

DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

IMPACTO DEL PATRÓN ENOS-SACZ EN LA PROYECCIÓN FUTURA DE LAS LLUVIAS DE LOS ANDES PERUANOS A FINALES DEL SIGLO XXI

Juan Carlos Sulca Jota¹ y Rosmeri P. da Rocha²

RESUMEN

No existen estudios relacionados con la influencia del acoplamiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) sobre los futuros cambios de la precipitación de los Andes centrales durante el verano (diciembre-enero-febrero, DEF). Por lo cual, evaluamos las precipitaciones de las simulaciones históricas (1980-2005) y las proyecciones (2070-2099) bajo el escenario representativo de concentración 8.5 (RCP 8.5, por sus siglas en inglés) de 27 modelos climáticos globales (GCM) de la fase 5 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5, por sus siglas en inglés). Asimismo, se utilizaron las proyecciones de precipitación del Modelo Climático Regional versión 4 (RegCM4, por sus siglas en inglés) anidadas a tres modelos CMIP5 (GFDL-ESM2M, MPI-ESM-MR y HadGEM2-ES) bajo el escenario RCP 8.5. Los resultados revelan que solo tres de los 27 modelos CMIP5 (el grupo A) reproducen las características no lineales del ENOS y la SACZ durante el período histórico. Aunque la mayor parte de los modelos CMIP5 proyectan una disminución de la precipitación sobre los Andes centrales para DEF, la precipitación del grupo A aumenta en relación con el aumento proyectado en la convección profunda sobre la Amazonía peruana central. A escala regional, solo RegGFDL (perteneciente al grupo A) proyecta un aumento estadísticamente significativo de la precipitación durante DEF ($\sim 5-15\%$) sobre los Andes centrales del norte y la Amazonía peruana central. Por el contrario, todas las simulaciones RegCM4 proyectan una disminución en la precipitación DEF ($\sim -10\%$) sobre los Andes centrales del sur.

Palabras clave: precipitación, Andes peruanos, patrón ENOS-SACZ, RegCM4, proyecciones futuras

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
2. Universidad de Sao Paulo, Sao Paulo, Brasil

Citar como Sulca J. y da Rocha R. P. (2022). Impacto del patrón ENOS-SACZ en la proyección futura de las lluvias de los Andes peruanos a finales del siglo XXI. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 9 n.º 07, págs. 5-13.

INTRODUCCIÓN

Las lluvias de Sudamérica presentan sus máximos valores en los meses de verano (diciembre-febrero, DEF). Espacialmente, las máximas lluvias caen en la parte sur de la Amazonía central. Al mismo tiempo, existe una corriente de aire húmedo y caliente entre la Amazonía y latitudes altas a una altura de 850 hPa, la cual es conocida como la corriente de chorro de bajos niveles de América del Sur (SALLJ, por siglas en inglés) (Montini et al., 2019) (Figura 1a). En la alta tropósfera (a 200 hPa), la principal característica sobre Sudamérica es el sistema denominado Alta de Bolivia-Baja del Noreste (AB-BN) (Chen et al., 1999) (Figura 1b). La Alta de Bolivia es una circulación anticiclónica sobre los Andes en los niveles troposféricos altos (~ 200 hPa) causada por la convección profunda sobre la Amazonía.

Las lluvias de Sudamérica también se caracterizan por presentar una banda de convección profunda entre la Amazonía y el Atlántico Sur ($20-40^{\circ}\text{S}$, $50-20^{\circ}\text{W}$; Figura 1a), conocida como la zona de convergencia del Atlántico del Sur (SACZ, por sus siglas en inglés) (Liebmann et al., 1999). La SACZ se caracteriza por presentar anomalías negativas (p. ej., valores menores a su valor climatológico; en W m^{-2}) de radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés). Chen et al. (1999) resaltó que la SACZ modula la forma e intensidad de la Alta de Bolivia.

