

## AVANCE DE INVESTIGACIÓN

# ANÁLISIS ESPECTRAL DEL NIVEL DEL MAR PARA EL ESTUDIO DE ONDAS ECUATORIALES LARGAS

**Gerardo Rivera Tello <sup>1</sup> y Kobi Mosquera <sup>1</sup>**

## RESUMEN

Dentro de las fases cálida y fría del El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), las ondas ecuatoriales juegan un rol importante tanto en su activación como terminación. Basándose en la teoría clásica de ondas, la aproximación lineal de agua somera en un plano ecuatorial beta presenta soluciones de onda que siguen una relación de dispersión, la cual depende de su longitud de onda y frecuencia. El presente trabajo tiene como objetivo identificar las ondas observadas en los datos de anomalía del nivel mar mediante las curvas de dispersión y compararlas con las curvas teóricas. Para esto se calculan los coeficientes de proyección meridional en base a la data observada y se identifican las bandas principales de actividad tanto en la frecuencia como en el número de onda. Los resultados preliminares muestran actividad de ondas de Kelvin concentradas en la banda de 30-100 días y 8880-11100 km ( $80^{\circ}$ - $100^{\circ}$ ), mientras que para las ondas Rossby se encuentran entre 27-37 días y 1110-2220 km ( $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ).

**Palabras clave:** *Ondas de Kelvin, Ondas de Rossby, diagrama de dispersión, proyección meridional y filtrado espectral.*

## AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Citar como: Rivera, G., Mosquera, K. (2020). Análisis espectral del nivel del mar para el estudio de ondas ecuatoriales largas. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 7 N° 08. pág. 12-17.*

## INTRODUCCIÓN

Las ondas oceánicas en el Pacífico ecuatorial son perturbaciones que transportan energía a lo largo de toda la cuenca y tienen impacto en otras variables oceanográficas. Las características de su propagación han sido estudiadas extensivamente tanto en la teoría, basándose principalmente en aproximaciones lineales de las ecuaciones de momento, como en la observación. Estudios recientes han empleado métodos espectrales para determinar el gráfico de dispersión y velocidad de propagación de las señales observadas en distintas latitudes (Cravatte et al., 2004; Farrar, 2008; Farrar & Durland, 2012; Mosquera, 2015; Wakata, 2007), encontrando una alta correspondencia con la teoría lineal de ondas. Sin embargo, el costo computacional de aplicar dichos métodos es alto debido a la resolución espacial y temporal de los datos satelitales actuales, además de trabajar en un dominio meridional restringido. En base a esto, se desarrolla una metodología que hace uso de los coeficientes de proyección meridional, la cual permite: manejar menos dimensiones para acelerar el cálculo, resumir la señal latitudinal al ser obtenido de la integración de los datos observados con las estructuras meridionales teóricas, y remover la necesidad de limitar nuestro dominio latitudinal caso por caso.

## DATOS Y METODOLOGÍA

### DATOS

Los datos de altimetría fueron obtenidos del Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (<http://www.marine.copernicus.eu>) como producto grillado procesado a un "nivel 4" (L4, por sus siglas en inglés), el cual cuenta con una resolución temporal diaria y espacial de 0.25° (AVISO/CLS, 2016; Pujol et al., 2016). Estas observaciones se componen de una combinación de múltiples misiones satelitales que han sido homogeneizadas respecto a una misión de referencia, que en actualidad es OSTM/JASON-2. Se usó la totalidad de la serie de tiempo para los datos reprocesados L4 (enero de 1993 – octubre de 2019) junto a una parte de los datos en tiempo real (octubre de 2019 – agosto de 2020), bajo el mismo nivel de procesamiento, distribuido también por CMEMS. Finalmente, el periodo base (climatología) para el cálculo de las anomalías fue desde enero de 1993 hasta diciembre del 2019.

