

El Niño 2015: Un evento no tan extremo



Boris Dewitte,
Ph.D.
INVESTIGADOR EN EL
CENTRO DE ESTUDIOS
AVANZADOS EN ZONAS
ÁRIDAS (CEAZA)

Ph. D. en oceanografía física de la Universidad de Toulouse, Francia. Actualmente es investigador en el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA). Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica oceánica regional a lo largo de la costa de Perú y Chile.



Emilio Concha
ASISTENTE DE INVESTIGACIÓN
DEL CEAZA



Dr. Kobi Mosquera
INVESTIGADOR CIENTÍFICO DEL
INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

El evento El Niño 2015 sorprendió a la comunidad científica, ya que un año antes (2014) se esperaba el desarrollo de un evento El Niño extremo a raíz de la presencia de dos pulsos de viento fuertes del oeste que se dieron en el verano Austral, los cuales tuvieron características similares a los que se dieron en el año 1997 cuando se dio uno de los dos eventos El Niño extremos (Menkes et al., 2014). Adicionalmente, el contenido de calor se había incrementado a inicios del año 2014, lo que también fue propicio para el desarrollo de un evento extremo. Sin embargo, fue solo hasta el invierno Austral de 2015 que la NOAA declaró que un evento El Niño de magnitud fuerte se estaba desarrollando (L'Heureux et al., 2017). Esto llevó a considerar que la evolución de El Niño durante el año 2014 se había retrasado como consecuencia de la presencia de pulsos de viento del este, al este de 120°W y en junio de 2014 (Levine and McPhaden, 2016; Hu and Fedorov, 2016; Dewitte et al., 2016). El Niño 2015 también fue particular en sus impactos, ya que si bien tuvo efectos notables en regiones remotas por medio de las ya conocidas teleconexiones atmosféricas (e.g. Stuecker et al., 2015), este no produjo lluvias intensas en la región norte del Perú (Sanabria et al., 2017). En efecto, este evento se diferenció de los otros dos El Niño extremos (el de 1982 y 1997) en términos de su evolución estacional y patrón espacial, tal como se ilustran en la Figura 1. En esta última se muestra la evolución conjunta de los índices E y C, definidos por Takahashi et al. (2011),

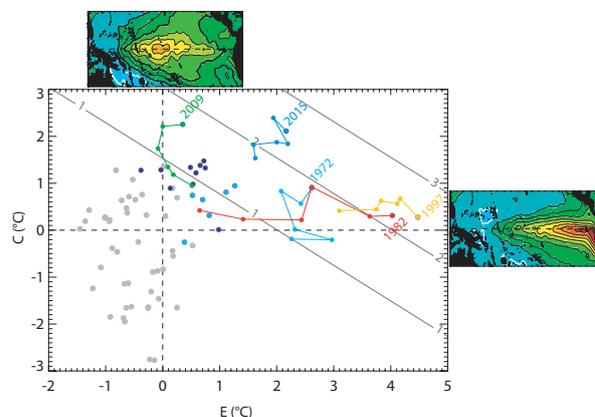


Figura 1. Índices E vs. C para el mes de diciembre. Estos índices representan gran parte de la variabilidad del índice NIÑO1+2 (90°W-80°W; 0°-10°S) y NIÑO4 (160°E-150°W; 5°S-5°N), respectivamente, ya que su regresión en los índices E y C nos da índices aproximados (NIÑO1+2approx and NIÑO4approx) que contienen el 90 y 93% de varianza explicada de los índices originales sobre el periodo 1950 – 2016, donde NIÑO1+2 aprox=0.93E+0.23C and NIÑO4 aprox=0.13E+0.47C. Puntos en colores corresponden a los años que se desarrolló El Niño. La evolución de cinco eventos El Niño (1972, 1982, 1997, 2009 y 2015), durante julio y diciembre, se resaltan con distintos colores. El punto etiquetado con un año corresponde al mes de diciembre para ese año en particular. Los puntos celestes corresponden a los eventos El Niño (1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969 y 1972) usados para el compuesto de “El Niño canónico” de Rasmusen y Carpenter (1982). Las líneas oblicuas grises corresponden a las isolinias del índice aproximado NIÑO 3.4 (NIÑO3.4 aprox=0.47E+0.67C). El índice NIÑO 3.4 para los cuatro eventos El Niño (1972, 1982, 1997, and 2015) es cercano a 2°C. El patrón espacial asociado a cada índice (E y C) se ubica en su respectivo eje. La data es obtenida del HadISST v1.1. (Rayner et al., 2003). Esta imagen ha sido modificada de Dewitte y Takahashi (2017).