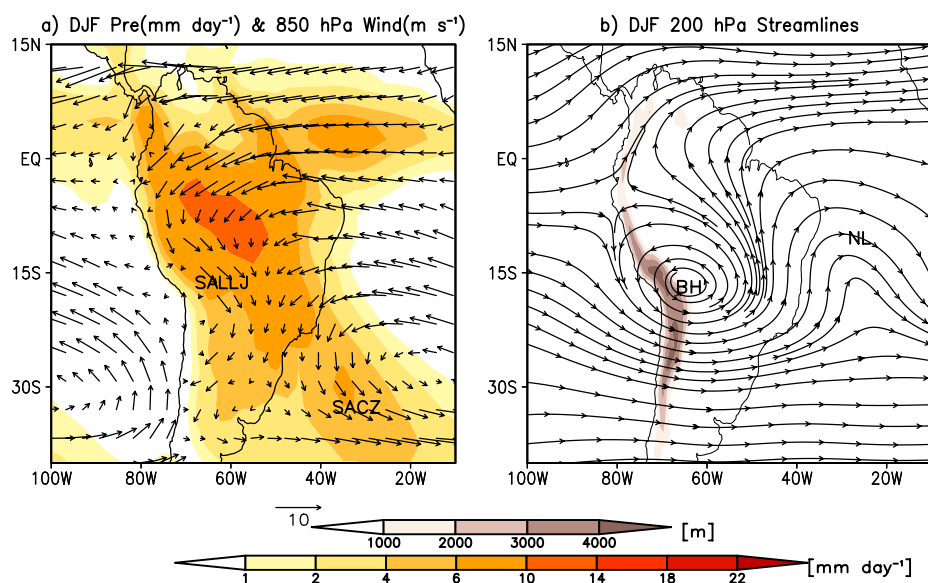


Figura 1. Climatología de a) precipitación (mm día^{-1}) y viento a 850 hPa (líneas de corriente) y b) viento de 200 hPa (líneas de corriente) durante el verano austral (diciembre-enero-febrero, DEF) proporcionado por el reanalysis NCEP/NCAR y el GPCP.

Foto: Jorge Concha

Los Andes centrales (10°S-22°S) se localizan en la parte oeste de Sudamérica y su máxima altura excede los 5000 m. Los meses más lluviosos son los meses del verano, los que están asociados con los vientos del este en la tropósfera media y alta, que intensifican el flujo de humedad proveniente de la Amazonía (IGP, 2005). Estos vientos del este en los niveles troposféricos altos son parte de la Alta de Bolivia.

El Fenómeno El Niño-Oscilación Sur (ENOS) es un fenómeno tropical que impacta las lluvias en casi todo el planeta (Ropelewski y Halpert, 1987). Es conocido que los eventos de El Niño originados en el Pacífico central y del este presentan diferentes características no lineales (Karamperidou, et al., 2017; Takahashi y Dewitte, 2016; Sulca, 2021) e impactos (Sulca et al., 2018). Para los Andes peruanos, Sulca et al. (2018) resaltaron que El Niño central y del este reducen las lluvias de los Andes Tropicales, pero son estadísticamente significativos durante El Niño central.

También es conocido que el clima cambiará como resultado del calentamiento global causado por la emisión, casi sostenida, de los gases de efecto invernadero producidas por actividad humana (IPCC, 2013). Para describir los futuros cambios de las lluvias y otras variables climatológicas, se han utilizado los modelos climáticos globales acoplados de la Fase 5 del Proyecto de Intercomparación de modelos globales acoplados (CMIP5, por sus siglas en inglés) (Meelh y Bony, 2011), las cuales presentan cuatro caminos representativos de concentración (RCPs 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5). Un escenario RCP representa un aumento prescrito de energía en el sistema climático de la Tierra para el 2100 con respecto a su valor pre-industrial (1850-2004) (Moss et al., 2010). El escenario RCP 8.5 significa que las emisiones y concentraciones de gases de efecto invernadero aumentan considerablemente con el tiempo, causando un forzamiento radiativo de +8,5 Wm⁻² para finales del siglo XXI.

Los modelos CMIP5 proyectan un aumento de la intensidad y frecuencia de las sequías en el Altiplano peruano-boliviano para la mitad del siglo XXI (Zubieta et al., 2021). Así mismo, estas simulaciones proyectan un aumento de la intensidad de la temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical para finales del siglo XXI (Power et al., 2013).