### DESCOMPOSICIÓN MERIDIONAL

Las anomalías del nivel del mar se descompusieron meridionalmente siguiendo el método descrito por Boulanger y Menkes (1995), el cual ha sido implementado y estudiado en el IGP como uno de los productos de monitoreo para el desarrollo del ENOS (Aparco et al., 2015; Rivera & Mosquera, 2019). A fin de reducir la dimensionalidad de los datos, y facilitar el análisis computacional, se hace uso de los coeficientes de proyección obtenidos en los pasos intermedios del método de descomposición meridional. Cabe aclarar que el método desarrollado en Boulanger & Menkes (1995) no ajusta los datos para forzar la visualización de la propagación

de ondas en las distintas estructuras, sino que proyecta los datos sobre las estructuras teóricas, facilitando la observación de las ondas en caso de que existieran. Para el presente avance de investigación se hicieron uso de los primeros 6 modos meridionales de Rossby, formando parte de la componente simétrica los modos de número impar (1,3,5), y de la componente asimétrica los de número par (2, 4, 6).

## DIAGRAMA DE DISPERSIÓN

Una herramienta útil para el diagnóstico de la propagación de ondas es el diagrama de dispersión obtenido a base de transformaciones del espacio longitud-tiempo a número de onda – frecuencia. En base a la teoría lineal, la ecuación de dispersión dimensional para ondas largas de baja frecuencia se encuentra dado por la siguiente relación (Vallis, 2017):

$$\omega = \frac{-\beta k}{(2m + 1)\beta/c + k^2}$$

Donde  $\beta=2.29 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  es el parámetro de Coriolis y  $c=2.7 \text{ ms}^{-1}$  es la velocidad media para una onda de gravedad del primer modo baroclínico.

El diagrama de dispersión de los datos observados es obtenido mediante transformadas de Fourier sucesivas tanto en el espacio como en el tiempo. Para su aplicación en el espacio, primero se completa con ceros en el sentido oeste-este a fin de contar con  $N_x = 1024$  datos, sin realizar ningún tipo de segmentación, ya que se desea obtener la mayor resolución posible en el espacio número de onda. Por otro lado, una vez obtenido el espectro de número de onda, se segmenta la serie en la dimensión del tiempo en 10 segmentos con longitudes de 1095 días (3 años) sin sobreposición usando un taper de Kaiser-Bessel ( $\alpha=3$ ). Este método se aplicó sobre el modo meridional de Kelvin y los 6 primeros modos meridionales de Rossby para luego promediar los resultados, aumentando de esta manera los grados de libertad del sistema (aproximadamente  $2 \times 10 \times 7$ ), valor que afecta solamente en la estimación de los contornos de significancia. Finalmente, una vez obtenido el espectro promedio, se realizó suavizados múltiples en el espacio (40 veces) y en el tiempo (20 veces) usando un filtro 1-2-1 a fin de obtener un estado base estimado. Este suavizado se aplicó siguiendo el ejemplo de Wheeler & Kiladis (1999) a fin de reducir cualquier señal periódica que se encuentre presente en el espectro tanto en una frecuencia como número de onda específico resultando en un espectro de fondo que represente procesos aleatorios o no periódicos. Igual al espectro base obtenido por Wheeler & Kiladis (1999) para OLR, esta estimación tiene un comportamiento de ruido rojo debido a las concentraciones en bajas frecuencias y bajos números de onda. La división de este estado base sobre las estimaciones espectrales puede ser interpretado como niveles de significancia, resaltando los picos que se encuentran significativamente por encima del espectro base en un nivel de confianza del 95% para los 140 grados de libertad aproximados.

## RESULTADOS

El diagrama de dispersión promedio obtenido para los coeficientes de proyección (Figura 1), dividido por el estado base, muestra picos espectrales característicos de ondas que se propagan hacia el este (Kelvin) y, en menor intensidad, de señales que se propagan hacia el oeste (Rossby). Para el primer caso, la señal se concentra a lo largo de la curva de dispersión de Kelvin en periodos de 30 a 100 días, con mayor intensidad a partir de los 40 días, y con longitudes de onda entre 8880 km ( $80^\circ$ ) y 11100 km ( $100^\circ$ ). A su vez, la señal espectral de las ondas que se propagan hacia el oeste se concentra cerca a la curva de dispersión  $n=1$  correspondiente a Rossby, en periodos de 27 a 37 días, con longitudes de onda entre 1110 km ( $10^\circ$ ) y 2220 km ( $20^\circ$ ). Cabe notar que no se

