

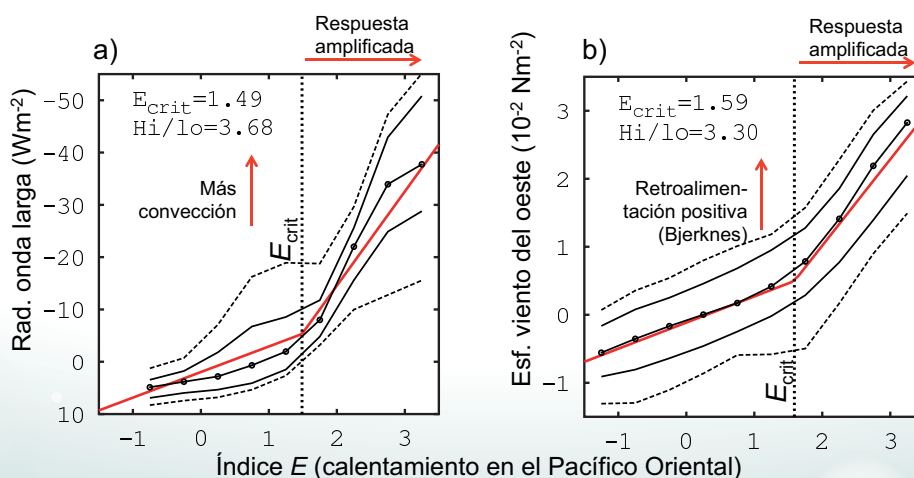
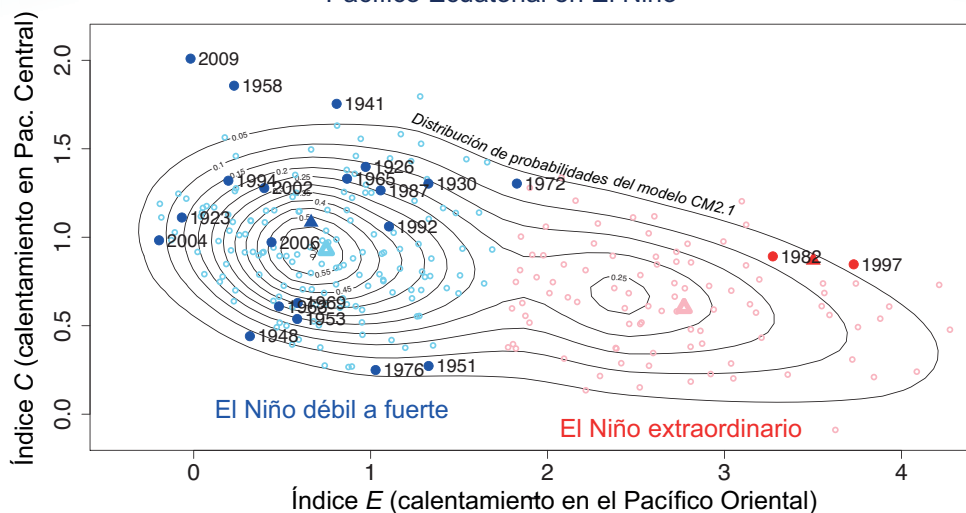
Programa Presupuestal por Resultados N° 068: "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres" Producto: "Entidades informadas en forma permanente y con pronósticos frente al Fenómeno El Niño"

"Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"

Boletín Técnico

Regímenes de El Niño

Valores de E y C durante el máximo calentamiento en el Pacífico Ecuatorial en El Niño



Artículo de Divulgación Científica

Física de El Niño extraordinario

Como indicó el oceanógrafo Klaus Wyrtki en el año 1975, “no hay dos eventos El Niño iguales”. En un artículo anterior (Takahashi, 2014a) se explicó que recién en la última década la comunidad científica ha empezado a explorar en forma sistemática las diferencias entre los eventos El Niño. Sin embargo, como es lo usual al inicio de una nueva línea de investigación, ha habido diversidad de enfoques en la comunidad científica. El más popular hasta el momento ha sido el de clasificar los eventos según dónde, a lo largo del Pacífico Ecuatorial, se observan las mayores anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM). Si bien los detalles de cómo se hace esto pueden dar lugar a resultados sutilmente distintos, la mayoría coinciden en dos tipos de El Niño: uno clásico con el máximo calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental y otro tipo con el máximo en el Pacífico Central.

