

Proyección de las anomalías del nivel del mar sobre las ondas oceánicas ecuatoriales largas

Jonathan Aparco¹, David Pareja¹ y Kobi Mosquera¹

¹Instituto Geofísico del Perú

La presencia de las ondas Kelvin ecuatoriales afecta tanto la dinámica como la termodinámica a lo largo del Pacífico Ecuatorial. Por medio de su campo de velocidad, la onda Kelvin “cálida” (“fría”) tiene el potencial de adveccionar, en su camino hacia el extremo oriental, masas de agua hacia el este (oeste) y además influir en la cancelación (incremento) del afloramiento de aguas frías (más detalle en Mosquera, 2014). Por otro lado, la onda Rossby (otro tipo de onda larga ecuatorial) también tiene un rol similar en el océano Pacífico Ecuatorial. Como se puede ver en Mosquera-Vásquez et al. (2013), las ondas Rossby “cálidas”- producto de la reflexión de las ondas Kelvin “cálidas”, tanto alrededor de 120°W como en la frontera americana - indujeron por medio de su campo de velocidad a un proceso de enfriamiento en el extremo oriental durante el Fenómeno El Niño 2002/2003. Por otro lado, la reflexión de las ondas Rossby “frías” como ondas Kelvin “frías” en el extremo occidental del Pacífico es considerada, en la Teoría del Oscilador Retrasado, como el proceso que cancela la fase cálida del ENSO (ver Wang y Picaut, 2004 para una mayor explicación). En conclusión, poder monitorizar la onda Kelvin y Rossby nos permitirá interpretar mejor la variabilidad dinámica y termodinámica en el Pacífico Ecuatorial.

Frente a lo expuesto arriba, el objetivo del presente trabajo es calcular la contribución de las ondas Kelvin y Rossby sobre las anomalías del nivel del mar a lo largo del Pacífico Ecuatorial en tiempo real. Para este fin se utiliza el método de descomposición de estructuras meridionales de ondas largas ecuatoriales, establecido por Boulanger y Menkes (1995), y las anomalías de los datos de nivel del mar obtenidos de las misiones JASON 1 y 2, que en conjunto tienen información que va desde el año 2002 hasta la fecha. Los resultados nos permitirán mejorar el análisis de lo que está aconteciendo (y lo que podría acontecer) en la dinámica y termodinámica en el extremo oriental del Pacífico, que incluye el mar peruano.

Datos

La información satelital del nivel del mar que se usa en este trabajo pertenece a las misiones JASON 1 y 2, las que, junto con la misión TOPEX/POSEIDON, han sido de mucha utilidad para los científicos, ya que juntas han producido un registro multidecadal que permite estudiar, por ejemplo, el incremento del nivel del mar en todo el planeta y, también, ha servido para comprender cómo la circulación y el cambio climático están relacionados (más información en www.nasa.gov/mission_pages/ostm/main/index.html). La cobertura espacial de estos satélites está entre 66°N - 66°S de latitud y 180°W - 180°E de longitud, logrando abarcar alrededor del 95% de las regiones oceánicas sin hielo. Es importante señalar que el instrumental a bordo de JASON 1 (JASON2) tiene una precisión de 4.2 (3.4) cm y se espera que en el futuro se logre un valor de 2.5 cm con un nuevo proyecto denominado JASON-3.

En este trabajo se usa la información del tipo L2 (datos a lo largo de las trayectorias del satélite) que pertenece a la

“familia” GDR (*Geophysical Data Record*) de JASON-1 y OGDR (*Operational Geophysical Data Record*) de JASON-2. Debido a que solo se cuenta con información cada diez días, se procedió a realizar una interpolación lineal en el tiempo en toda la región tropical. Asimismo, para contar con información completa en el eje meridional (norte - sur) y poder aplicar de manera eficiente la técnica de descomposición meridional (ver siguiente sección), se realizó un promedio espacial cada cinco grados en el eje zonal (este - oeste). Este procedimiento redujo la resolución a lo largo del eje zonal de 2001 a 40 puntos. Con esta nueva base de datos se inició el cálculo de la “climatología” para cada punto en el periodo desde enero de 2002 hasta diciembre de 2014 y, finalmente, se obtuvo la anomalía interanual.