Sulca y da Rocha (2021) resaltaron recientemente la gran deficiencia de los modelos CMIP5 en la simulación simultánea de El Niño y la Alta de Bolivia sobre Sudamérica. En efecto, se identificaron que solo 3 de 27 modelos CMIP5 simulan las características no lineales del ENOS y la SACZ; mientras que 5 de 27 modelos CMIP5 simulan las características no-lineales del ENOS (Tabla 1). Los mismo autores agruparon los modelos CMIP5 en tres grupos. El primer grupo (grupo A en adelante) agrupa a los modelos CMIP5 que simulan simultáneamente las características no-lineales del El Niño y la SACZ. En contraste, los modelos CMIP5 que sí y no simulan las características no lineales del ENOS son agrupados en los grupos B y C, respectivamente.

Tabla 1. Lista de modelos CMIP5 de los tres grupos identificados (Sulca y da Rocha, 2021).

CMIP5 GCMs		
Grupo A (características no lineales del ENOS + SACZ)	Grupo B (características no lineales del ENOS)	Grupo C
BNU-ESM, CCSM4, GFDL-ES-M2M	CMCC-CMS, CMCC-CESM, CNRM-CM5, GISS-E2-R, GF-DL-CM3	ACCESS1-0, ACCESS1-3, CanESM2, FIO, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, INMCM4, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC5, MPI-ESM-P, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, NorESM1-M, HadCM3, HadGEM2-ES

Debido a que los modelos CMIP5 tienen una baja resolución horizontal ($\sim 100\text{-}300\text{ km}$) para estimar el futuro cambio de la lluvia sobre una topografía compleja, tal como los Andes centrales, se aplicó la técnica de *downscaling* dinámica (DD), la cual está basada en la corrida de modelos climáticos regionales (MCR), los cuales generan simulaciones de más alta resolución horizontal. Los MCRs usan las simulaciones de los modelos climáticos globales como sus condiciones iniciales y de frontera.

En este trabajo nos enfocamos en a) las diferencias de las proyecciones futuras (el periodo 2070–2099 en comparación al período histórico 1980–2004) de las lluvias DEF de los Andes peruanos entre los diferentes grupos de modelos CMIP5 propuesto en Sulca y da Rocha (2021); y b) escenarios futuros de las lluvias de los Andes centrales proporcionados por el modelo RegCM4 (Giorgi, 2014), el cual usa las simulaciones de los modelos GFDL-ESM2M, MPI-ESM-MR y HadGEM2 para sus condiciones iniciales y de frontera.

CAMBIOS PROYECTADOS DE LAS LLUVIAS Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA SOBRE LOS ANDES CENTRALES

El Grupo A proyecta un aumento de las lluvias en gran parte de los Andes centrales, excepto su sector más al sur, donde predomina una reducción (Figura 2a). La Figura 8a también muestra el predominio de las diferencias del oeste del viento zonal sobre todo los Andes centrales a 200 hPa, pero debilitándose hacia el norte, las cuales están asociadas con la proyección de un debilitamiento de la AB en el futuro lejano (no mostrado). Estas proyecciones indican que la relación entre la reducción de las lluvias y la diferencia del oeste del viento zonal de 200 hPa solo se mantendrá sobre la parte sur de los Andes centrales (al sur de 18°S). La Figura 2d muestra una tendencia positiva de OLR y diferencias del sureste en los viento de bajo nivel sobre la Amazonía peruana central, ubicada en la vertiente oriental de los Andes peruanos. Estos patrones en la baja tropósfera sugieren que la diferencia del sureste proyectada en los vientos bajos sobre la Amazonía peruana central favorece las lluvias estratiformes sobre los Andes peruanos (Chavez et al., 2017). Esta hipótesis es consistente con la proyectada reducción de la OLR en gran parte de los Andes centrales y la Amazonía peruana central, sugiriendo una reducción de las lluvias convectivas en estas regiones para el futuro lejano (2070-2099).