Una razón importante para este enfoque es que las teleconexiones atmosféricas que comunican los impactos de El Niño y La Niña del Pacífico Tropical al resto del mundo son sensibles a las anomalías de la TSM en el Pacífico Central, por lo que dónde ocurren dichas anomalías es clave para esta aplicación (Larkin & Harrison, 2005; Ashok et al., 2007). Por otro lado, desde un punto de vista físico, no es claro que los dos tipos correspondan a fenómenos distintos (ej. Ashok et al., 2007), sino más bien parece que fueran variedades dentro de un espectro continuo de tipos (Capotondi et al., 2015).



Ph. D. Ken Takahashi Guevara
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto “Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes”. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.

Regímenes de El Niño

El análisis de Takahashi et al. (2011) mostró que la distinción entre los eventos El Niño del Pacífico Oriental y del Pacífico Central es débil y difusa, con una salvedad: los eventos El Niño de 1982-83 y 1997-98 fueron muy diferentes a todos los demás¹. Esta diferencia se hace evidente en el calentamiento en el Pacífico Oriental, el cual se puede

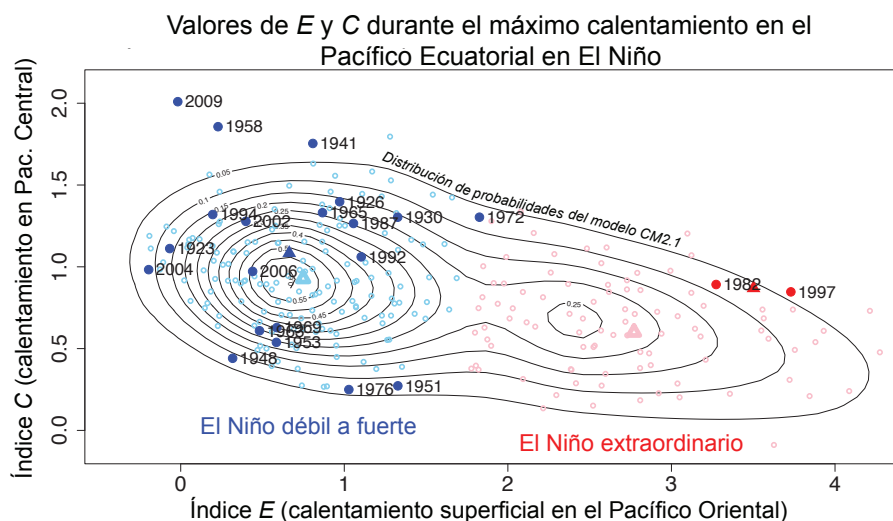


Figura 1. Índices E y C durante los picos de El Niño (según el EOF1 de la TSM ecuatorial) en observaciones (círculos cerrados de color intenso) y el modelo GFDL CM2.1 (círculos abiertos y de color suave). Los clusters k-means se indican con rojo y azul, que en términos de El Niño costero corresponden a El Niño extraordinario y a El Niño entre débil y fuerte, respectivamente. La función de distribución de probabilidades basada en el modelo CM2.1 se indica con contornos. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015).

¹Takahashi et al. (2011) también incluyen al evento El Niño 1877-78 como posiblemente extraordinario, aunque los datos son bastante menos confiables.

Ph. D. Boris Dewitte

Investigador Científico del
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et
Océanographie Spatiales



Ph. D. en Oceanografía Física de la Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia, e Ingeniero en mecánica de fluido de la Escuela Nacional de Aeronáutica y Espacio (Supaero). Desde el año 1999 es investigador científico del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), donde se desempeña como especialista en oceanografía física y dinámica tropical. Forma parte de varios comités científicos internacionales, incluyendo el Scientific Steering Group del programa Climate Variability (CLIVAR). Es autor y revisor de diversos artículos científicos de revistas indexadas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la interacción océano-atmósfera en el Pacífico sur-este y cómo el cambio climático afecta la circulación oceánica y el ciclo hidrológico en la costa.

Procesos no-lineales

En ciencia, el entendimiento de los mecanismos puede ser facilitado mediante el análisis de modelos matemáticos. Entre los posibles modelos, los más sencillos de analizar son los llamados "lineales" los cuales asumen que las variaciones temporales de las variables claves del problema (ej. TSM en el Pacífico Oriental) son simplemente proporcionales a estas variables u otras y no a alguna función complicada de estas. Un ejemplo clásico es el modelo carga-descarga de El Niño-Oscilación Sur (ENOS; ej. Dewitte et al., 2014).

