gráfico de dispersión entre la atenuación específica y la reflectividad usando los datos del disdrómetro. Mediante la regresión lineal se determinó que los parámetros de  $\alpha$  y  $\beta$  correspondientes son  $0.000162$  y  $0.719$ , respectivamente (línea sólida negra), para  $Z > 10 \text{ dBZ}$ , con el objetivo de omitir los valores menos significativos. Las líneas punteadas rojas representan el límite máximo y mínimo determinados en función de las incertidumbres  $\epsilon_{\log(\alpha)}$  y  $\epsilon_{\beta}$ . Los valores mínimos y máximos estimados para  $\alpha$  fueron  $1.403\text{e-}4$  y

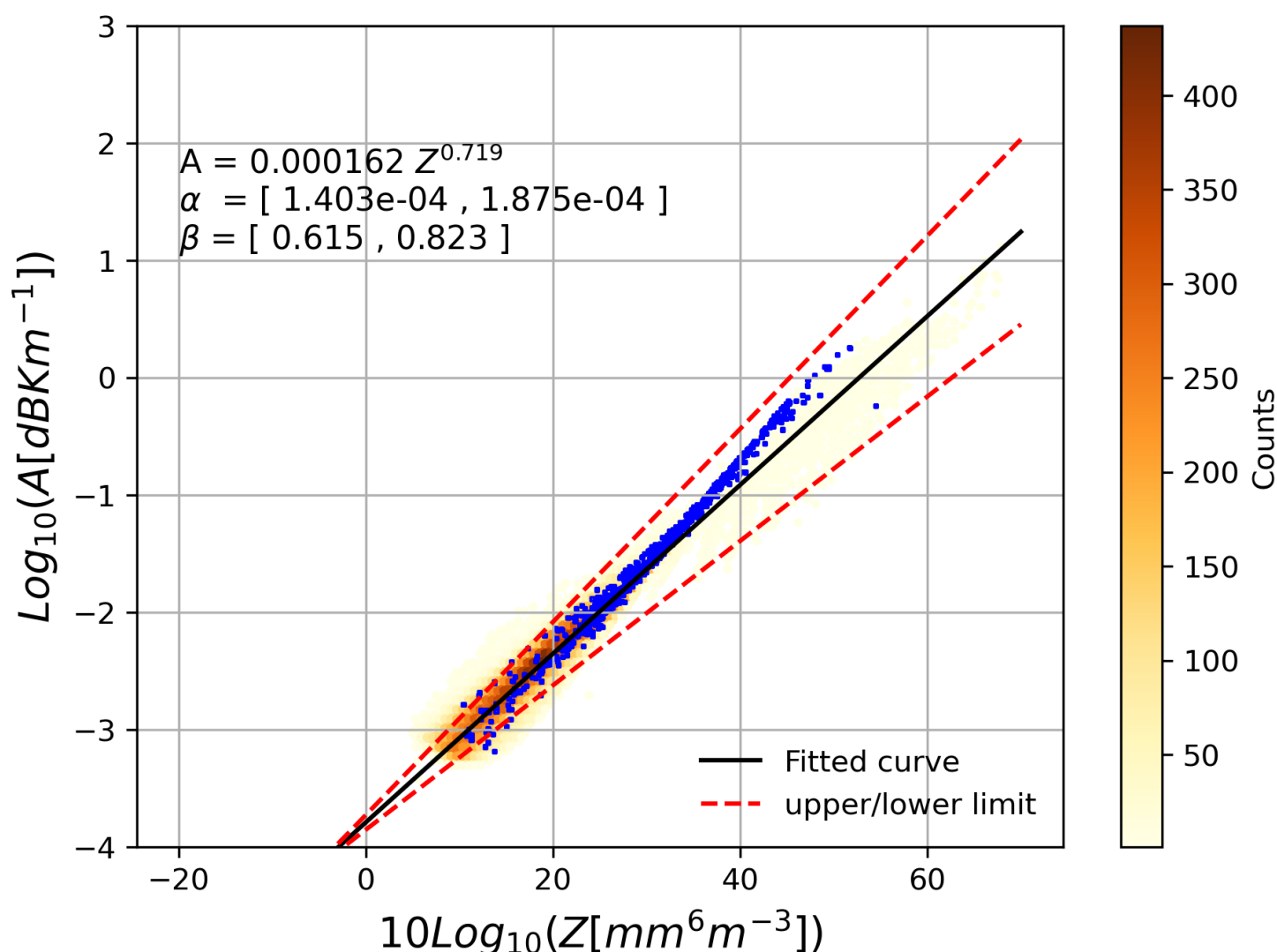
$1.875e-4$ , respectivamente, y para  $\beta$  fueron de  $0.615$  y  $0.823$ . Para corroborar que los límites definidos son válidos para Piura se superpusieron los puntos de dispersión de las mediciones realizadas durante el mes de febrero de 2024. Así, se observó que los eventos ocurridos durante este mes se ajustan a lo estimado para Huancayo. Los resultados obtenidos fueron muy similares a investigaciones previas, donde el parámetro  $\alpha$  suele variar desde  $9.78e-5$  hasta  $1.08e-4$ , y el parámetro  $\beta$  desde  $0.757$  hasta  $0.9$  (Park et al., 2005; Das et al., 2020; Burgemeister et al., 2023). El parámetro  $\alpha$  se caracteriza por tener mayor variabilidad debido a su dependencia con el DSD (Das et al., 2020). Por otro lado, el parámetro  $\beta$  depende principalmente de la temperatura, por lo que sus valores son más estables (Park et al., 2005).

