

# Lluvias a lo largo de la costa del Perú durante los eventos fuertes de El Niño



**Janeet Sanabria Quispe, Ph.D**  
INVESTIGADORA CIENTÍFICA

*Es Ph.D en Océano, Atmósfera y Clima de la Univeristé Paul Sabatier Toulouse III-Francia. Además, es ingeniera meteoróloga de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Es autora de numerosos artículos publicados en revistas internacionales y nacionales en el dominio variabilidad interanual- ENSO (El Niño), climatología, agrometeorología, cambio climático y eventos extremos.*

## INTRODUCCIÓN

La vertiente Pacífico-peruana, climáticamente de características áridas y semiáridas, durante los eventos Fuertes de El Niño (FEN), es afectada por lluvias fuertes e inundaciones con severas implicancias socioeconómicas. El Niño, que es la fase cálida del ENOS (El Niño - Oscilación del Sur), influye en el clima regional a través de las llamadas teleconexiones atmosféricas (Bjerknes, 1969; Horel and Wallace, 1981; Trenberth et al., 1998; Diaz et al., 2001) y oceánicas (i.e. Ondas Kelvin). Al sur de los 7°S de la costa del Perú, donde usualmente prevalecen condiciones secas, durante los FEN, esta región experimenta lluvias fuertes (Takahashi y Martínez, 2017). Mientras el impacto de estos FEN es esperado en el norte del Perú, todavía hay incertidumbre sobre la magnitud y extensión de los patrones de anomalías de lluvia durante estos eventos (Rau et al., 2017). Esto ocurre debido a los complejos procesos físicos y al limitado número de FEN, así como a su diversidad. Estudios recientes señalan que ENOS puede entenderse como el resultado de dos regímenes distintos: El Niño del Pacífico Este (EP) y Central (CP), los cuales se caracterizan por tener los máximos de las anomalías de la Temperatura Superficial

del Mar (TSM) en el Pacífico Este y Central (Kug et al., 2009), respectivamente, y que están asociados a una teleconexión atmosférica distinta (Hastenrath, 1978; Ropelewski y Halpert, 1987; Frauen et al., 2014; Capotondi et al., 2015).

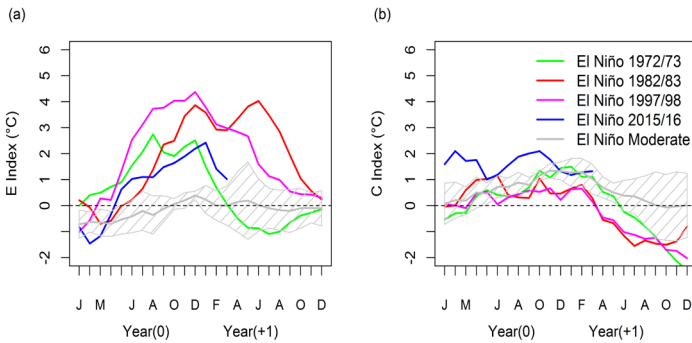
El impacto en la lluvia a lo largo de la costa del Perú es distinto durante estos dos tipos de eventos El Niño (Lavado y Espinoza, 2014; Bourrel et al., 2015; Rau et al., 2017). Los eventos de El Niño EP están asociados con lluvias fuertes en el norte del Perú, mientras que El Niño CP produce condiciones más secas en tierras altas a lo largo de la vertiente del Pacífico. Estos estudios se centraron en el promedio de la estación lluviosa y en la fase pico del ENOS, aunque es necesario indicar que estos eventos pueden diferir en su evolución. En este punto se evidencia la relación entre el ENOS y la lluvia durante los FEN, pero observando que estos eventos tienen diferentes evoluciones. Cuatro FEN, comparables en la región Niño 3.4, tomaron lugar sobre las cinco últimas décadas y produjeron lluvias notables en el Perú: El Niño 1972/73, 1982/83, 1997/98 y 2015/16. Si bien estos eventos muestran magnitudes comparables (región Niño 3.4), su evolución y proyección en las anomalías de la TSM en el Pacífico tropical son diferentes (Ver Figura 1), lo cual se cree

que influye en sus teleconexiones sobre el Perú. Esta evolución de FEN es descrita por los índices\* C y E que caracteriza la variabilidad en El Niño EP o CP, respectivamente. También, un *composite* de evolución de 12 eventos moderados de El Niño del período 1950-2016 es analizado como un punto de referencia para la comparación.