Sin embargo, los modelos lineales por sí solos no pueden representar asimetrías en los fenómenos que describen, ni en los dos regímenes de El Niño (Chen et al., 2015). Un modelo "no-lineal" puede darse de muchas formas. En los últimos años, una forma favorecida por varios investigadores para introducir la no-linealidad en los modelos sencillos de ENOS ha sido a través de los transportes oceánicos de calor (*advección*), proponiendo que estos contribuyen desproporcionalmente al calentamiento superficial asociado a los eventos El

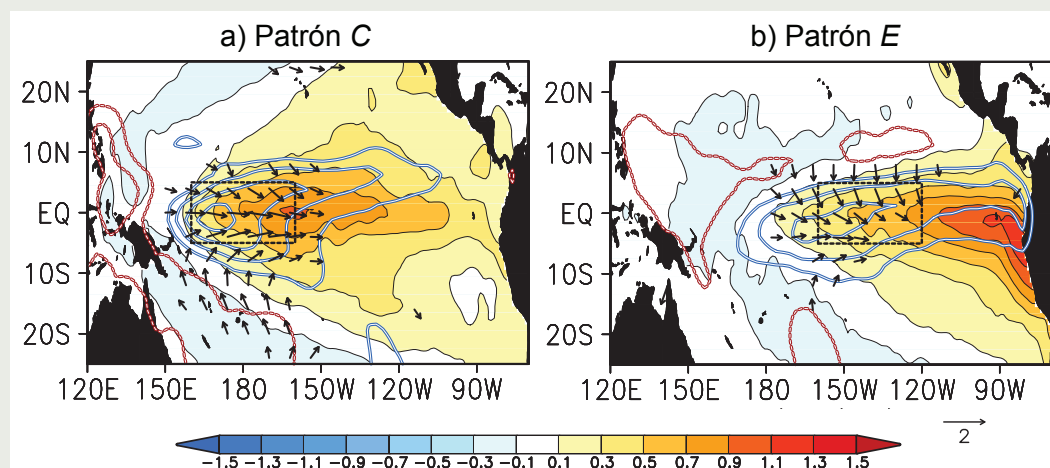


Figura 2. Patrones de regresión lineal entre las anomalías de temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$; colores), esfuerzo de viento (Nm^{-2}) y precipitación (contornos de 0.5, 1, 1.5, 2, y 3 mm/día, azul es positivo y rojo negativo) con los índices a) C y b) E. La caja en el panel b) se usa para los índices promedios en la Fig. 3. (Takahashi y Dewitte, 2015).

cuantificar mediante el índice E (Takahashi et al., 2011) y que en estos eventos fue tan grande (Fig. 1) que la probabilidad de que dichos fenómenos hayan sido simplemente casos extremos de la "población" formada por los otros, se estima en prácticamente nula (Takahashi y Dewitte, 2015). Este estudio también analizó 1200 años de simulaciones con el modelo climático GFDL CM2.1 (Wittenberg et al., 2006), el cual simula bastante bien los eventos extraordinarios, aunque con mayor frecuencia que lo observado. Gracias a esta mayor muestra estadística, se pudo estimar la función de distribución de probabilidades para el modelo, que resultó ser bimodal (contornos en la Fig. 1). Es decir, la distribución muestra dos picos: uno para valores altos de E (cerca de $E = 2.4$ y $C = 0.7$) que corresponde a El Niño extraordinario, y otro para valores de E menores (cerca de $E = 0.7$ y $C = 0.9$) (Fig. 1). La separación clara entre los dos tipos de El Niño sugiere que probablemente existen procesos físicos distintos, al menos cuantitativamente, entre ellos. Es decir, probablemente necesitamos diferentes teorías para explicar El Niño extraordinario y los otros eventos El Niño.

Niño más extremos (Jin et al., 2003; Timmermann et al., 2003; An y Jin, 2004). Sin embargo, con el beneficio de las simulaciones largas con el modelo CM2.1 y una base de datos observacional oceánica más moderna, Takahashi y Dewitte (2015) determinaron que este proceso juega un rol menor en el crecimiento de los eventos extraordinarios.