Se analizaron dos eventos de lluvia ocurridos el 5 y 20 de febrero de 2024, en el departamento de Piura, para medir la efectividad de la corrección de atenuación. Se gráfico la dispersión de A-Z antes y después de la corrección (Figura 2) para todos

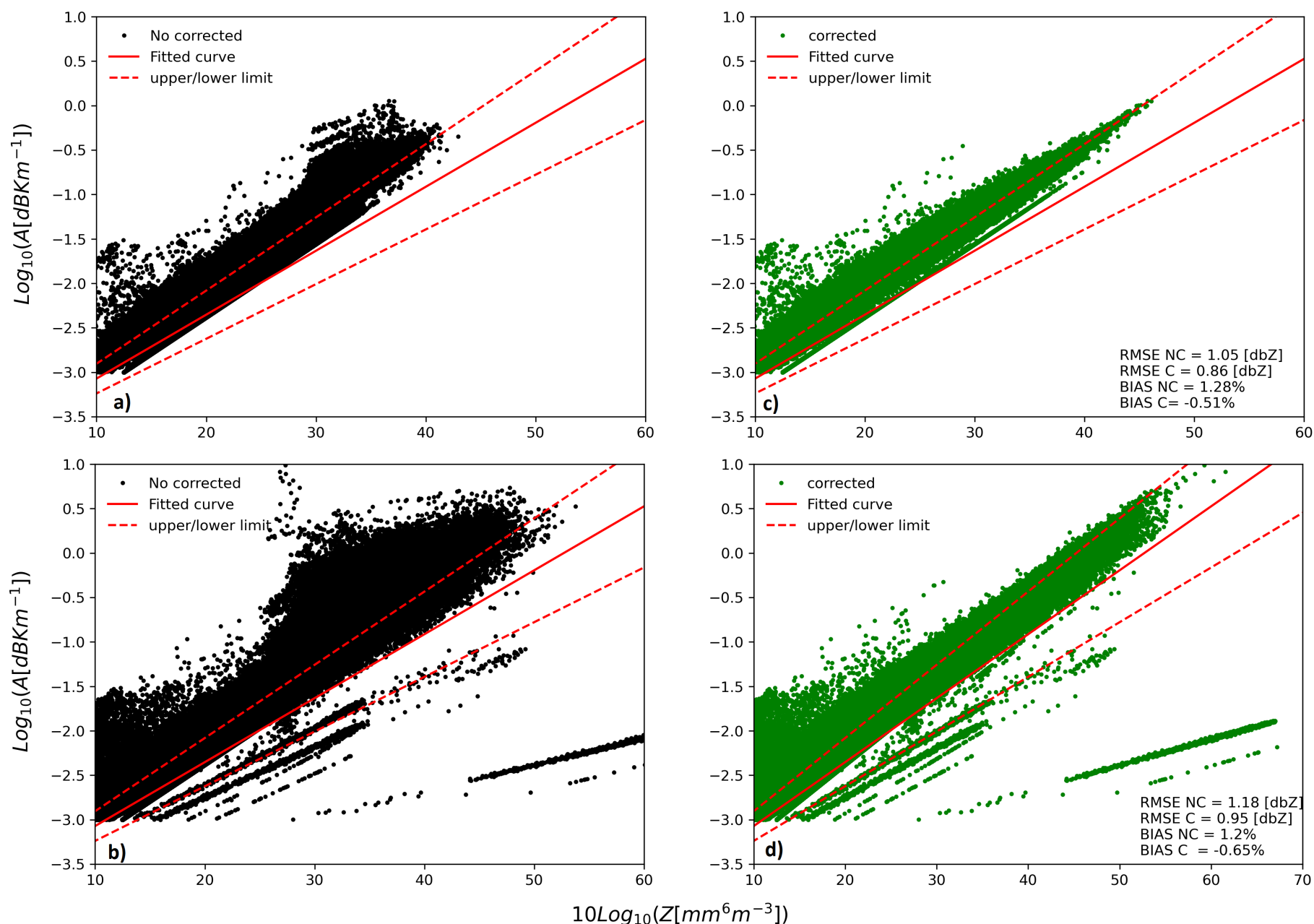
los píxeles disponibles de cada evento cuya altura fuese menor a 4000 metros, con el fin de considerar únicamente las precipitaciones en fase líquida.