observa la presencia de picos significantes alrededor de las curvas  $n=2$  y  $n=3$ , por lo que solo nos centraremos en el primer modo de Rossby. El diagrama de dispersión obtenido usando datos observados sirve para determinar los intervalos en el diseño del filtro pasa-banda. Usando los intervalos mencionados para los picos significantes de Kelvin y Rossby, se filtran los coeficientes de proyección para retener solamente las señales de interés y sin realizar ningún suavizado o segmentado a los espectros, ya que se desea reconstruir la serie completa usando la trasformada de Fourier inversa.

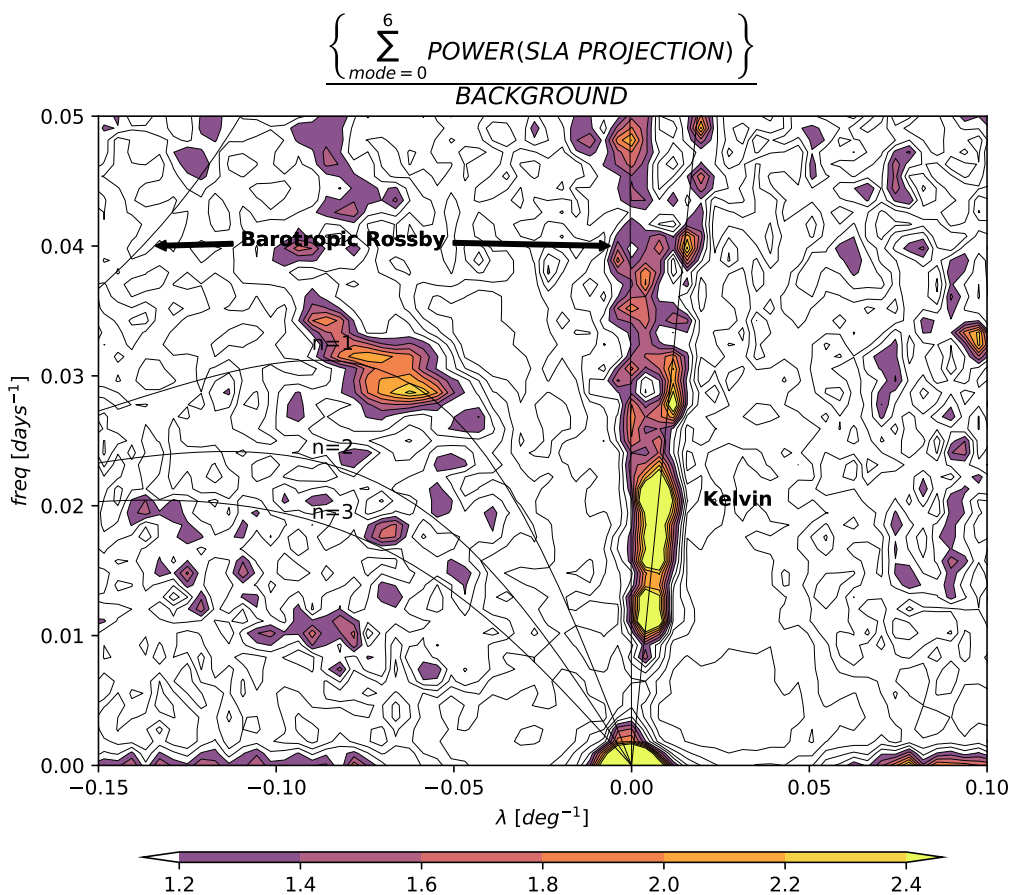


Figura 1. Densidad espectral estimada para la suma de componentes meridionales de Kelvin (0) y Rossby (1-6) dividido por el estado base estimado. Los contornos comienzan en 0 y tienen intervalos cada 0.2. Los contornos sombreados comienzan a partir de 1.2, valor para el cual la señal es considerada estadísticamente significativa al 95% de confianza (basado en 140 grados de libertad). Sobrepuesto se encuentran las curvas de dispersión teóricas para Kelvin, Rossy barotrópico y para Rossby de modo  $n=1, 2, 3$ .