el propósito de este artículo es documentar la variabilidad de la precipitación sin asumir ninguna relación *a priori* con la diversidad del ENOS. El estudio está motivado por la demanda social y la necesidad de proporcionar una interpretación de las recientes condiciones de precipitación en el Perú asociadas con el evento El Niño 2015/2016, las cuales se han categorizado como un evento fuerte por la comunidad internacional (L'Heureux et al., 2017), pero tuvo mucho menos impacto que el Niño de 1997/1998 (SENAMHI, 2015). En ese sentido, este estudio también tiene como objetivo evaluar la no linealidad de la teleconexión de ENOS en el Perú durante un fuerte episodio de El Niño.

## MODOS DE LA VARIABILIDAD DE LLUVIAS

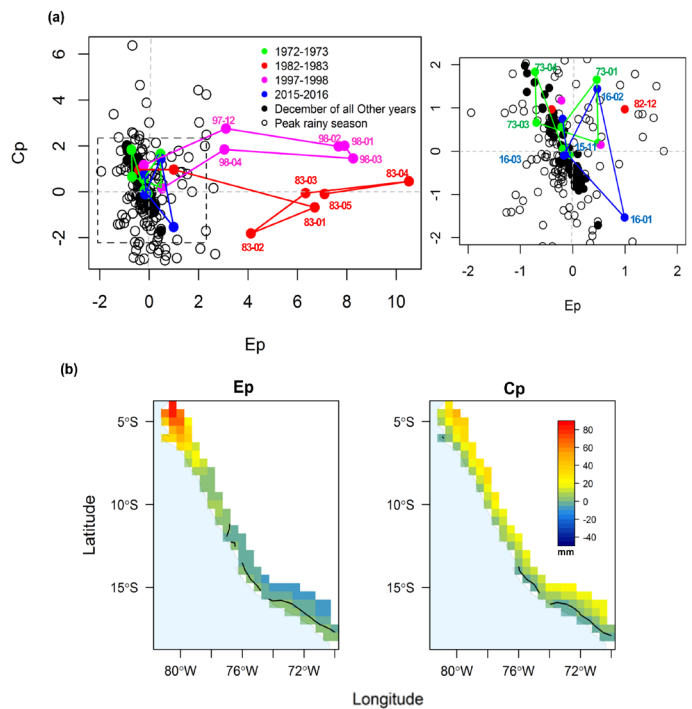
La variabilidad de la lluvia es descrita por los dos modos EOF rotados de la anomalía de la lluvia. La característica de la Figura 2 (a) es que solo los eventos El Niño 1997/1998 y 1982/1983 se alinean a lo largo del eje X durante su fase de desarrollo (con poco componente en el eje Y), mientras que los eventos El Niño 1972/1973 y 2015/2016 tienen su varianza explicada de manera dominante por el modo Cp (proyección principal a lo largo del eje Y). El evento El Niño 1972/1973 y 2015/2016 muestra anomalías de lluvia débiles o moderadas a lo



**Figura 1.** Evolución de los índices (a) E y (b) C de los cuatro eventos fuertes de El Niño (1972/1973, 1982/1983, 1997/1998 y 2015/2016) y el compuesto de eventos moderados. Los índices E y C se definen como en Takahashi et al. (2011) del conjunto de datos HadISST durante el período 1950-2016. El compuesto para eventos moderados incluye 12 eventos de 1950 a 2016 (1957/1958, 1963/1964, 1965/1966, 1968/1969, 1969/1970, 1977/1978, 1987/1988, 1991/1992, 1994/1995, 2002/2003, 2004/2005 y 2009/2010). La eclosión en línea gris representa la dispersión (desviación estándar) entre los 12 eventos moderados de El Niño.