Durante el evento del 5 de febrero (Figuras 2a, c), se observó que la relación A-Z estimada para SOPHy se ajusta a los parámetros  $\alpha_{max}$  y  $\beta_{max}$ . Al aplicarse la corrección de atenuación, el error se redujo de  $1.05$  dBZ a  $0.86$  dBZ, mientras que el sesgo de  $1.28\%$  a  $-0.51\%$ , mostrando una mejora considerable para reflectividades mayores a  $30$  dBZ. Para reflectividades menores a  $20$  dBZ, la atenuación no es tan severa, por lo que apenas se aprecia variación entre los valores antes y después de la corrección; sin embargo, en este rango, la atenuación específica tiende a ser sobreestimada, alejándose de la curva de ajuste.

Por su parte, el evento del 20 de febrero (Figuras 2b, d) se ajusta a los parámetros máximos y centrales ( $\alpha_{max}, \beta_{max}, \hat{\alpha}$  y  $\hat{\beta}$ ) y, en algunos casos, a los parámetros mínimos. La alta variabilidad es consecuencia del tipo de evento de lluvia: el 20 de febrero fue uno de



**Figura 1.** Gráfico de dispersión de la atenuación específica y la reflectividad derivada a partir de datos de disdrómetro. La línea sólida negra representa la curva determinada por la regresión lineal, mientras que las líneas punteadas rojas muestran las curvas determinadas mediante los valores máximos y mínimos de los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ . Los puntos azules corresponden a las mediciones de disdrómetro realizadas en Piura el 5 y 20 de febrero de 2024.



**Figura 2.** Gráfico de dispersión de la atenuación específica y la reflectividad derivada a partir de todos los píxeles de los PPI a 1.4°, 3.2°, 5° y 9°, con alturas menores a 4000 m para los eventos del 5 de febrero (a, c) y 20 de febrero (b, d). Los puntos negros son los píxeles sin corregir; los puntos verdes, los píxeles corregidos; la línea sólida roja, la línea de ajuste y, finalmente, las líneas punteadas rojas indican los límites máximos y mínimos.

tipo convectivo, a diferencia del 5 de febrero que fue de tipo estratiforme. Durante este evento, se observó que, para valores de reflectividad menores a 20 dBZ, la atenuación específica es sobreestimada, al igual que durante el 5 de febrero.

