

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.

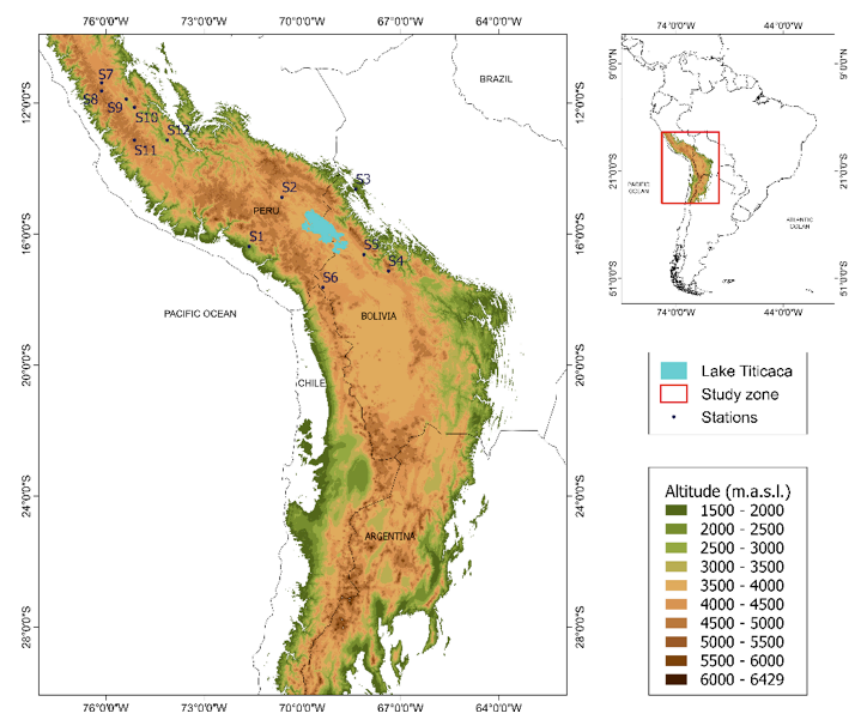


Figura 1. Mapa de ubicación de los Andes Centrales donde se muestra la elevación topográfica de la cordillera de los Andes por encima de los 1500 m en colores. Los puntos negros muestran las ubicaciones de 12 estaciones de pluviómetros que tienen al menos 1000 valores mensuales (S1, S2, ... y S12). Adaptado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

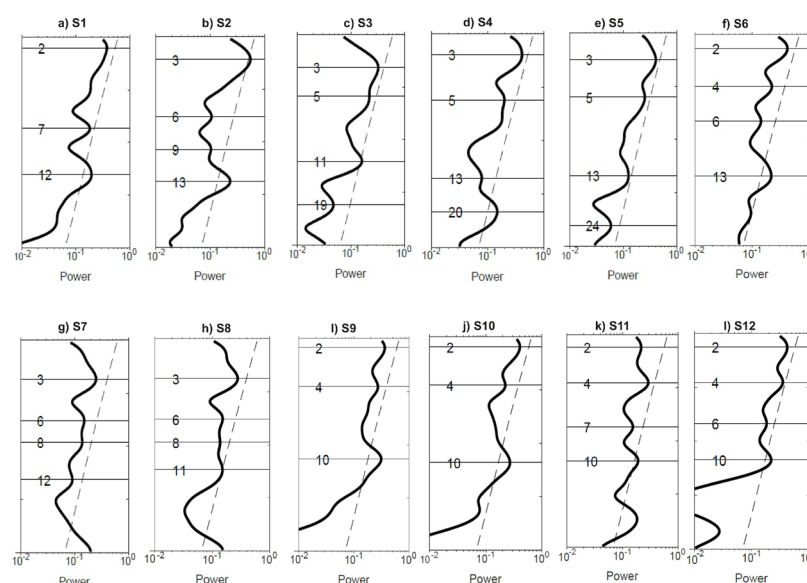


Figura 2. Perfil de espectro de potencia de las anomalías mensuales de precipitación (mm²) para las 12 estaciones pluviométricas ubicadas dentro de los Andes centrales con al menos 1000 valores mensuales. Las líneas horizontales representan los picos del espectro de potencia. El análisis es para el verano 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).

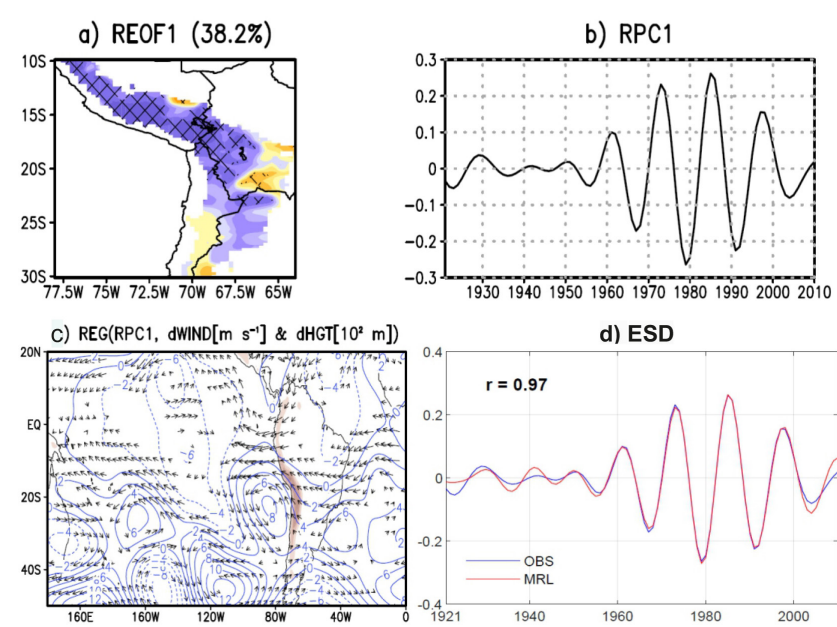


Figura 3. El primer REOF (A) y el primer PC (B) de la componente decenal (10-13 años) de las lluvias de los Andes centrales. C) Los patrones de regresión de los vientos y altura geopotencial sobre América del Sur en los niveles troposféricos altos (~200 hPa) con la primera PC de la componente decenal (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/fear.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>