La Figura 1 muestra la diferencia entre El Niño EP y El Niño CP, donde el índice E muestra grandes anomalías para El Niño EP. Este no es el caso para eventos El Niño CP. En cambio, en el índice C la magnitud es comparable para ambos tipos de eventos. La característica en esta figura es la gran dispersión en la evolución del índice E para eventos fuertes; por ejemplo, el evento El Niño 1997/1998 alcanzó su máximo en diciembre de 1997, mientras que El Niño 1982/1983 presenta un doble pico: uno en diciembre de 1982 y el otro en junio de 1983. El Niño de 1972/1973 alcanzó su punto máximo a principios en agosto del mismo año, incluyendo valores significativamente más bajos del índice E. El evento El Niño 2015/2016 es más comparable con El Niño 1972/1973 en términos de la magnitud del índice E.

Tal dispersión en la evolución y magnitud probablemente se refleje en la precipitación a lo largo de la costa, que es el foco de este artículo. Si bien previos estudios utilizaron los índices E y C para explicar la variabilidad de ENOS a escala de la cuenca del Pacífico e investigar cómo se proyectaron las precipitaciones en el Perú sobre estos índices,



**Figura 2.** (a) Fase espacial de la evolución de los modos Ep y Cp. La evolución de los cuatro eventos fuertes de El Niño se resalta con líneas que conectan los puntos para los meses entre enero (J) del primer año J (Y0) y diciembre (D) del segundo año D (Y1). (Y0: El Niño desarrollándose, Y1: El Niño en descomposición). Los puntos en negro corresponden al valor de diciembre (Y1) de todos los demás eventos de El Niño. Zoom: (a) en el intervalo [-2,2] (lado derecho). (b) Patrones asociados (Ep y Cp) de anomalías de lluvia durante el período 1964-2016. Modo Ep (primer modo) (lado izquierdo) y modo Cp (segundo modo) (lado derecho). La línea negra gruesa indica el contorno cero.

\*Índices C y E definidos por Takahashi et al. (2011) los cuales se basan en las dos primeras series cronológicas de PC del análisis de la función empírica ortogonal (EOF) de la TSM en el Pacífico tropical.

largo del modo  $C_p$ , mientras que los eventos El Niño 1997/1998 y 1982/1983 presentan condiciones de lluvia anómalas significativas a lo largo del modo  $E_p$  durante al menos 3 meses (enero - marzo). Los patrones de modo o lluvia (Figura 2b) revelan que el modo  $E_p$  es explicado por el 34% de la varianza con una fuerte carga en el norte del Perú (región de Piura) y consiste en un see-saw meridional con un nodo a la latitud de  $\sim 12^\circ\text{S}$  (Lima). Al sur de esta última, las anomalías de la precipitación durante los eventos extremos de El Niño tienden a ser negativas en las tierras altas, pero aún positivas cerca de la costa. El segundo patrón modal ( $C_p$ ) explica el 21% de la varianza en las anomalías de lluvia y se caracteriza por un gradiente zonal este-oeste que es más pronunciado al sur de  $15^\circ\text{S}$ . Este modo  $C_p$  indica que está más relacionado con la variabilidad de la precipitación en tierras altas. La serie temporal del modo  $E_p$  ( $C_p$ ) está correlacionada con el índice  $E$  ( $C$ ) al 44% (21%), que es significativo al nivel del 95%. Estos valores de correlación relativamente bajos están asociados, probablemente, con la distinta estacionalidad de las lluvias y las anomalías de la TSM en el Pacífico tropical durante el ENOS. Esto se investiga más a fondo en la sección siguiente.

## ESTACIONALIDAD Y VÍNCULO CON ENOS

Mientras que los eventos El Niño tienden a alcanzar su pico en el verano austral [septiembre (Y0) a enero (Y1)], la estación lluviosa en el norte del Perú se concentra alrededor de febrero (Y1) a abril (Y1) (Bourel et al., 2015). Durante los FEN existe una fuerte alteración estacional de la relación entre anomalías de lluvia y ENOS. Un análisis de regresión bilineal de los modos  $E_p$  y  $C_p$  en los índices  $E$  y  $C$  proporciona los índices aproximados de  $E_p$  y  $C_p$  explicados por  $E$  y  $C$ :  $E_p = 0.44 * E + 0.04 * C$  y  $C_p = 0.15 * E - 0.24 * C$ , que indica que el modo  $E_p$  está relacionado principalmente con el modo  $E$ , mientras que el modo  $C_p$  está influenciado por ambos modos ( $E$  y  $C$ ). Para  $C_p$ , el coeficiente negativo sobre  $C$  significa que durante un evento El Niño  $CP$  (es decir,  $C > 0$ ),  $C_p$  es negativo, de modo que las tierras altas a lo largo de la costa experimentan un déficit de precipitación (Figura 2b, derecha). Con el fin de refinar este análisis y tener en cuenta la marcada estacionalidad en ambos índices ENOS y lluvia, los coeficientes de regresión climatológica de los índices  $E_p$  y  $C_p$  sobre los índices  $E$  y  $C$  son estimados para cada mes calendario (Figura 3).

