



PERÚ

Ministerio del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú - IGP



Programa Presupuestal por Resultados N° 68 "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres". Producto: "Estudios para la estimación del riesgo de desastres"

"Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"

Boletín Técnico

Uso e importancia de las fuentes documentales escritas para el estudio del Fenómeno El Niño en Perú



Titulares del diario El Comercio haciendo eco de los sucesos ocurridos durante El Niño 1925

Retroalimentación no lineal de Bjerknes en modelos globales atmosféricos: CMIP3 y CMIP5

Juan C. Sulca, M.Sc.¹ y Ken Takahashi, Ph.D.¹
¹Instituto Geofísico del Perú

Introducción

Un tema clave de la dinámica de El Niño es entender la transición de un evento fuerte a uno extraordinario, el cual presenta un calentamiento mucho mayor en el Pacífico Oriental que los otros tipos de evento. El Niño y su naturaleza no lineal pueden ser caracterizados usando dos índices, *E* y *C*, que representan las variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Oriental y Central, respectivamente, las cuales son ortogonales e independientes entre sí (Takahashi et al., 2011). Usando estos índices, Takahashi et al. (2011) propusieron que El Niño extraordinario pertenece a un régimen dinámico distinto a los demás, lo cual fue mostrado por Takahashi y Dewitte (2015ab, TD15 en adelante) en el modelo climático global GFDL CM2.1, el cual es capaz de simular realísticamente algunos de los aspectos de El Niño, tales como su diversidad (Kug et al., 2010) y modulación decadal (Wittenberg et al., 2014). Takahashi y Dewitte propusieron que la retroalimentación de Bjerknes (el calentamiento superficial produce vientos del oeste que, a su vez, aumentan el calentamiento) es un proceso no lineal en el Pacífico Oriental y que esto podría explicar cómo un evento El Niño crece aceleradamente hasta el nivel extraordinario después de haber superado un calentamiento umbral (E_{crit}). Este umbral está asociado a la activación de la convección atmosférica en el Pacífico Oriental, que típicamente es muy fría para esto, y corresponde a una temperatura superficial de alrededor de 26°C. Por encima de este umbral, la convección

y los vientos del oeste aumentan linealmente con el calentamiento con una mayor tasa que a temperaturas menores. El cambio en estas tasas, por encima (*Hi*) y por debajo (*lo*) del punto crítico, se puede caracterizar por una razón de no-linealidad entre estas tasas (*Hi/lo*). El presente trabajo tiene como objetivo principal extender el análisis de TD15, particularmente la caracterización de la retroalimentación de Bjerknes no-lineal, a un mayor número de modelos climáticos.

Datos y Metodología

Para caracterizar la retroalimentación no lineal de Bjerknes se utilizaron las salidas de varios modelos atmosféricos globales de las simulaciones AMIP (siglas en inglés, *Atmospheric Model Intercomparison Project*), en las cuales se imponen condiciones de frontera realistas usando datos mensuales de temperatura superficial del mar observada para el periodo 1978-2009, para poder comparar las componentes atmosféricas de los modelos climáticos acoplados excluyendo los efectos del océano. Las simulaciones analizadas corresponden a los proyectos CMIP3 y CMIP5, cuyo objetivo es la intercomparación de modelos climáticos. Los modelos del CMIP3 usados están enlistados en la siguiente página web (<https://esg.llnl.gov>), mientras que solo se utilizaron 5 modelos atmosféricos globales para el CMIP5 (GFDL, GISS, MPI, IPSL y CNRM; <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>).

Se realizó una homogenización horizontal y vertical a todos los modelos atmosféricos globales (CMIP3 y CMIP5) a través de una interpolación bilineal (horizontal y vertical) en todo el dominio (144x73x17 puntos de grillas). Solo se analizó el periodo 1980-1999 (1980-2008), ya que es común para todos los modelos del CMIP3 (CMIP5).

El presente estudio reprodujo la metodología descrita en TD15. Para comparar los valores críticos identificados en ambos grupos de modelos (CMIP3 y CMIP5), se analizaron las anomalías estandarizadas de esfuerzo de vientos (Nm⁻²) y ROL (ROL; Wm⁻²). Ambos índices fueron definidos como el valor promedio de la variable dentro de las cajas negras mostradas en la Figura 1.