entre los meses de julio y diciembre para cuatro eventos El Niño: 2009, 1982, 1997 y 2015. Esta figura muestra claramente qué tanto los eventos El Niño de 1982 y el de 1997 se desarrollaron a lo largo del índice E produciendo un calentamiento extremo en la costa peruana, región donde el patrón espacial E tiene una mayor intensidad. Sin embargo, El Niño 2015, a pesar de tener valores similares a los eventos anteriores en la región Niño 3.4, evolucionó de una manera distinta a los otros eventos extremos, es decir, en vez de seguir la dirección del eje E , lo hizo a lo largo de una dirección localizada entre los ejes E y C (aproximadamente a 45° entre ambos ejes), alcanzado en diciembre la mitad del valor de E que se obtuvo en los años 1982 y 1997. Por lo tanto, El Niño 2015 frente a la costa peruana no fue tan fuerte como los eventos El Niño de 1997 y 1982, por lo que no pudo ser clasificado como extremo, aunque basado en el índice Niño 3.4, este podría ser considerado tan fuerte como El Niño 1982 y El Niño 1997. Esta característica ha desafiado la comprensión de la dinámica a gran escala de El Niño fuerte, ya que los pocos eventos extremos observados de El Niño parecen tener grandes diferencias en términos de sus mecanismos dinámicos (Hong et al., 2014; An y Kim, 2017) y termodinámicos (Paek et al., 2017). Cabe destacar que El Niño 2015 se desarrolló, en comparación a El Niño 1997, dentro de un estado promedio más cálido, el que correspondería a una transición entre la fase negativa y la fase positiva del PDO.

En este trabajo se busca entender por qué El Niño 2015 no se desarrolló como un evento extremo en la región del Pacífico Oriental Ecuatorial. Asimismo, se documenta la actividad y características de las ondas Kelvin en el Pacífico ecuatorial, así como el esfuerzo de viento en el extremo oriental durante el evento El Niño 2015. Dewitte y Takahashi (2017) mostraron que El Niño del Pacífico Oriental (EP El Niño, por sus siglas en inglés) tiende a amortiguarse por el desarrollo de un modo de acoplamiento aire – mar a lo largo de la costa peruana. Este modo, a través de los vientos del este en el extremo oriental, contrarresta el crecimiento de las anomalías cálidas de la TSM durante la fase de desarrollo de un evento El Niño. Aquí se evalúa la presencia de este proceso durante El Niño 2015 para ver si puede explicar por qué las anomalías de TSM difícilmente alcanzaron el umbral convectivo, contrariamente a lo que sucedió en eventos El Niño extremos anteriores (L'Heureux et al., 2017).

Como primer paso se presenta la evolución de las ondas Kelvin y Rossby (primer modo meridional) en la banda ecuatorial durante los eventos El Niño 1997 y 2015 (Figura 2), en esta figura se ha tomado en cuenta un año anterior para ver las condiciones previas al evento. La estimación de las ondas ecuatoriales largas usa como fuente de datos el *Reanalysis* de MERCATOR que previamente fue validado con observaciones y, además, comparado con otros *reanalysis* (Dewitte et al., 2017). El método para derivar los coeficientes de las ondas ecuatoriales largas es similar al utilizado por Mosquera et al. (2014), empleando una versión previa del producto MERCATOR. La Figura 1 muestra que, aunque ambos se caracterizan por una actividad significativa de las ondas Kelvin de

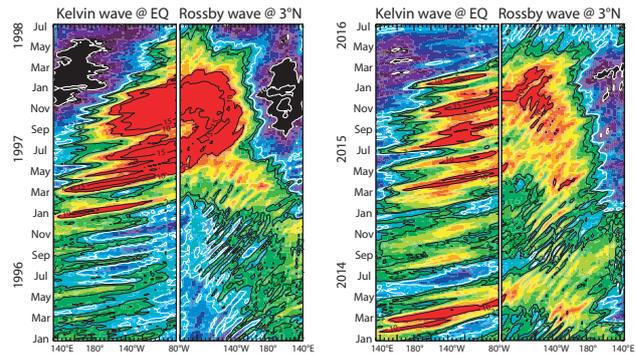


Figura 2. Evolución de las ondas Kelvin (a lo largo de la línea ecuatorial) y el primer modo meridional de la onda Rossby (en 3°N) durante El Niño 1997 (izquierda) y 2017 (derecha). Las unidades están en cm (es decir, es la contribución al nivel del mar). La información se obtuvo del *reanalysis* de MERCATOR. El eje horizontal de la figura de la señal de la onda Rossby está invertido para resaltar la reflexión en la frontera este.