El otro proceso no-lineal conocido, pero solo recientemente explorado, en la dinámica de ENOS (Dommengot et al., 2012; Choi et al., 2013; Xiang et al., 2013), es la existencia de un umbral que la temperatura superficial debe exceder para que se produzca lluvia intensa, tal como ocurre en la costa norte del Perú durante El Niño (ej. Woodman y Takahashi, 2014). Los patrones de anomalías en radiación de onda larga (ROL, una medida de la nubosidad alta asociada a tormentas intensas) y de esfuerzo de viento zonal asociados a los índices E y C son aproximadamente similares entre sí, pero desplazados en longitud según donde está el máximo en anomalía de TSM (Fig. 2). Tomando los promedios de ROL y el esfuerzo de viento zonal en la región indicada en la Fig.

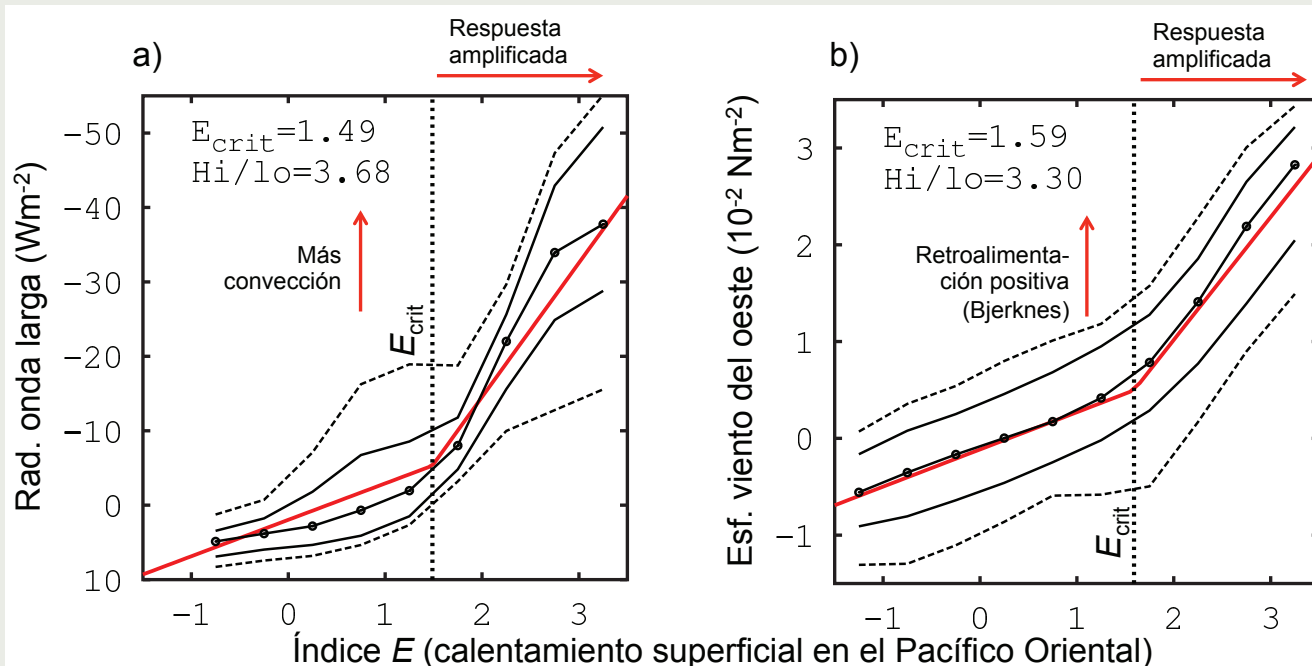


Figura 3. Relación entre el Índice E y a) la radiación de onda larga y b) el esfuerzo de viento zonal mensual promediados sobre la región indicada en la Fig. 2b. Las líneas negras indican los percentiles de 10, 25, 50, 75, y 90% para diferentes valores de E , mientras que las líneas rojas indican el ajuste usando el método MARS. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015).

2b, Takahashi y Dewitte (2015) encontraron que la relación con E no es una recta, sino que consiste aproximadamente en dos rectas, con una pendiente más de tres veces mayor por encima de un valor de E crítico (E_{crit}) entre 1.5 y 1.6 (Fig. 3). Esto significa que el proceso de retroalimentación positiva de Bjerknes (1969) que hace crecer El Niño (calentamiento $\rightarrow$ convección $\rightarrow$ viento del oeste $\rightarrow$ calentamiento) aumenta dramáticamente cuando el valor de E es suficientemente alto para exceder E_{crit} , permitiendo que algunos eventos El Niño, inicialmente fuertes, puedan crecer rápidamente hasta volverse extraordinarios (1982-83, 1997-98). Sin embargo, algunos podrían quedar a medio camino, como en 1972-73 (Fig. 1).