Resultados

Los resultados de nuestro análisis de los ensembles de anomalías estandarizadas del esfuerzo de vientos, ROL, precipitación y temperatura superficial del aire en los modelos atmosféricos globales del AMIP pertenecientes al CMIP3 y CMIP5 son mostrados en la Figura 1. La Figura 1.a muestra claramente el predominio de anomalías del oeste del esfuerzo de vientos sobre la región de

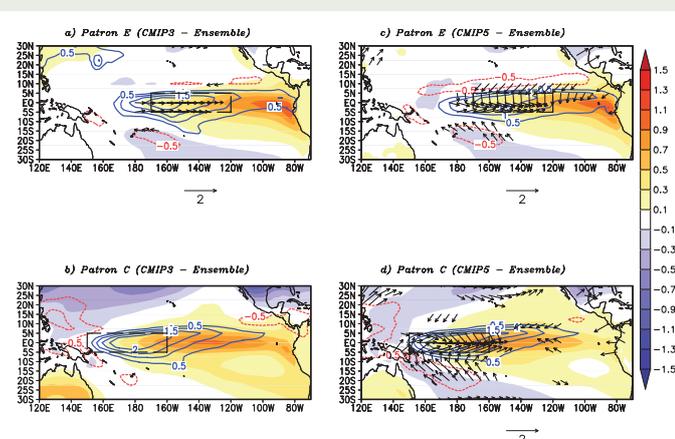


Figura 1. Mapas de regresión lineal de temperatura superficial del mar (°C, sombreado), esfuerzo del viento (10^{-2} Nm⁻², solo son ploteados vectores con magnitudes mayores a 5×10^{-3} Nm⁻²), y precipitación (contornos azules para 0.5, 1, 1.5, 2 3 mm día⁻¹, similarmente para valores negativos en rojo) con los índices a) C y b) E. Las cajas negras se usan para calcular los índices promedio de las variables de esfuerzo de viento y radiación saliente de onda larga. Se utilizó el ensemble de los modelos atmosféricos globales del AMIP pertenecientes al CMIP3 [a) E y b) C] y CMIP5 [c) E y d) C].

máxima actividad convéctiva (lluvias) sobre el océano Pacífico. Sin embargo, la intensidad de la componente meridional del esfuerzo de viento es menor con respecto al patrón observacional de TD15, ya que no reproduce adecuadamente la zona convergencia de los vectores de esfuerzo de vientos. Para el caso del índice C, la Figura 1.b no ilustra el ensemble del campo de esfuerzo de vientos en el CMIP3, ya que su magnitud es menor al 50% del patrón observacional (TD15), mientras que el resto de campos (TSM y precipitación) sí son comparables al patrón observacional. En contraste, el ensemble de los modelos del CMIP5 reproduce adecuadamente ambos patrones observacionales de TD15.

Los resultados de la identificación y cuantificación del valor crítico (Ecrit) y la razón de no linealidad (Hi/lo) en los ensembles de esfuerzo de viento zonal y ROL de los modelos atmosféricos globales del AMIP agrupados en el CMIP3 y CMIP5 son mostrados en la Figura 2. Sin embargo, la Figura 2 solo muestra los modelos atmosféricos globales que presentan la retroalimentación no lineal propuesta por TD15. Por ejemplo, aproximadamente el 33.33% del total de los modelos del CMIP3 cumplen tal condición (CNRM, GISS, INMCM3 y GFDL), mientras que, para el caso de los modelos del CMIP5 (CNRM, GFDL y GISS), llega al 60%.