Análogamente, el grupo C proyecta una reducción de las lluvias y diferencias del oeste de los vientos de 200 hPa sobre todo los Andes centrales similares a los del grupo A, pero más débiles (Figura 2c), sugiriendo que los modelos CMIP5 en el grupo C presentan una retroalimentación compensatoria incorrecta. Estas retroalimentaciones incorrectas explicarían los altos valores de sus estadísticos (i.e., coeficiente de correlación de Pearson, desviación de la raíz cuadrada media y coeficiente de variación) entre las estaciones pluviométricas y la lluvia simulada por cinco modelos CMIP5 pertenecientes al grupo C (Reboita et al., 2014). Sin embargo, este estudio no describió los mecanismo asociado con esta retroalimentación compensatoria incorrecta.

Por el contrario, el grupo B proyecta una tendencia negativa para las lluvias y tendencia del oeste del viento zonal a 200 hPa sobre todos los Andes centrales, pero estas tendencias del oeste son mayores que los proyectados para los grupos A y C (Figura 2b). Las diferencias del oeste en la alta tropósfera están asociadas con una AB debilitada, e incluso presenta un desplazamiento hacia el noroeste (no mostrado). Estas proyecciones son consistentes con aquellas que muestran un aumento de la OLR y los vientos bajos del noreste sobre la Amazonía peruana central (Figura 2e). Las diferencias proyectadas hacia el noreste en niveles bajos son más débiles en el grupo B que en el grupo A, la que podría estar asociada con el bajo desempeño del grupo B en la simulación de la SACZ.

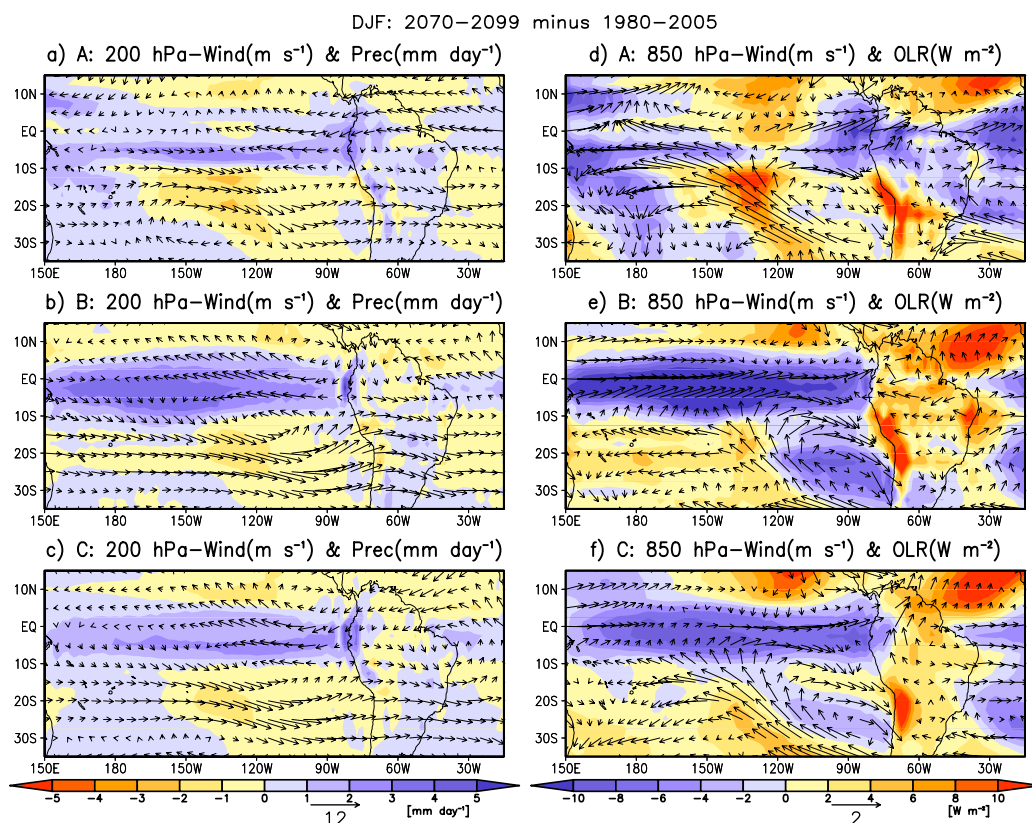


Figura 2. El ensemble de multi-modelos de la diferencia absoluta en los (a–c) vientos ($m s^{-1}$) a 200 hPa and precipitación ($mm día^{-1}$) y (d–f) vientos ($m s^{-1}$) a 850 hPa and OLR ($W m^{-2}$) entre el periodo 2070–2099 y el periodo 1980–2005 bajo el escenario RCP 8.5 para (a,d) el grupo A (las características no-lineales del ENOS y ZCAS), (b,e) el grupo B (características no lineales del ENOS) y (c, f) el grupo C (no simulan las características no-lineales del ENOS). Adaptado de Sulca y da Rocha (2021).