Los coeficientes de proyección filtrados pueden ser usados para reconstruir el campo de anomalías del nivel del mar, o para ser analizados como variable independiente, tal como se observa en la figura 2, para el periodo 2017-2019.

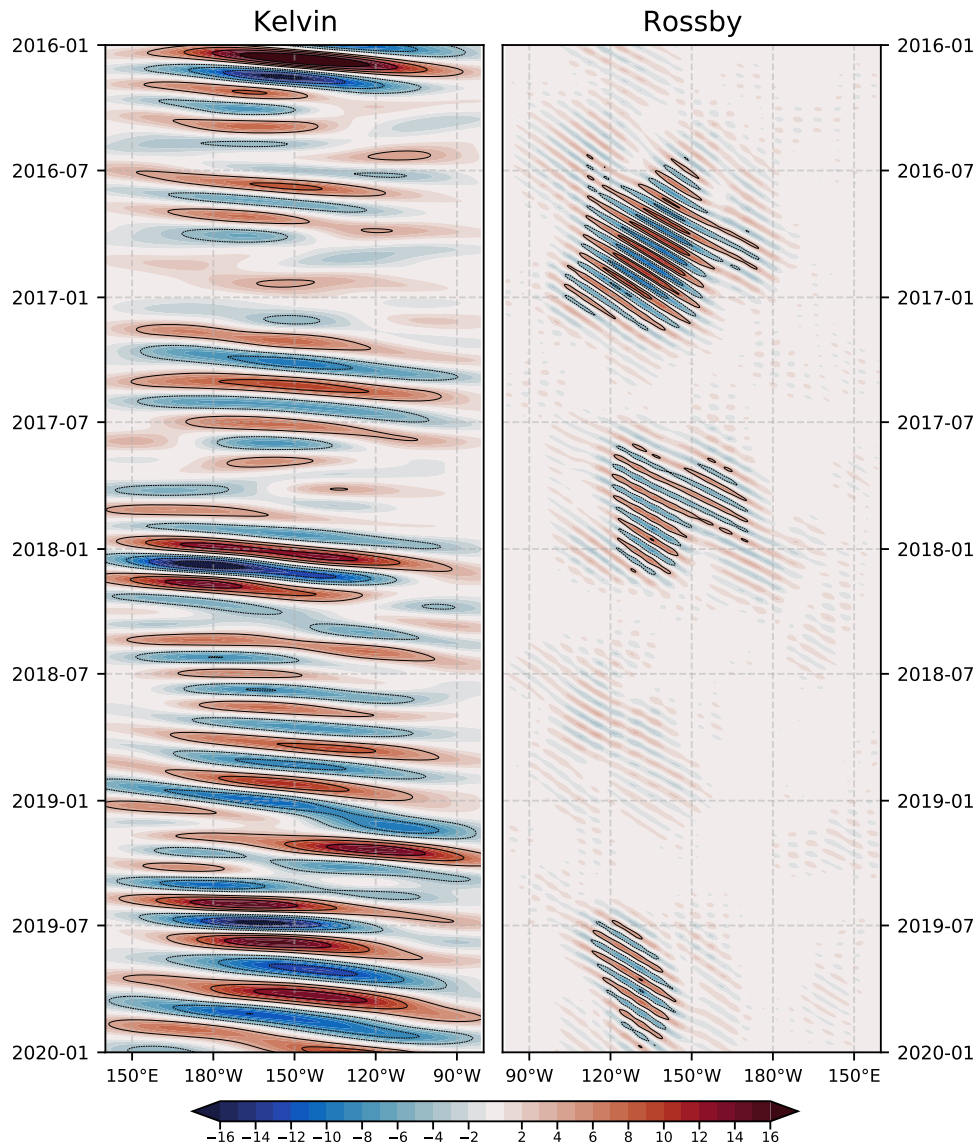


Figura 2. Coeficientes de proyección filtrados usando las bandas que contienen una alta señal espectral en el gráfico de dispersión. (izquierda) Coeficiente de proyección de Kelvin en la banda 40-100 días, 80°-100°. (derecha) Coeficiente de proyección de Rossby en la banda 27-37 días, 10°-20°.