La Figura 3 indica que el modo  $E_p$  está estrechamente relacionado con el índice  $E$  en marzo, el cual es el mes pico de la temporada de lluvias. Curiosamente, el modo  $C_p$  también está fuertemente relacionado con el índice  $C$  en febrero, que consiste en una relación inversa. Los eventos extremos de El Niño tienden así a producir un déficit de precipitación al inicio de la temporada de lluvias en las tierras altas. El coeficiente de regresión que vincula el índice  $E_p$  con el índice  $C$

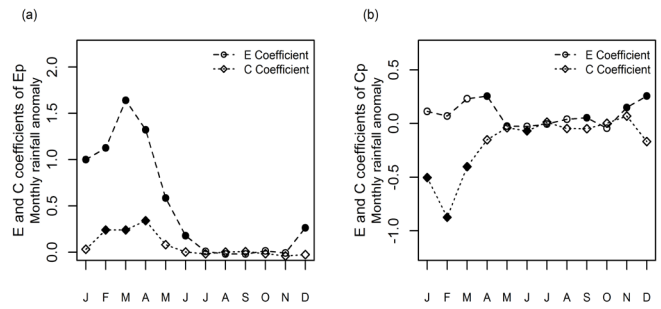


Figura 3. Coeficientes de regresión climatológica de los modos  $E_p$  (a) y  $C_p$  (b) con los índices  $E$  (redondos) y  $C$  (losange). Los valores del coeficiente que son estadísticamente significativos en el nivel de 0.05 (valor de  $p$ ) están con el símbolo de lleno.

alcanza su punto máximo en abril, lo que sugiere que la magnitud de las anomalías de la TSM en el  $CP$  (modo  $C$ ) tiende a determinar la persistencia de anomalías de lluvia durante un FEN en la región norte del Perú. Por otro lado, el FEN EP (índice  $E$ ) también puede influir en el modo  $C_p$ , que aumenta la precipitación en las tierras altas en abril y diciembre. A la luz de estos resultados, a continuación, observamos más de cerca las diferencias entre las evoluciones de los eventos fuertes.

## DIFERENCIAS ENTRE EVENTOS FUERTES

En la Figura 4 se pueden observar claras diferencias en la evolución de los FEN. Una diferencia llamativa, en el pico de los eventos, es la magnitud del índice  $E_p$ . En el FEN de 1997/1998 (1982/1983) el  $E_p$  fue aproximadamente de 8 (10) y se dio en marzo (enero y abril), los que estuvieron asociados con una anomalía de lluvia mucho más intensa en la parte norte del Perú y un período prolongado de condiciones anómalas de lluvia que duran hasta junio (julio) de 1998 (1983). Por otro lado, los FEN de 1972/1973 y 2015/2016 tuvieron valores de  $E_p$  menores e iguales a  $\pm 1$ . Estos dos últimos FEN difieren en términos de su proyección sobre el modo  $C_p$ . Por ejemplo, el de 1972/1973 exhibe un valor positivo del índice  $C_p$  en enero (Y1) mientras que el 2015/2016 tiene un valor negativo del índice  $C_p$ , una