Evolución temporal de El Niño extraordinario

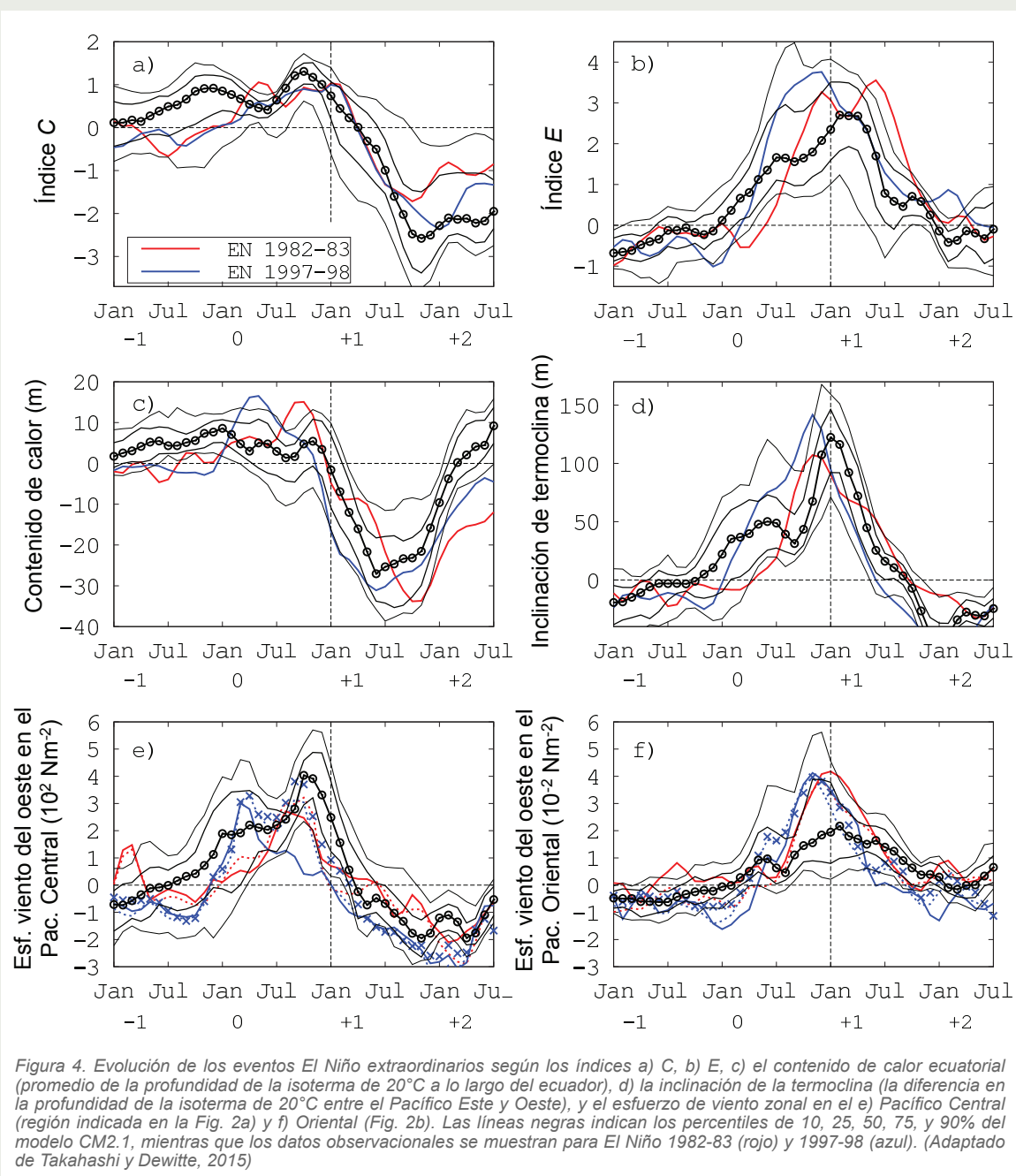
Una de las principales ventajas de que el modelo CM2.1 simule bien El Niño extraordinario es que podemos analizar los diferentes eventos simulados y contrastarlos con los dos observados para determinar aspectos comunes y robustos que podrían ser utilizados para identificar posibles predictores. La evolución temporal de estos fenómenos fue analizada por Takahashi y Dewitte (2015) como función de los meses del año, designando al año 0 como el correspondiente al crecimiento del evento y al año 1 al de su decaimiento (Fig. 4).