Usando estos trece años de información de anomalía del nivel del mar se calculó, a lo largo de la línea ecuatorial, una correlación retrasada con respecto al punto 140°W, lo que sirvió para obtener, aplicando un ajuste de mínimos cuadrados a los valores máximos de la correlación en cada uno de los 40 puntos, la velocidad principal de la onda Kelvin ($c=2.83$ m/s), lo que indica la importancia de esta onda en la dinámica del océano Pacífico Ecuatorial. Este valor está dentro del rango teórico de la velocidad de la onda Kelvin del primer modo baroclínico y es similar al obtenido en Mosquera et al. (2014). Además es el dato que se utiliza en el método de descomposición meridional descrito a continuación.

Descomposición meridional de ondas largas

Con el afán de entender el rol de las ondas largas ecuatoriales en el desarrollo del Fenómeno El Niño 1992-1993, Boulanger y Menkes (1995) establecieron un método (descomposición meridional) para obtener la contribución de las ondas Kelvin y Rossby en el nivel del mar que fue obtenido de la misión TOPEX-POSEIDON. Asimismo, usando este método, lograron calcular qué ondas Kelvin fueron forzadas por el viento, esto utilizando información de esfuerzo de viento zonal calculado a partir de los vientos superficiales del proyecto TAO (*Tropical Atmosphere Ocean project*: www.pmel.noaa.gov/tao). Ellos concluyen que las ondas Kelvin y Rossby en El Niño 1992-1993 fueron mayormente forzadas por los vientos y que muy poco de la actividad ondulatoria se debió a reflexiones en las fronteras oriental y occidental.

Enfocándonos en el método, este último asume que el nivel del mar a lo largo de cada meridiano, $h(y)$ puede ser representado como la combinación lineal de un conjunto de funciones ortogonales, es decir:

$$h(y) = \sum_{i=0}^N r_i R_i^h(y)$$

Proyección de las anomalías del nivel del mar sobre las ondas oceánicas ecuatoriales largas

Aparco J., Pareja D. y Mosquera K.

Donde $R_i^h(y)$ son las funciones ortogonales que a su vez son combinaciones de las funciones de Hermite (ver más detalle en Boulanger y Menkes, 2009). En La Figura 1 se puede apreciar las estructuras meridionales para $i=0$ (Kelvin), $i=1$ (Rossby 1), $i=2$ (Rossby 2), $i=3$ (Rossby 3) e $i=4$ (Rossby 4). Por otro lado, r_i son los coeficientes de onda que deben ser calculados resolviendo un sistema lineal de cinco ecuaciones. Este cálculo se debe realizar para cada meridiano y en cada paso de tiempo.

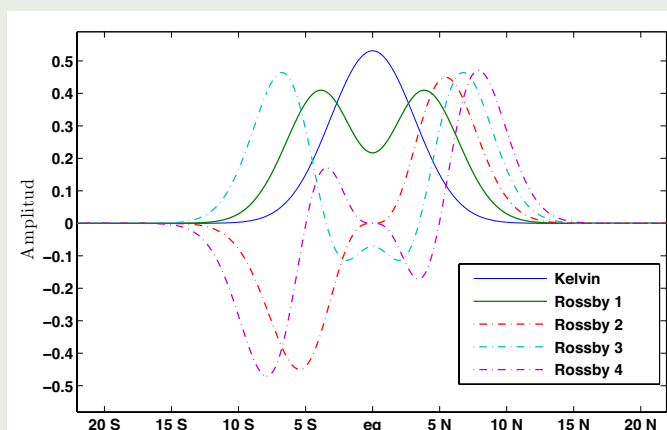


Figura 1. Estructuras meridionales para el nivel del mar del modo Kelvin y los cuatro primeros modos Rossby.