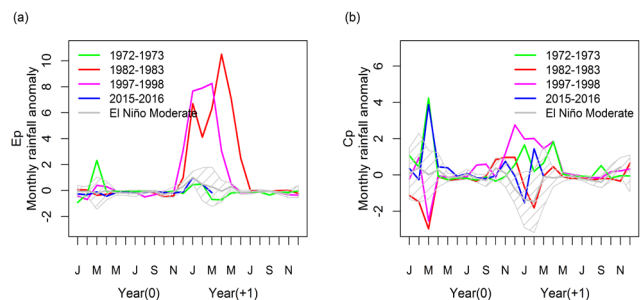


Figura 4. Evolución de los modos  $E_p$  y  $C_p$  durante los cuatro eventos fuertes de El Niño y el compuesto de eventos moderados: modo  $E_p$  (lado izquierdo) y modo  $C_p$  (lado derecho). La eclosión en línea gris representa la dispersión (desviación estándar) entre eventos moderados de El Niño.

situación que se invierte en el mes siguiente [febrero (Y1)]. La evolución de los FEN 1972/1973 y 2015/2016 cae así dentro del error para el compuesto de eventos moderados de El Niño. Nótese también que los FEN 1982/1983 y 2015/2016 tienen un valor negativo comparable del modo  $C_p$  en la fase pico, que es similar al compuesto de los eventos El Niño moderados. Esto significa que estos dos FEN están asociados con un déficit de lluvia en las tierras altas. Por otro lado, el FEN 1997/1998 también tiene una proyección marcada en el  $C_p$ , pero valores positivos durante la temporada de lluvias, lo que indica que las tierras altas están asociadas con el exceso de lluvia.

La evolución de los modos  $E_p$  y  $C_p$  durante los FEN capta, en general, las peculiaridades de las regiones homogéneas, en particular, el modo  $E_p$ , que en gran medida explica las anomalías de lluvia en regiones bajas durante los FEN 1997/1998 y 1982/1983, mientras que las anomalías de precipitación en las regiones de tierras altas evolucionan como el modo  $C_p$  para todos los eventos. Durante el evento 2015/2016, el modo  $C_p$  explica la evolución de las anomalías de lluvia solo en la región norte (ver detalles en Sanabria et al., 2017).

## CONCLUSIONES

Si bien los eventos El Niño generalmente se clasifican a partir de la amplitud de algunos índices en su fase máxima (clásicamente, el índice NIÑO3.4), estos pueden exhibir diferencias significativas en su evolución, lo cual influye sobre sus teleconexiones y, en consecuencia, en su impacto local. Se ha demostrado que los cuatro eventos más fuertes de El Niño de las últimas cinco décadas están asociados con una distinta evolución de la anomalía de las precipitaciones a lo largo de la Costa y la vertiente del Pacífico. La diferente evolución de la anomalía de lluvia durante estos eventos de El Niño se interpreta como resultado de la contribución de dos modos: el primer modo representa la precipitación intensa en la parte norte del Perú y las lluvias leves en las zonas costeras del sur, caracterizándose por un patrón de *see-saw* meridional ( $E_p$ ) con un nodo en la latitud de Lima (12°S); y el segundo modo asociado con alta variabilidad (condiciones de sequía y humedad) en las tierras altas a lo largo de la costa y caracterizado por un marcado contraste zonal ( $C_p$ ).

Los resultados ilustran la naturaleza no lineal de la teleconexión ENSO de las precipitaciones sobre la costa occidental del Perú y la dificultad para predecir condiciones de lluvia anómala durante los eventos de El Niño fuerte, la cual tiene una gran relevancia social. En

particular, los pequeños cambios en las precipitaciones en las zonas altas pueden afectar la agricultura, el nivel de almacenamiento de los depósitos de agua y los recursos hidroeléctricos (BCRP, 2016). El enfoque de este estudio ha sido modelar la complejidad de procesos físicos que operan en la naturaleza con una relación estadística lineal entre SST y variabilidad de lluvia durante ENOS que, aunque es conveniente para el propósito de pronóstico, puede considerarse simplificado en exceso debido a la diversidad en los mecanismos de forzamiento de la precipitación anómala en esta región. Sin embargo, este modelo tiene en cuenta la evolución no lineal de ENSO a través de la consideración de los dos regímenes ENSO que agregan una dimensión al enfoque comúnmente utilizado.