En cuanto a los aspectos comunes, se observa el máximo calentamiento en el Pacífico Oriental (pico en E ; Fig. 4b) en la transición entre los años 0 y 1. Previo a esto se registran condiciones cálidas en el Pacífico Central (C positivo; Fig. 4a), así como contenido de calor positivo (Fig. 4c) a lo

largo del año 0. Esto es coherente con el modelo teórico carga-descarga (Jin, 1997; ver Dewitte et al., 2014, para una introducción sencilla), donde el contenido de calor es el predecesor del calentamiento superficial en el Pacífico Oriental. Por otro lado, la inclinación de la termoclina sigue un comportamiento temporal similar al de E (Fig. 4d), reflejando el rol dominante de la advección vertical a través de la llamada "retroalimentación de la termoclina" (*thermocline feedback*; Jin, 1997). La inclinación de la termoclina es generada inicialmente por las anomalías de viento del oeste en el Pacífico Central durante el año 0 (Fig. 4e). Sucesivamente el viento responde al calentamiento en el Pacífico Oriental y a la activación de la convección (Fig. 4f), produciendo una amplificación del evento.

Si bien la carga del contenido de calor ecuatorial, así como el calentamiento superficial y la anomalía de viento del oeste en el Pacífico Central, tiende a preceder El Niño extraordinario, Takahashi y Dewitte (2015) encuentran que la variable con más poder predictivo es el viento del oeste cerca de agosto del año 0. Dicho factor, si es suficientemente intenso, está asociado a una probabilidad de El Niño extraordinario sobre 90% en el modelo CM2.1 (Takahashi, 2014b). Por otro lado, se encuentra que el contenido de calor positivo es un requisito necesario pero no suficiente para estos eventos. Es decir, un alto contenido de calor podría no resultar en El Niño en el Pacífico Oriental. También se observa que la persistencia de anomalías positivas altas de E en el año 0 llevaría a una mayor probabilidad de que el evento siga creciendo, como lo ocurrido en 1997-98.

Por otro lado, es ilustrativo también analizar las diferencias, particularmente entre los dos eventos observados. Si bien el hecho que la predicción de El Niño fuera mejor en 1997 que en 1982 se debió en parte a un mejor conocimiento



del fenómeno y a mejores modelos de pronóstico, también es cierto que El Niño 1997-98 fue más fácil de pronosticar simplemente porque inició bastante antes en el año. En nuestra costa, El Niño en 1997 inició en marzo, mientras que en 1982 inició en julio (ENFEN, 2012; Fig. 4b). El análisis de Takahashi y Dewitte (2015) sugiere que El Niño 1982-83 no habría alcanzado el nivel de extraordinario si no hubiera sido por un forzante externo, aparentemente en la forma de vientos del sur que vinieron desde el lado oriental de Australia y generaron vientos del oeste ecuatoriales al menos hasta agosto (Harrison, 1984), lo cual empujó al evento por encima del umbral para el crecimiento acelerado. Este tipo de eventos será un desafío para el pronóstico, ya que el

pronóstico de sistemas atmosféricos que no estén acoplados al océano (que podría haber sido el caso) es intrínsecamente más difícil de hacer a largo plazo.

Discusión y conclusiones

Desde el punto de vista de impactos, la capacidad de pronóstico de largo plazo de El Niño extraordinario es claramente de gran importancia para el Perú. Afortunadamente, en los últimos años se ha iniciado una línea de investigación a nivel internacional enfocada en estos eventos, empujada por la posibilidad que la frecuencia de

ellos aumente con el calentamiento global (Cai et al., 2014). Sin embargo, hay que recordar que las manifestaciones de El Niño en el Perú pueden ser particulares. Un ejemplo de esto es que El Niño 1972-73, que tuvo bastante menos impactos por lluvias en el Perú que los dos extraordinarios, tuvo un calentamiento en el Pacífico Central máximo casi igual que los de 1982-93 y 1997-98 (anomalía de TSM en la región Niño $3.4 \approx 2^\circ\text{C}$). Claramente, es necesario poder distinguir entre estas posibilidades. Lamentablemente los modelos climáticos usados para el pronóstico a nivel internacional son particularmente deficientes en el Pacífico Oriental (Reupo y Takahashi, 2014ab), ya que varios de los procesos físicos relevantes no son bien representados (Takahashi et al., 2014). Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado en la interpretación de los modelos y es necesario que los científicos peruanos tomen el liderazgo en la investigación científica orientada a resolver estos problemas.