## COMENTARIOS

La ventaja principal del uso de los coeficientes de proyección es la reducción en el manejo de dimensiones, acelerando de esta manera las estimaciones computacionales que involucran la transformada de Fourier. Los datos filtrados pueden ser usados como herramienta de diagnóstico a eventos del ENOS pasados a fin de evaluar el rol de ondas ecuatoriales dentro de bandas específicas. Cabe resaltar que estudios previos, usando metodologías espectrales similares (Farrar, 2011; Farrar & Durland, 2012), encontraron que los datos distribuidos por CMEMS no otorgan una estimación espectral adecuada debido a la matriz de covarianza usada en el proceso de interpolación óptima, por lo que la recomendación sería la de realizar un grillado a base de los productos nivel 2 con un esquema conservativo.

El siguiente paso es usar las funciones ortogonales empíricas a los datos filtrados con la finalidad de obtener un índice que permita estimar de manera sencilla las distintas fases de la propagación, o la actividad de las ondas ecuatoriales. Esto permitirá el análisis de las mismas en tiempo real, similar a lo realizado por Rydbeck et al. (2019) con anomalía del nivel del mar, o Takahashi et al. (2011) con los índices E y C para el caso de la temperatura superficial del mar.

## REFERENCIAS

Aparco, J., Pareja, D., & Mosquera, K. (2015). *Proyección de las anomalías del nivel del mar sobre las ondas oceánicas ecuatoriales largas*. *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 2(1), 9–10.

AVISO/CLS. (2016). *SSALTO/DUACS User Handbook: MSLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products (Technical Report 5.0; CLS-DOS-NT-06-034)*.

Boullanger, J.-P., & Menkes, C. (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.

Cravatte, S., Boullanger, J.-P., & Picaut, J. (2004). *Reflection of intraseasonal equatorial Rossby waves at the western boundary of the Pacific Ocean: INTRASEASONAL EQUATORIAL ROSSBY WAVES*. *Geophysical Research Letters*, 31(10).

Farrar, J. T. (2008). *Observations of the Dispersion Characteristics and Meridional Sea Level Structure of Equatorial Waves in the Pacific Ocean*. *Journal of Physical Oceanography*, 38(8), 1669–1689.

Farrar, J. T. (2011). *Barotropic Rossby Waves Radiating from Tropical Instability Waves in the Pacific Ocean*. *Journal of Physical Oceanography*, 41(6), 1160–1181.

Farrar, J. T., & Durland, T. S. (2012). *Wavenumber–Frequency Spectra of Inertia–Gravity and Mixed Rossby–Gravity Waves in the Equatorial Pacific Ocean*. *Journal of Physical Oceanography*, 42(11), 1859–1881.

Mosquera, K. (2015). *Intraseasonal Oceanic Kelvinwave and the Central Pacific El Niño events [Ph.D.]*. Université Paul Sabatier.

Pujol, M.-I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M., & Picot, N. (2016). *DUACS DT2014: The new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years*. *Ocean Science*, 12(5), 1067–1090.

Rivera, G., & Mosquera, K. (2019). *Contribución meridional de los vientos y el nivel del mar desde la perspectiva de ondas oceánicas ecuatoriales largas en un océano sin fronteras*. *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, 6(8), 10–13. Repositorio institucional - IGP.

Rydbeck, A. V., Jensen, T. G., & Flatau, M. (2019). *Characterization of Intraseasonal Kelvin Waves in the Equatorial Pacific Ocean*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). *ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño*. *Geophysical Research Letters*, 38(10).

Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and oceanic fluid dynamics: Fundamentals and large-scale circulation (2nd edition)*. Cambridge University Press.

Wakata, Y. (2007). *Frequency-wavenumber spectra of equatorial waves detected from satellite altimeter data*. *Journal of Oceanography*, 63(3), 483–490.

Wheeler, M., & Kiladis, G. N. (1999). *Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber–Frequency Domain*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3), 374–399.