Del mismo modo, el patrón distinto de anomalías de la TSM entre los eventos podría conducir a la circulación atmosférica de bajo nivel a mesoescala e influir en la distribución de la convección profunda. Otros factores que explican las diferencias entre los eventos incluyen las características de procesos asociados con la variabilidad sinóptica debido a la oscilación Madden-Julian (Madden y Julian, 1972) o la actividad de tormentas extra-tropicales de latitudes medias, que son influyentes en los vientos a lo largo de la costa del Perú (Dewitte et al., 2011) o en el modo meridional del Pacífico Sur (Zhang et al., 2014). Asimismo, los procesos locales de interacción aire-mar están en acción durante los eventos de El Niño en esta región. Este estudio sugiere como siguiente paso investigar la sensibilidad de la distribución de la lluvia y su evolución frente a las condiciones oceánicas regionales, a través del uso de un modelo atmosférico regional. Cabe destacar que mientras la frecuencia del FEN podría aumentar en un clima más cálido (Cai et al., 2014), este estudio sugiere que podría no haber una relación directa con los eventos de lluvia en Perú considerando la dispersión entre los eventos documentados aquí sobre el registro observacional.

## REFERENCIAS

- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.* 97: 163–172.
- Bourrel, L., Rau, P., Dewitte, B., Labat, D., Lavado, W., Coutaud, A., Vera, A., Alvarado, A., Ordoñez, J. 2015. Low-frequency modulation and trend of the relationship between ENSO and precipitation along the northern to centre Peruvian Pacific coast. *Hydrol. Processes* 29(6): 1252–1266.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van, Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, MJ., Wu, L., England, MH., Wang, G., Guilyardi, E., Jin, F-F. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat. Clim. Change* 5(2): 1–6. <https://doi.org/10.1038/nclimate2100>.
- Capotondi, A., Wittenberg, AT., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J-Y., Brannon, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F-F., Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., Yeh, S-W. 2015. Understanding ENSO diversity. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 96(June): 921–938.
- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., Gushchina, D., Mosquera, K., Purca, S. 2011. Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000-2008). *J. Geophys. Res.* 116: C04028. <https://doi.org/10.1029/2010JC006495>.
- Diaz, HF., Hoerling, MP., Eischeid, JK. 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change climate variability; El Niño-Southern Oscillation (ENSO); teleconnections. *Int. J. Climatol.* 21(15): 1845–1862.
- Frauen, C., Dommenges, D., Tyrrell, N., Reznay, M., Wales, S. 2014. Analysis of the nonlinearity of El Niño-Southern Oscillation teleconnections. *J. Clim.* 27(16): 6225–6244.
- Hastenrath, S. 1978. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *J. Atmos. Sci.* 35: 222–223.
- Horel, JD., Wallace, JM. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* 109: 813–829.
- Kug, JS., Jin, FF., An, SI. 2009. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J. Clim.* 22(6): 1499–1515.
- Lavado, W., Espinoza, JC. 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Rev. Brasil. Meteorol.* 29(2): 171–182.
- L'Heureux, ML., Takahashi, K., Watkins, AB., Barnston, AG., Becker, EJ., Di Liberto, TE., Gamble, F., Gottschalck J., Halpert, MS., Huang, B., Mosquera-Vásquez, K., Wittenberg, AT. 2017. Observing and predicting the 2015–16 El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 98: 1363–1382. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0009.1>.
- Madden, R., Julian, P. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.* 29: 1109–1123.
- Ropelewski, CF., Halpert, MS. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* 115: 1606–1626.
- Rau, P., Bourrel, L., Labat, D., Melo, P., Dewitte, B., Frappart, F., Lavado, W., Felipe, O. 2017. Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast. *Int. J. Climatol.* 37(1): 143–158.
- Sanabria, J., Bourrel, L., Dewitte, B., Frappart, F., Labat, D. 2017. Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events (Published in International Journal of Climatology). Doi: 10.1002/joc.5292.
- SENAMHI. 2015. Escenarios de Peligros Hídricos en el Perú ante la ocurrencia de Eventos Niño Extraordinarios. Documento técnico elaborado por la Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, Lima, Perú.
- Takahashi, K., Martinez, AG. 2017. The very strong El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Clim. Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3702-1>.
- Trenberth, KE., Branstator, GW., Karoly, D. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 103(C7): 14291–14324.
- Zhang, H., Clement, AC., DiNezio, P. 2014. The South Pacific meridional mode: a mechanism for ENSO-like variability. *J. Clim.* 27: 769–783. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00082.1>