Referencias

- An, S.-I., F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO, *Journal of Climate*, 17, 2399-2412.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, T. Yamagata, 2007: *El Niño Modoki and its possible teleconnection*, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.
- Cai W, Borlace S, Lengaigne M, Rensch Pv, Collins M, VECCHI G, Timmermann A, Santoso A, McPhaden MJ, Wu L, England M, Wang G, Guilyardi E, Jin FF, 2014: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature Clim. Change*, doi: 10.1038/nclimate2100.
- Chen, C., M. Cane, N. Henderson, D. E. Lee, D. Chapman, D. Kondrashov, M. D. Chekroun, 2015: Diversity, nonlinearity, seasonality and memory effect in ENSO simulation and prediction using empirical model reduction, *Sometido a Journal of Climate*.
- Choi, K.-Y., G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, 2013: ENSO transition, duration, and amplitude asymmetries: Role of the nonlinear wind stress coupling in a conceptual model, *Journal of Climate*, 26, 9462-9476.
- Dewitte, B., K. Takahashi, K. Mosquera, 2014: Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del modelo carga-descarga, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 4-8.
- Capotondi, A., A. T. Wittenberg, M. Newman, E. D. Lorenzo, J. Y. Yu, P. Braconnot, P. Cole, B. Dewitte, B. Giese, E. Guilyardi, F. F. Jin, K. Karnauskas, B. Kirtman, T. Lee, N. Schneider, Y. Xue, S. Yeh, 2015: Understanding ENSO diversity, *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00117.1.
- Dommenget, D., T. Bayr, C. Frauen, 2012: Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño-Southern Oscillation, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-012-1475-0.
- ENFEN, 2012: Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú, *Nota Técnica ENFEN*.
- Jin, F.-F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *Journal of Atmospheric Sciences*, 54, 811-829.
- Jin, F.-F., S.-I. An, A. Timmermann, J. Zhao, 2003: Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2002GL016356.
- Larkin, N. K., and Harrison, D. E., 2005: On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies, *Geophysical Research Letters*, 32, L13705, doi: 10.1029/2005GL022738.
- Reupo, J., y Takahashi, K., 2014a: Validación de pronósticos con modelos globales: Correlaciones de TSM (1982-2010), *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°1, 8-9.
- Reupo, J., y Takahashi, K., 2014b: Variabilidad decadal en la bondad de los pronósticos con modelos climáticos globales, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°8, 9-10.
- Takahashi, K., 2014a: Variedades de El Niño, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°2, 4-7.
- Takahashi, K., 2014b: ¿Por qué parece muy improbable El Niño extraordinario este año?, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°6, 8-9.
- Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.
- Takahashi, K., R. Martínez, A. Montecinos, B. Dewitte, D. Gutiérrez, E. Rodríguez-Rubio, 2014: White Paper 8a Regional applications of observations in the eastern Pacific: Western South America, Report of the Tropical Pacific Observing System 2020 Workshop (TPOS 2020) GCOS184, 2, 171-205.
- Takahashi, K., B. Dewitte, 2015: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2665-3.
- Timmermann, A., F.-F. Jin, J. Abshagen, 2003: A non-linear theory for El Niño bursting, *Journal of Atmospheric Sciences*, 60(1), 152-165.
- Wittenberg, A., A. Rosati, N. G. Lau, J. J. Ploshay, 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part III: Tropical Pacific climate and ENSO, *Journal of Climate*, 19, 698-722.
- Woodman, R., y Takahashi, K., 2014: ¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)? *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Vol. 1, N°6, 4-7.
- Xiang, B., B. Wang, T. Li, 2013: A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific warming after the late 1990s, *Climate Dynamics*, 41 (2), 327-340, doi: 10.1007/s0038201214278.