TENDENCIAS PROYECTADAS DE LAS LLUVIAS EN LOS ANDES CENTRALES

Debido a la baja resolución de los modelos CMIP5, que limita la cuantificación de las tendencias de las lluvias en los Andes centrales en el futuro, se utilizaron tres simulaciones del RegCM4 (RegGFDL, RegMPI y RegHadGEM) para evaluar las tendencias de las lluvias DEF futuras sobre la región de estudio. La simulación RegGFDL proyecta un aumento relativo de la lluvia en gran parte de los Andes centrales entre el 5 % y el 15 % (Figura 3a). Por el contrario, se proyecta una reducción relativa (de aproximadamente -10 %) de la lluvia en las partes central y sur de los Andes centrales. Esta reducción proyectada de la precipitación es consistente con las proyecciones basadas en modelos estadísticos y simulaciones de alta resolución del RegCM4 (Minvielle y Garreaud, 2011; CR, 2018).

En cuanto a las tendencias relativas (en %), el RegGFDL proyecta un aumento relativo, entre 10 % y 15 %, sobre los Andes del norte y centro, mientras que en el resto de los Andes (al sur de 13°S) se proyecta una reducción relativa entre -15 % y -5 % (Figura 3d).

La Figura 3e muestra que la simulación RegMPI proyecta un aumento relativo, entre el 5 % y el 15 %, sobre los Andes central y centro-norte. En los Andes centro-sur, en contraste, las proyecciones indican una tendencia negativa de aproximadamente ~ -20 %. Por el contrario, RegHadGEM proyecta una reducción relativa de la lluvia en la mayor parte de los Andes centrales, entre -25 % y -5 % (Figura 3f). Por lo tanto, las simulaciones de RegCM4 forzadas por el grupo C (RegMPI y RegHadGEM2) no proyectan la misma tendencia de precipitación sobre los Andes centro-norte y la Amazonía central peruana, lo que indica que los modelos climáticos globales tienen un papel clave en las proyecciones de precipitación en estas regiones.

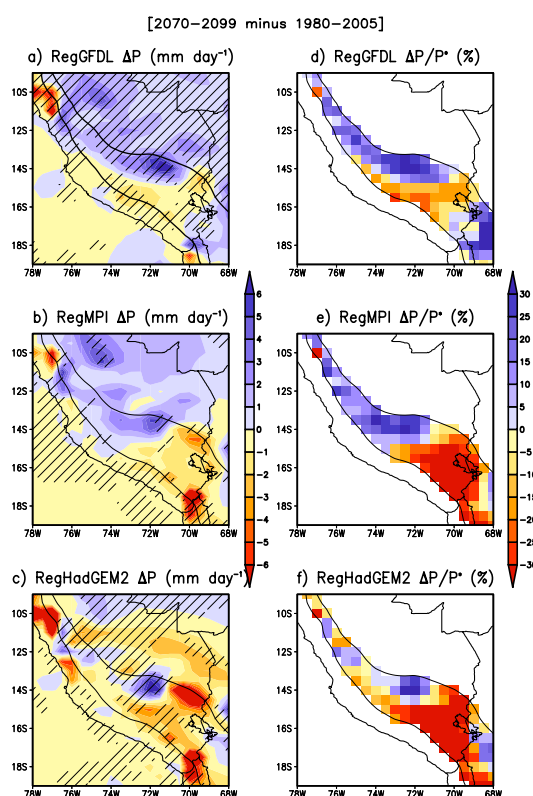


Figura 3. (a-c) La diferencia absoluta de la precipitación DEF (mm día^{-1}) para los Andes centrales entre los periodos 2070–2099 y 1980–2005 bajo el escenario RCP 8.5 para las simulaciones (a) RegGFDL, (b) RegMPI, y (c) RegHadGEM. (d – f) como en (a – c) pero para la diferencia relativa en la precipitación DEF (en %). La línea negra representa el contorno topográfico de 3000 m. Las áreas tachadas representan las diferencias de medias estadísticamente significativas al 90 % de nivel de confianza.