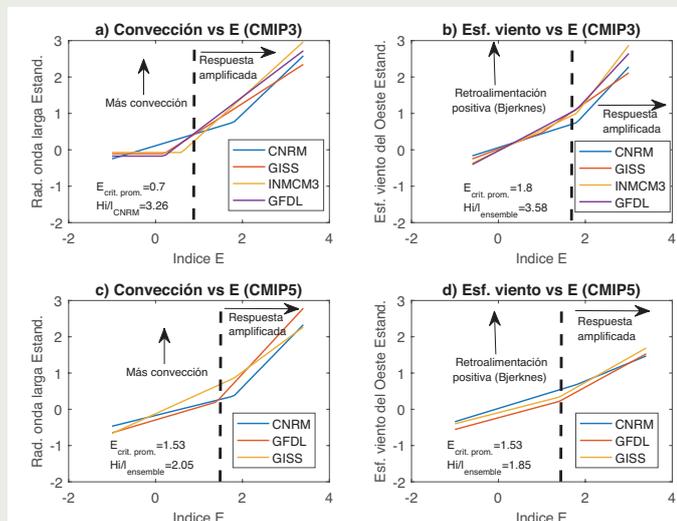


Figura 2. Ajuste de "Piecwise linear regression" (líneas de colores) a los índices estandarizados de a, c) ROL y b, d) esfuerzo de viento zonal con respecto al índice E para los modelos atmosféricos globales del AMIP pertenecientes al a, b) CMIP3 y c, d) CMIP5.

La Figura 1.b ilustra claramente que el índice estandarizado de esfuerzo de viento zonal asociado con el índice E en los modelos CMIP3 es consistente con los resultados de TD15, ya que presenta valores de Ecrit = 1.8 y Hi/lo = 3.58 para esta variable. Estos valores son mayores que los valores documentados en TD15, quienes usaron el modelo GFDL CM2.1, Ecrit = 1.59 y Hi/lo = 3.30. En contraste, la Figura 1.a muestra claramente que solo el modelo CNRM del CMIP3 es capaz de reproducir el comportamiento no lineal hallado por TD15 para la variable ROL, ya que presenta un Ecrit = 1.8 y Hi/lo = 3.26. Por otro lado, el resto de los

modelos del CMIP3 (GISS, INMCM3 y GFDL) reproduce la relación no lineal observacional (TD15) pero subestima el valor observacional de Ecrit (Ecrit < 0.8). Además, si bien para E por encima del crítico (Ecrit) la convección crece fuerte y linealmente con el aumento de E, a diferencia de las observaciones, el índice estandarizado de ROL presenta valores muy cercanos a cero para valores de E menores a Ecrit. Este comportamiento no lineal es similar al de las lluvias de la costa norte peruana durante El Niño (Woodman y Takahashi, 2014). Estos resultados sugieren que los esquemas de convección en los modelos del CMIP3 serían el principal problema ya que todos ellos sí reprodujeron adecuadamente el comportamiento no lineal en la variable esfuerzo de viento zonal, aunque subestimaron la intensidad teórica.

Por otra parte, en el CMIP5, todos los modelos atmosféricos globales del AMIP seleccionados reproducen adecuadamente el comportamiento no lineal del índice estandarizado del esfuerzo de viento zonal (Figura 1.d) y de la ROL (Figura 1.c) asociados con el índice E propuesto en TD15. Por ejemplo, el índice estandarizado de esfuerzo de viento zonal (ROL) del ensemble de los modelos se caracteriza por Ecrit = 1.53 y Hi/lo = 1.85 (Ecrit = 1.53 y Hi/lo = 2.05). Pero, los valores de Ecrit y Hi/lo en ambos índices estandarizados tienden a ser menores a los observacionales documentados en TD15. Los resultados son similares para el índice C (Figuras no mostradas).

Conclusión

En conclusión, algunos modelos atmosféricos globales del AMIP del CMIP3 (CNRM, GISS, INMCM3 y GFDL) y CMIP5 (GFDL, GISS y CNRM) reproducen los patrones observacionales de anomalías de esfuerzo de vientos, ROL, temperatura superficial del aire y precipitación asociados con los índices E y C, así como la retroalimentación no lineal de Bjerknes, con valores de Ecrit y razón de no linealidad consistente con el estimado observacional de TD15.

Referencias

Kug, J. S., J. Choi, S.-I. An, F.-F. Jin, and A. Wittenberg, 2010: Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM, *Journal of Climate*, 23, 1226–1239.

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., and B. Dewitte, 2015a: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-015-2665-3.

Takahashi, K., y B. Dewitte, 2015b: Física de El Niño extraordinario, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 2, 4, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.

Wittenberg, A. T., A. Rosati, T. L. Delworth, G. A. Vecchi, and F. Zeng, 2014: ENSO modulation: Is it decadal predictable?, *Journal of Climate*, 27, 2667–2681. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00577.1.

Woodman, R., and K. Takahashi, 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"*, 1, 6, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.