hundimiento, los dos eventos El Niño son distintos en varios aspectos. La similitud es mayormente en la fase de desarrollo inicial del evento, es decir durante el verano y otoño Austral de 1997 y 2015, la que se caracteriza por pulsos de ondas Kelvin de hundimiento originadas en el extremo occidental y que se propagan hacia la región oriental. Hay que hacer notar que las ondas Kelvin durante El Niño 1997, en comparación con las del El Niño 2015, tienen una mayor amplitud y, adicionalmente, se observa la presencia de un pulso en diciembre de 1996 que no existe en el año 2014. Desde inicios del mes de julio de los años 1997 y 2015, los dos eventos empiezan a diferenciarse drásticamente en términos de las características de la onda Kelvin. Durante El Niño 1997, la amplitud y la persistencia de las ondas Kelvin se incrementa produciendo una onda Kelvin interanual como resultado de una interacción entre el océano y la atmósfera, mientras que durante El Niño 2015, solo estuvieron presentes ondas Kelvin intraestacionales. Curiosamente, estas ondas de Kelvin intraestacionales no se reflejan como ondas de Rossby ecuatoriales, excepto tal vez por aquella que alcanzó la costa ecuatoriana entre noviembre y diciembre de 2015, por lo que se sugiere que la mayoría de las ondas Kelvin quedaron atrapadas a lo largo de la costa, tal como lo indica la teoría (Clarke y Shi, 1991). Por otro lado, durante el desarrollo del evento El Niño 1997, se puede observar claramente la presencia de una onda Rossby de hundimiento en el extremo oriental en julio de 1997. En general, la actividad de la onda Rossby durante los dos eventos, también es diferente. Para el evento El Niño 2015 es posible que se haya dado una reflexión parcial de las ondas Kelvin intraestacionales como ondas Rossby intraestacionales debido a su inclinación de la termoclina (alrededor de 120°W), tal como se muestra en Mosquera et al. (2014).

Enfocándose en el evento El Niño 2015, también se observa que las ondas Kelvin de hundimiento alcanzan el continente americano entre julio y setiembre pero con una magnitud reducida luego de cruzar la posición de 120°W . En este artículo se argumenta que la reducción estaría asociada a la presencia de vientos del este, que estuvieron presentes a lo largo del ecuador desde julio

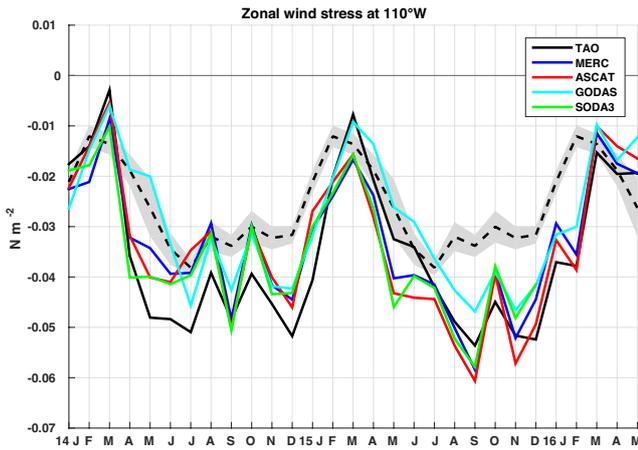


Figura 3. Evolución del esfuerzo de viento zonal en 110°W a lo largo de la línea ecuatorial entre enero de 2015 y mayo de 2016 para datos de TAO (línea de color negra), ERAInterim (línea de color azul), ASCAT (línea de color roja) y SODA (versión 3, línea de color verde). La media climatológica es calculada sobre el periodo 2008-2014 y se muestra en líneas cortadas con su respectiva dispersión en grises. Las unidades son Nm^{-2} .