La incertidumbre en la proyección de la diferencia absoluta en la lluvia DEF sobre los Andes centrales también está relacionada con una simulación de retroalimentación incorrecta en la región de los Andes-Amazonas observada en la mayoría de los modelos CMIP5, por ejemplo, el grupo C, que contiene 19 de los 25 GCM del CMIP5.

A pesar de que la proyección RegGFDL concuerda con los cambios proyectados en la precipitación DEF, sobre todo en los Andes centrales de los modelos CMIP5 del grupo A, la incertidumbre sigue siendo grande, ya que se basa en un solo experimento RegGFDL debido a que este es la única simulación de GFDL-ESM2M bajo el escenario RCP 8.5.

Finalmente, Segura et al. (2020) identificaron una relación lineal entre las lluvias del Altiplano y la convección profunda sobre la parte noroeste de la Amazonía peruana y, al mismo tiempo, un debilitamiento de la relación lineal entre la lluvias del Altiplano y los vientos del este a 200 hPa a partir del 2000. Este nuevo mecanismo genera una nueva incertidumbre para el análisis e interpretación de las proyecciones futuras de la lluvias en los Andes centrales.

INCERTIDUMBRES DE LAS PROYECCIONES FUTURAS

Los tres grupos de los modelos CMIP5 proyectan una tendencia absoluta del oeste del viento zonal sobre los Andes centrales a 200 hPa y una tendencia del sureste de los vientos de los niveles bajos sobre la Amazonía peruana central, pero las diferencias son mayores en el grupo A. Por el contrario, los modelos CMIP5 proyectan diferentes patrones de tendencias de lluvias DEF sobre los Andes centrales. Por ejemplo, el grupo A proyecta un aumento de la lluvia DEF sobre los Andes centrales, mientras que el grupo B proyecta una disminución. La diferencia entre los grupos A y B está relacionada con la simulación de la SACZ, las cuales están asociadas con la simulación de los vientos en la baja tropósfera sobre la Amazonía central peruana. Además, todos los grupos de los modelos CMIP5 proyectan un aumento de la OLR DEF en toda la región central de los Andes, lo que indica una reducción en la actividad de convección profunda en esta región y en la Amazonía centro occidental.

Existe una gran incertidumbre en la estimación de los cambios proyectados en las lluvias y los vientos en niveles troposféricos bajos y altos sobre América del Sur durante el verano, lo que está relacionado con el número limitado de modelos CMIP5 que simulan las características no lineales del ENOS y la SACZ durante este período. Por ejemplo, el modelo CCSM4 tiene seis simulaciones para el escenario RCP 8.5, mientras que los modelos GFDL-ESM2M y BNU-ESM solo tienen una simulación para el mismo escenario. Esta restricción también limita las simulaciones RegCM4 de los climas presentes y futuros de América del Sur, particularmente para los Andes centrales, que presenta una topografía compleja.

Debido a la baja resolución de los GCMs de la CMIP5, utilizamos las simulaciones del RegCM4 para evaluar los cambios proyectados de la precipitación de verano sobre los Andes centrales. La simulación RegGFDL proyecta un aumento relativo de la precipitación sobre la mayor parte de los Andes centrales, que varía entre 5 % y 15 %. Por el contrario, todas las simulaciones del RegCM4 proyectan una disminución relativa (~ -10 %) de la precipitación sobre las partes central y sur de los Andes centrales. Esta reducción proyectada de la precipitación concuerda con las proyecciones de los modelos de downscaling estadísticos y las simulaciones del RegCM4 de alta resolución (Minvielle y Garreaud, 2011; CR2, 2018).

Finalmente, los resultados de Segura et al. (2020), que evidencian que las lluvias del Altiplano son inducidas por la convección profunda sobre la parte noroeste de la Amazonía peruana a partir de los 2000, nos indican que este nuevo mecanismo debe ser considerado en la cuantificación de las incertidumbres para la cuantificación e interpretación de las proyecciones futuras de la lluvias en los Andes centrales.