Resultados

Los resultados de la descomposición meridional se muestran en los diagramas Höwmler de las Figura 2a-c en el periodo que va de enero de 2014 a enero de 2015. En "b" ("a" y "c") se aprecia la contribución de la onda Kelvin (Rossby) al nivel del mar. Los resultados para la onda Rossby son graficados con el eje zonal invertido: oeste a la derecha y este a la izquierda. Esto con el objetivo de apreciar algún tipo de conectividad entre las ondas Kelvin y Rossby. Un análisis de correlación con retraso, tal como la Figura 3 de Mosquera et al. (2014), a lo largo del Ecuador (de 4°N) con respecto a 140°W (170°W) nos revela, luego de un ajuste de mínimos cuadrados basado en los máximos valores de correlación, que la actividad de la onda Kelvin (Rossby) pertenece principalmente al primer modo baroclínico. Estos resultados se colocan en la Figura 1 con líneas inclinadas: (a) y (c) serían Rossbygramas de 0.88 m/s, y en (b) se tendrían los Kelvingramas de 2.85 m/s. En este gráfico se observa que no hay una clara conectividad observada en el nivel del mar entre la onda Kelvin y Rossby en el extremo oriental del océano Pacífico, a pesar que las ondas Kelvin presentes en el verano y otoño del 2014 fueron muy intensas y provocaron un calentamiento por varios meses en la costa peruana, lo que llevó a que se declare en el Perú un evento El Niño costero de magnitud moderada (ver comunicados ENFEN: www.imarpe.gob.pe).

Este nuevo gráfico se incorporará a la página web del IGP como un nuevo producto en el análisis de la dinámica del Pacífico Ecuatorial. Asimismo, en los siguientes meses se espera obtener el resultado de las proyecciones de las

estructuras meridionales de las ondas largas en el esfuerzo de viento zonal. Esto permitirá establecer con mayor seguridad si las ondas Kelvin o Rossby, presentes en el Pacífico Ecuatorial, fueron producto de las anomalías de los vientos zonales o no.

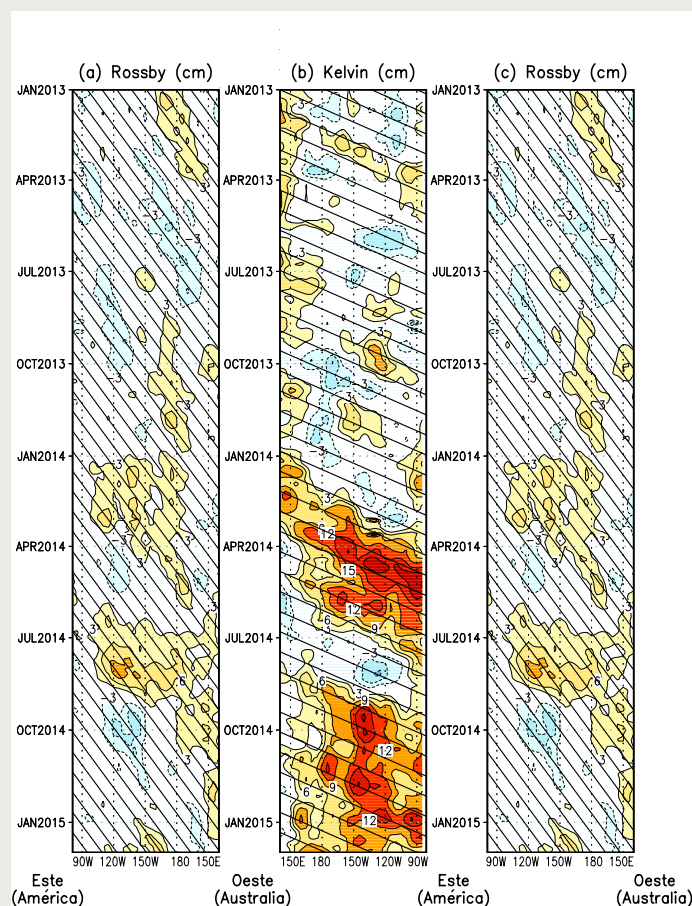


Figura 2. Diagramas longitud-tiempo de la contribución de la onda Kelvin (panel central) y Rossby (panel derecho e izquierdo) en el nivel del mar. Para el caso de (a) y (c), ambos paneles se han invertido en la dirección oeste - este para observar la conectividad de las ondas en las fronteras orientales y occidentales. Las líneas diagonales continuas de color negro indican la velocidad de 2.85 m/s (0.88 m/s) para la onda Kelvin (Rossby) obtenida de una correlación con retraso a lo largo del Ecuador (de 4°N) con respecto a 140°W (170°W).

Referencias

Boulanger, J.-P., and C. Menkes, 1995: Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992–1993 El Niño, *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), 25041–25059, doi:10.1029/95JC02956.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, and G. Garric, 2013: The 2002–03 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2012JC008551.

Mosquera, K., 2014: Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 1, N° 1, Enero, 4–7.

Wang, C., and J. Picaut, 2004: Understanding ENSO physics: A review, *Geophysical monograph*, 147, 21–48.