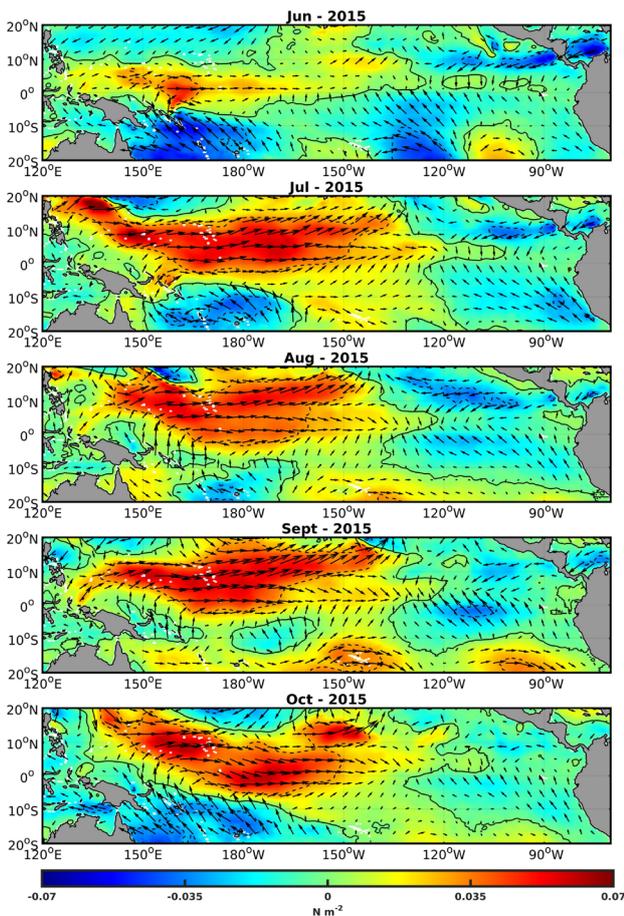


Figura 4. Anomalías de esfuerzo de viento zonal mensual (la amplitud en colores) desde junio a octubre de 2015, calculadas del periodo base 2008-2014. Las unidades son Nm^{-2} . La información es obtenida del producto ASCAT. Las flechas indican la amplitud y dirección del vector esfuerzo de viento.

de 2015. Esto se observa en la Figura 3, la cual muestra, por medio de distintos productos, la evolución del esfuerzo del viento zonal en 110°W y en 0°, posición más oriental que cuenta con información *in situ* del proyecto TAO durante el periodo que va de enero de 2014 a mayo de 2016. En esta figura se aprecia que las anomalías negativas del viento del este tienen una máxima intensidad en setiembre de 2015 y que estarían asociadas a la intensificación de los vientos alisios a lo largo de la costa peruana desde junio de 2015 (Figura 4).

Para verificar esta interpretación, un modelo oceánico lineal fue usado en dos distintas configuraciones de forzante zonal del viento. La primera simulación (CR) usó los vientos reales, mientras que en la segunda (EXP) se removió, entre junio y noviembre de 2015, el efecto de los vientos del este localizados al este de 120°W. El objetivo de EXP fue observar el impacto de los vientos del Este sobre las ondas Kelvin en la región oriental. La Figura 5 muestra el resultado de las simulaciones con el modelo oceánico lineal. En el panel de la izquierda se observa que con CR, usando vientos reales, las ondas Kelvin; formadas en el Pacífico Occidental y central (alrededor de 180°) en mayo, julio y agosto de 2015; son disipadas significativamente, mientras que en la EXP dichas ondas habrían alcanzado el extremo oriental con casi la misma intensidad con la que se formó. La disminución de la intensidad de las ondas Kelvin en el extremo oriental del Pacífico asociada a los vientos del Este alcanzó una amplitud de 5cm en agosto de 2015, el cual no tuvo el potencial de amplificar la anomalía de la TSM en dicha región por medio de la advección vertical. Esto podría explicar por qué El Niño 2015 no se desarrolló en la región oriental como un evento El Niño comparable al de 1997. El Niño 2015 tuvo, en esencia, un desarrollo típico de un evento El Niño EP de magnitud moderada, similar al Niño de 1972, que involucró una interacción océano-atmósfera a lo largo de la costa peruana que actuó como una retroalimentación negativa (Dewitte and Takahashi, 2017).

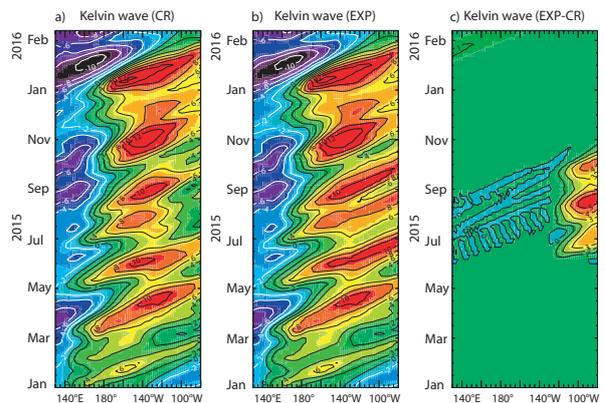


Figura 5. Contribución de la onda Kelvin al nivel del mar (cm) a lo largo del ecuador para: (a) la Simulación de Control (SC), (b) un experimento (EXP) para el cual el esfuerzo de viento zonal es cancelado al este de 120°W entre junio y octubre de 2015 (ver detalles en el texto) y (c) la diferencia entre las simulaciones SC y EXP. La simulación es realizada por un modelo lineal similar a Dewitte (2000), el cual es forzado con anomalías de esfuerzo de viento del producto ERAInterim sobre el periodo 1992-2016. La climatología es calculada para el periodo 1992-2014. Los parámetros del modelo son obtenidos de la descomposición modal del reanalysis de Mercator.