REFERENCIAS

- Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2 (2018). Simulaciones Climáticas Regionales y marco de Evaluación de la Vulnerabilidad. Ministerio del Medio Ambiente de Chile. Disponible en internet desde el 01 de abril de 2021 en www.cr2.cl.
- Chavez, SP, y Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *J. Geoph. Res. Atmos.*, 122(11), 5870-5882. <https://doi.org/10.1002/2016JD026282>
- Chen, T-S., Weng, S-P, y Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian high-Nordeste low system. *J. Atmos. Sci.*, 56(13), 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)
- Giorgi, F. (2014). Introduction to the special issue: The phase I CORDEX RegCM4 hyper-matrix (CREMA) experiment. *Clim. Chang.*, 125, 1-5. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1166-4>
- Instituto Geofísico del Perú, (2005). Atlas climatológico de precipitaciones y temperaturas en la Cuenca del Río Mantaro. CONAM, Lima, Perú. http://met.igp.gob.pe/publicaciones/2000_2007/Atlas_Climatico.pdf
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F.D., Qin, G.-K., Plattner, M., Tignor, S.K., Allen, J., Boschung, A., Nauels, Y., Xia, V.B., Midgley, P.M., Eds.] Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Karamperidou, C., Jin, F. F., y Conroy, J. L. (2017). The importance of ENSO nonlinearities in tropical Pacific response to external forcing. *Clim. Dyn.*, 49, 2695-2704. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3475-y>
- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Marengo, J. A., Ambrizzi, T., y Glick, J. D. (1999). Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.*, 12(7), 1977-1991. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1877:SCVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVO>2.0.CO;2)
- Meehl, G. A., y Bony, S. (2011). Introduction to CMIP5. *Clivar Exch.*, 16(2), 4-5.
- Minvielle, M., y Garreaud, R. D. (2011). Projecting rainfall changes over the South American Altiplano. *J. Clim.*, 24(17), 4577-4583. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00051.1>
- Montini, T. L., Jones, C., y Carvalho, L. M. V., (2019). The South American low-level jet: a new climatology, variability, and changes. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(3), 1200-1218. <https://doi.org/10.1029/2018JD029634>
- Moss, R. H. y coautores (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*. 463, 747-756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G., y Keay, K. (2013). Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature*, 502, 541-545. <https://doi.org/10.1038/nature12580>
- Reboita, M. S., da Rocha, R. P., Dias, C. G., y Ynoue, R. Y. (2014). Climate projections for South America: RegCM3 driven by HadCM3 and ECHAM5. *Adv. Meteorol.*, 1-17, <https://doi.org/10.1155/2014/376738>
- Ropelewski, C. F., y Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, 115(8), 1606-1626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSP>2.0.CO;2)
- Segura, H., Espinoza, J. C., Junquas, C., Lebel, T., Vuille, M., y Garreaud, R. (2020). Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Clim. Dynam.*, 54, 2613-2631. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05132-6>

Silva Dias, P. L., Schubert, W. H., y De Maria, M. (1983). Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Clim.*, 40(11), 2689-2707. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<2689:LSROTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<2689:LSROTT>2.0.CO;2)

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., y 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(1), 420-435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

Sulca, J. (2021). Evidence of nonlinear Walker circulation feedbacks on extreme El Niño Pacific diversity: Observations and CMIP5 models. *Int. J. Climatol.*, 41(5), 2934-2961. <https://doi.org/10.1002/joc.6998>

Sulca, J., y da Rocha, R. P. (2021). Influence of the Coupling South Atlantic Convergence Zone-El Niño-Southern Oscillation (SACZ-ENSO) on the projected precipitation changes over the central Andes. *Climate*, 9(5), 77. <https://doi.org/10.3390/cli9050077>

Takahashi, K. y Dewitte, B. (2016). Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Clim. Dyn.*, 46, 1627-1645. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2665-3>

Zubieta, R., Molina-Carpio, J., Laqui, W., Sulca, J., y Ilbay, M. (2021). Comparative Analysis of Climate Change Impacts on Meteorological, Hydrological, and Agricultural Droughts in the Lake Titicaca Basin. *Water*, 13(2), 175. <https://doi.org/10.3390/w13020175>