## 5. Conclusiones

La corrección de atenuación aplicada mostró un buen desempeño para valores de reflectividad mayores a 30 dBZ; sin embargo, la atenuación específica estimada para valores de reflectividad menores a 20 dBZ está sobreestimada. Esta sobreestimación de la atenuación específica podría originar errores en la estimación del PIA y, al mismo tiempo, conducir a una sobreestimación de la precipitación ligera, especialmente si se emplea la ecuación A-R ( $A = aR^b$ ).

Por tal motivo, sería necesario ajustar los parámetros de A-Z y disponer de un periodo de validación más amplio para mejorar la corrección de la atenuación. Además, se debe considerar que los parámetros de la atenuación podrían ser diferentes para Piura y Huancayo, por lo cual es importante calibrar la atenuación con datos específicos para cada región.

## Referencias

Burgemeister, F., Clemens, M., & Ament, F. (2023). Reanalysis of multi-year high-resolution X-band weather radar observations in Hamburg, *Earth System Science Data*, 16(5), 2317–2332. <https://doi.org/10.5194/essd-16-2317-2024>  
 Das, S. K., Krishna, U. V. M., Kolte, Y. K., Deshpande, S. M., & Pandithurai, G. (2020). Assessment of Ground-based X-band Radar Reflectivity: Attenuation Correction and its Comparison with Space-borne Radars over the Western Ghats, India. *Earth and Space Science*, 7(11), e2019EA000861. <https://doi.org/10.1029/2019EA000861>

Espinoza, J.C., Scipión, D., Valdez, A., & Verástegui, J. (2021). *SOPHY: Scanning-system for Observations of Peruvian Hydrometeorological-events*. 2021 IEEE International Conference on Aerospace and Signal Processing (INCAS). <https://doi.org/10.1109/INCAS53599.2021.9666928>

Gorgucci, E., & Chandrasekar, V. (2005). Evaluation of Attenuation Correction Methodology for Dual-Polarization Radars: Application to X-Band Systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(8), 1195-1206. <https://doi.org/10.1175/JTECH1763.1>

Hitschfeld, W., & Bordan, J. (1954). Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of Atmospheric Sciences*, 11(1), 58-67. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1954\)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1954)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2)

Jacobi, S., & Heistermann, M. (2016). Benchmarking attenuation correction procedures for six years of single-polarized C-band weather radar observations in South-West Germany. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(6), 1785-1799. <https://doi.org/10.1080/19475705.2016.1155080>

Krämer, S., & Verworn, H. (2009). Improved radar data processing algorithms for quantitative rainfall estimation in real time. *Water Science and Technology*, 60(1), 175-84. <https://doi.org/10.2166/wst.2009.282>

Overeem, A., de Vries, H., Al Sakka, H., Uijlenhoet, R., & Leijnse, H. (2021). Rainfall-Induced Attenuation Correction for Two Operational Dual-Polarization C-Band Radars in the Netherlands. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 38(6), 1125-1142. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0113.1>

Park, S., Bringi, V. N., Chandrasekar, V., Maki, M., & Iwanami, K. (2005). Correction of Radar Reflectivity and Differential Reflectivity for Rain Attenuation at X Band. Part I: Theoretical and Empirical Basis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(11), 1621-1632. <https://doi.org/10.1175/JTECH1803.1>

Valdivia, J. M., Scipión, D. E., Milla, M., & Silva, Y. (2020). Multi-Instrument Rainfall-Rate Estimation in the Peruvian Central Andes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(10), 1811-1826. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-19-0105.1>