Es necesario mencionar que durante El Niño 2015 se mostró la importancia de la capacidad regional para pronosticar los impactos de los eventos El Niño. En mayo de 2015, la NOAA declaró que un evento El Niño estaba en desarrollo y que podía tener magnitudes similares a la de El Niño 1997 (L'Heureux et al., 2017). La Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) también anunció el desarrollo de un evento El Niño fuerte. Sin embargo, a partir de septiembre de 2015, ENFEN pudo establecer que este evento El Niño no era tan fuerte como El Niño de 1997 en el Pacífico ecuatorial oriental, basado en particular en el Índice Costero El Niño (ICEN; ENFEN, 2012). Esta evaluación de las condiciones oceánicas regionales contribuyó a reajustar las medidas preventivas y ayudó a los tomadores de decisiones a gestionar de manera óptima los riesgos para proteger a las personas e infraestructuras.

REFERENCIAS

- An, S.-I., and J.-W, Kim. (2017). Role of nonlinear ocean dynamic response to wind on the asymmetrical transition of El Niño and La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 393–400, doi:10.1002/2016GL071971.
- Clarke, A. J., and C. Shi. (1991). Critical frequencies at ocean boundaries, *J. Geophys. Res.*, 96, 10,731–10,738.
- Dewitte, B., E, Concha., K, Mosquera., M, Ramos., C, Bricaud and G, Garric, 2017. GLORYS2v4 in the equatorial Pacific: Validation, impact of assimilation and the 2015/16 El Niño event (Poster) Journées Scientifiques LEFE/GMMC 2017; 20, 21, 22 juin 2017, Brest, France.
- Dewitte, B., K, Mosquera y K, Takahashi. 2016. ¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico central?, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Enero, 3, 1.
- Dewitte, B. and K, Takahashi. 2017. Diversity of moderate El Niño events evolution: role of air-sea interactions in the eastern tropical Pacific. *Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4051-9>.
- Dewitte, B. 2000. Sensitivity of an intermediate coupled ocean-atmosphere model of the tropical Pacific to its oceanic vertical structure. *J. Climate*, 13, 2363–2388.
- ENFEN, 2012. Definición Operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú, Nota Técnica ENFEN.
- Hong, L.C., Ho L, Jin FF (2014). A southern hemisphere booster of super El Niño. *Geophys Res Lett.* <https://doi.org/10.1002/2014GL059370>.
- Hu, S. and Fedorov, A.V. 2016. An exceptional easterly wind burst stalling El Niño of 2014. *PNAS*, doi: 10.1073/pnas.1514182113.
- Levine, A. F. Z., & M. J. McPhaden. 2016. How the July 2014 easterly wind burst gave the 2015–2016 El Niño a head start. *Geophysical Research Letters*, 43, 6503–6510. <https://doi.org/10.1002/2016GL069204>
- L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A., Becker, E. J., Di Liberto, T. E., Gamble, F., Gottschalck, J., Halpert, M. S., Huang, B., Mosquera-Vásquez and K., Wittenberg, A. 2016. Observing and predicting the 2015-16 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* doi: 10.1175/BAMS-D-16-0009.1
- Menkes, C. E., M. Lengaigne, J. Vialard, M. Puy, P. Marchesiello, S. Cravatte, and G. Cambon. 2014. About the role of Westerly Wind Events in the possible development of an El Niño in 2014, *Geophysical Research Letters*, 41(18), 6476–6483.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte and S, Illig. 2014. The Central Pacific El Niño Intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.
- Paek, H., J.-Y. Yu, and C, Qian. (2017). Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different?, *Geophys. Res. Lett.*, 44, doi:10.1002/2016GL071515.
- Rasmuson, E. and T, Carpenter. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.*, 110: 354–384.
- Sanabria, J., L. Bourrel, B. Dewitte, F. Frappart, P. Rau, S. Olimpio and D, Labat. 2017. Rainfall along the coast of Peru during Strong El Niño events, *J. of International Climatology*, DOI: 10.1002/joc.5292.
- Stuecker, M. F., C. M. Bitz, and K. C, Armour. 2017. Conditions leading to the unprecedented low Antarctic sea ice extent during the 2016 austral spring season, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1002/2017GL074691
- K, Takahashi., A. Montecinos., K, Goubanova and B, Dewitte. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10704, doi:10.1029/2011GL047364.