Villalobos-Puma, E., Martinez-Castro, D., Flores-Rojas, J.L., Saavedra-Huanca M., & Silva-Vidal, Y. (2020) Diurnal Cycle of Raindrops Size Distribution in a Valley of the Peruvian Central Andes. *Atmosphere*, 11(1), 38. <https://doi.org/10.3390/atmos11010038>

Wang, C., Wu, C., Liu, L., Liu, X., & Chen, C. (2020). Integrated Correction Algorithm for X Band Dual-Polarization Radar Reflectivity Based on CINRAD/SA Radar. *Atmosphere*, 11(1), 119. <https://doi.org/10.3390/atmos11010119>

# RESUMEN INFORME TÉCNICO

## n.º PPR/EL NIÑO-IGP/2024-06

Publicado el 11 de julio de 2024

En mayo, según el valor del Índice Costero El Niño (ICEN), se presentó la condición neutra (-0.61), la misma condición se esperaría para el ICEN temporal (ICEN-tmp) de junio (-0.88) y julio (-0.63). La mayoría de los pronósticos climáticos internacionales y nacionales indican un escenario de anomalías negativas de la TSM frente a la costa peruana hasta mayo de 2025; sin embargo, estos valores se mantendrían en el rango neutral. Por lo pronto, no se configura un evento La Niña costera.

En el Pacífico central, el Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) de mayo (0.39), así como valores del ONI temporal de junio (0.11) y julio (-0.29), indica la condición neutra pero con una tendencia negativa. El promedio de los pronósticos de los modelos climáticos muestra que en agosto se iniciaría un evento La Niña en el Pacífico central, el que se extendería, por lo pronto, hasta mediados de otoño de 2025, alcanzando su máxima intensidad a finales de la primavera de 2024. Para el verano 2024-2025 el promedio de los modelos indica que La Niña tendría una magnitud débil.

El informe técnico completo se encuentra disponible en <https://bit.ly/InfTecnElNino2024-06IGP>



"Decenio de la Igualdad de oportunidades para mujeres y hombres"  
"Año del Bicentenario, de la consolidación de nuestra Independencia,  
y de la conmemoración de las heroicas batallas de Junín y Ayacucho"



PP 068 "Reducción de la Vulnerabilidad y Atención de Emergencia por Desastres"

Producto: "Estudios para la estimación de los riesgos de desastres"

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

Instituto Geofísico del Perú

INFORME TÉCNICO N° PpR/El Niño-IGP/2024-06

11/07/2024

**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.

### Resumen

En mayo, según el valor del Índice Costero El Niño (ICEN), se presentó la condición neutra (-0.61), la misma condición se esperaría para el ICEN temporal (ICEN-tmp) de junio (-0.88) y julio (-0.63). La mayoría de los pronósticos climáticos internacionales y nacionales indican un escenario de anomalías negativas de la TSM frente a la costa peruana hasta mayo de 2025; sin embargo, estos valores se mantendrían en el rango neutral. Por lo pronto, no se configura un evento La Niña costera.

En el Pacífico central, el Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) de mayo (0.39), así como valores del ONI temporal de junio (0.11) y julio (-0.29), indica la condición neutra pero con una tendencia negativa. El promedio de los pronósticos de los modelos climáticos muestra que en agosto se iniciaría un evento La Niña en el Pacífico central, el que se extendería, por lo pronto, hasta mediados de otoño de 2025, alcanzando su máxima intensidad a finales de la primavera de 2024. Para el verano 2024-2025 el promedio de los modelos indica que La Niña tendría una magnitud débil.

www.igp.gob.pe | Calle Badajoz N° 169  
Urb. Mayorazgo IV Etapa  
Ate. Lima 15012 - Perú.  
(51) 13172300



**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 10-2024



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**

Publicado el 12 de julio de 2024

La Comisión Multisectorial del ENFEN cambia el "Estado del sistema de alerta" de "Vigilancia" a "No Activo", dado que, si bien se espera que continúen las anomalías negativas de la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2, es más probable que estas se mantengan dentro del rango neutral en los próximos meses (Figura 1).

Conforme al juicio experto del ENFEN, basado en los datos observados y los pronósticos de los modelos climáticos nacionales e internacionales, en el Pacífico central (región Niño 3.4, Figura 1) se espera el desarrollo de La Niña de magnitud débil a partir de agosto de 2024, alcanzando su mayor intensidad hacia fin de año, siendo más probable que La Niña débil se extienda hasta el verano de 2025 (Figura 2)<sup>3</sup>. Por otro lado, en la región Niño 1+2 es más probable la condición neutra de setiembre hasta fin de año, salvo agosto en el cual las condiciones frías son más probables (Figura 2). Para el verano 2024-2025, es más probable la condición neutra (Tabla 1).

El pronóstico estacional para julio-septiembre de 2024<sup>1</sup> indica valores de temperaturas del aire inferiores a lo normal en la costa peruana. En la Amazonía predominarán condiciones térmicas de normal a sobre lo normal y en la zona andina temperaturas mínimas entre normales a inferior de lo normal. Asimismo, se esperan lluvias por debajo del promedio hasta la primavera, principalmente en la región andina central y sur.

Según el pronóstico hidrológico<sup>2</sup>, entre julio y setiembre, en la Región Hidrográfica del Pacífico se prevé que predominen caudales debajo de lo normal en los ríos Chira y Piura; en el rango normal y sobre lo normal en los ríos Rímac y Chancay-Huaral, respectivamente, y normal en el río Ocoña. Dado que en los meses de estiaje se registran los caudales más bajos, principalmente entre junio y setiembre y por la estacionalidad, no se esperan inundaciones por lluvias intensas. En la Región Hidrográfica del Titicaca, se prevé que predominen caudales debajo de su normal,

<sup>1</sup> Perspectivas climáticas, julio-septiembre de 2024: <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02262SENA-48.pdf>

<sup>2</sup> Pronóstico hidrológico a nivel nacional, julio-noviembre de 2024: <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-47.pdf>

<sup>3</sup> La Niña débil: corresponde cuando el ONI (media móvil de tres meses de la anomalía de TSM en el Pacífico central) presenta valores entre  $-0,5^{\circ}\text{C}$  y  $-1^{\circ}\text{C}$  durante 3 meses consecutivos.

acentuándose a anomalías más negativas para los meses de septiembre y noviembre. Finalmente, en la Región Hidrográfica del Amazonas, se espera que predominen condiciones normales.

En cuanto a los recursos pesqueros, en las siguientes semanas, se espera que la anchoveta intensifique su actividad reproductiva. En la región sur, se mantendrá una mayor disponibilidad de jurel y de caballa. En cuanto a la merluza, se espera que la disponibilidad del recurso se mantenga en niveles similares a los observados entre mayo y junio. Asimismo, se espera que el calamar gigante o pota presente su disponibilidad habitual a la pesquería frente a la costa norte y sur.

Se recomienda a los tomadores de decisiones y población en general tener en cuenta los posibles escenarios de riesgo tanto de los pronósticos estacionales como de la posible presencia de La Niña débil en el Pacífico central para la primavera y el verano 2024-2025. Esto con la finalidad que se adopten las acciones que correspondan para la preparación y reducción del riesgo de desastres.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continuará informando sobre la evolución de las condiciones oceánicas-atmosféricas y actualizando las perspectivas. El ENFEN emitirá su próximo comunicado oficial el viernes 16 de agosto de 2024.

- Para mayor información, consultar el Informe Técnico Mensual en el siguiente enlace: <https://bit.ly/InfTecENFEN10-2024>
- Puede acceder a leer en comunicado en su totalidad a través del siguiente enlace: <https://bit.ly/comunicadoENFEN10-2024>

#### INSTITUCIONES MIEMBROS DEL ENFEN





-  @igp.peru
-  @igp\_peru
-  @igp.peru
-  @igp\_videos
-  @institutogeofisicodelperu
-  @igp.peru