

AVANCE DE INVESTIGACIÓN

IMPLEMENTACIÓN Y VALIDACIÓN DE UN MODELO OCÉANICO MULTIMODAL PARA LA REGIÓN ECUATORIAL DEL OCÉANO PACÍFICO

Brayan Urbina ¹ y Kobi Mosquera ¹

RESUMEN

Debido a las condiciones anómalas en el sistema océano-atmósfera en el Pacífico tropical durante las dos fases de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), varios eventos climáticos extremos se desarrollan alrededor del mundo y, con mayor intensidad, en el Perú. Por este motivo es importante estudiar y entender cada uno de los procesos físicos que están involucrados en las fases de ENOS, de tal manera que se puede contribuir a un mejor pronóstico. El objetivo de este trabajo es mostrar los avances en el desarrollo e implementación de un modelo oceánico multimodal cuyos resultados permitirán analizar con mayor detalle la dinámica del Pacífico ecuatorial, con énfasis en las dos fases de ENOS. El modelo oceánico multimodal se basa en la descomposición baroclínica de un océano estratificado, del cual se extraen los coeficientes de proyección en todo el océano Pacífico ecuatorial y que, finalmente, se asocian a los forzantes del modelo. Los resultados evidencian una adecuada habilidad para representar la variabilidad del océano en términos de las anomalías del nivel del mar y precisamente son los dos primeros modos baroclínicos los que reproducen la mayor parte de dicha variabilidad. Por último, las salidas del modelo se proyectaron en los modos meridionales de ondas de Kelvin y Rossby oceánicas.

Palabras clave: Modos baroclínicos, ondas ecuatoriales, coeficientes de proyección, ondas de Kelvin, ondas de Rossby, El Niño.

AFILIACIÓN:

1- Instituto Geofísico del Perú (IGP)

Citar como: Urbina, B., Mosquera, K. (2020). Implementación y validación de un modelo oceánico multimodal para la región ecuatorial del océano Pacífico. Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 7 N° 01, pag. 13-20.

INTRODUCCIÓN

Como se sabe, es importante estudiar el incremento de la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Pacífico ecuatorial debido a los efectos que puede producir en la circulación atmosférica tanto a nivel global como local. Parte de la variabilidad en la TSM, durante los períodos de ocurrencia de El Niño/La Niña, se ve reflejada por la influencia de forzantes remotos oceánicos como los asociados a las ondas de Kelvin y Rossby ecuatoriales, dado que generan impacto en el nivel del mar y la profundidad de la termoclina.

En vista de la importancia de las ondas ecuatoriales en el marco de El Niño/La Niña, se viene estudiando la dinámica del Pacífico tropical por medio de modelos oceánicos lineales, los cuales han demostrado efectividad para reproducir la variabilidad interanual e intraestacional del nivel del mar en esta región. No obstante, debido a que El Niño-Oscilación del Sur viene a ser un proceso acoplado océano-atmósfera, el modelo oceánico multimodal planteado aquí, trata de representar la respuesta oceánica al forzamiento atmosférico. En ese contexto, a través de los llamados modos baroclínicos reproducidos por el modelo, estamos interesados en la propagación de ondas ecuatoriales como procesos físicos remotos de impacto en la costa peruana (Mosquera, 2014).

Es así que una vez que el modelo oceánico multimodal fue implementado, se procedió a validar los resultados del nivel del mar con la información de altimetría satelital para el periodo 1993-2019. Luego, como parte de un ejemplo, se revisó la actividad de las ondas de Kelvin y Rossby ecuatoriales durante El Niño 1997/1998. Para esto último se aplicó una descomposición meridional sobre la salida del modelo (anomalías del nivel del mar y corrientes zonales) para obtener las estructuras meridionales de cada onda y para cada modo baroclínico.

DATOS

La data necesaria para este estudio son los campos de salinidad y temperatura que se obtienen del producto Global Ocean Data Assimilation System (GODAS; Behringer et al., 2004) proporcionados por NOAA/ESRL PSD. El registro histórico de la data comprende desde enero de 1980 hasta diciembre de 2019, tomando una resolución temporal mensual y espacial de $1/3^\circ$ en latitud x 1° en longitud con 40 niveles de profundidad oceánica.

Asimismo, se ha utilizado la información de esfuerzos de vientos zonales y meridionales diarios, los cuales fueron calculados a partir de la velocidad de vientos a 10 metros, generados por la *reanalysis* de NCEP-DOE (Kanamitsu et al., 2002). Finalmente, se emplearon también los datos de altimetría dado por CMEMS (AVISO, 2016).

El periodo climatológico para estos dos últimos grupos de datos (vientos y altimetría) fue de 1993-2010.

SOBRE EL MODELO

Bajo condiciones de equilibrio hidrostático, sin aceleración vertical, en estado de reposo inicial y considerando pequeñas perturbaciones, se pueden obtener ecuaciones de momento lineales en un plano beta ecuatorial, así como condiciones de frontera que permiten representar la dinámica de un océano libre con un fondo marino de profundidad constante. En este punto, se asume que todas las variables oceánicas involucradas tienen la misma estructura vertical, lo cual permite simplificar el modelo en modos baroclínicos, tal como lo detalla Clarke (2008). Las estructuras verticales $F_n(z)$ y las velocidades características por cada modo se obtienen resolviendo el problema de Sturm Liouville. Sin embargo, para propósitos prácticos, se resolverá este problema aplicando diferencias finitas tal como lo explica Dewitte (1999):

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{dF_n(z)}{dz} \frac{1}{N^2} \right) + \frac{F_n(z)}{c_n^2} = 0$$

$$\frac{dF_n(z)}{dz} \frac{1}{N^2} + \frac{F_n(z)}{g} = 0 \quad \text{en } z = 0 \text{ (superficie)}$$

$$\frac{dF_n(z)}{dz} = 0 \quad \text{en } z = -H \text{ (fondo marino)}$$

donde c_n representa la velocidad característica de onda de cada modo, tal como lo señalan Kantha y Clayson (2000). N es la frecuencia de Brunt-Vaisalla calculada a partir de la ecuación de estado con datos de temperatura y salinidad.

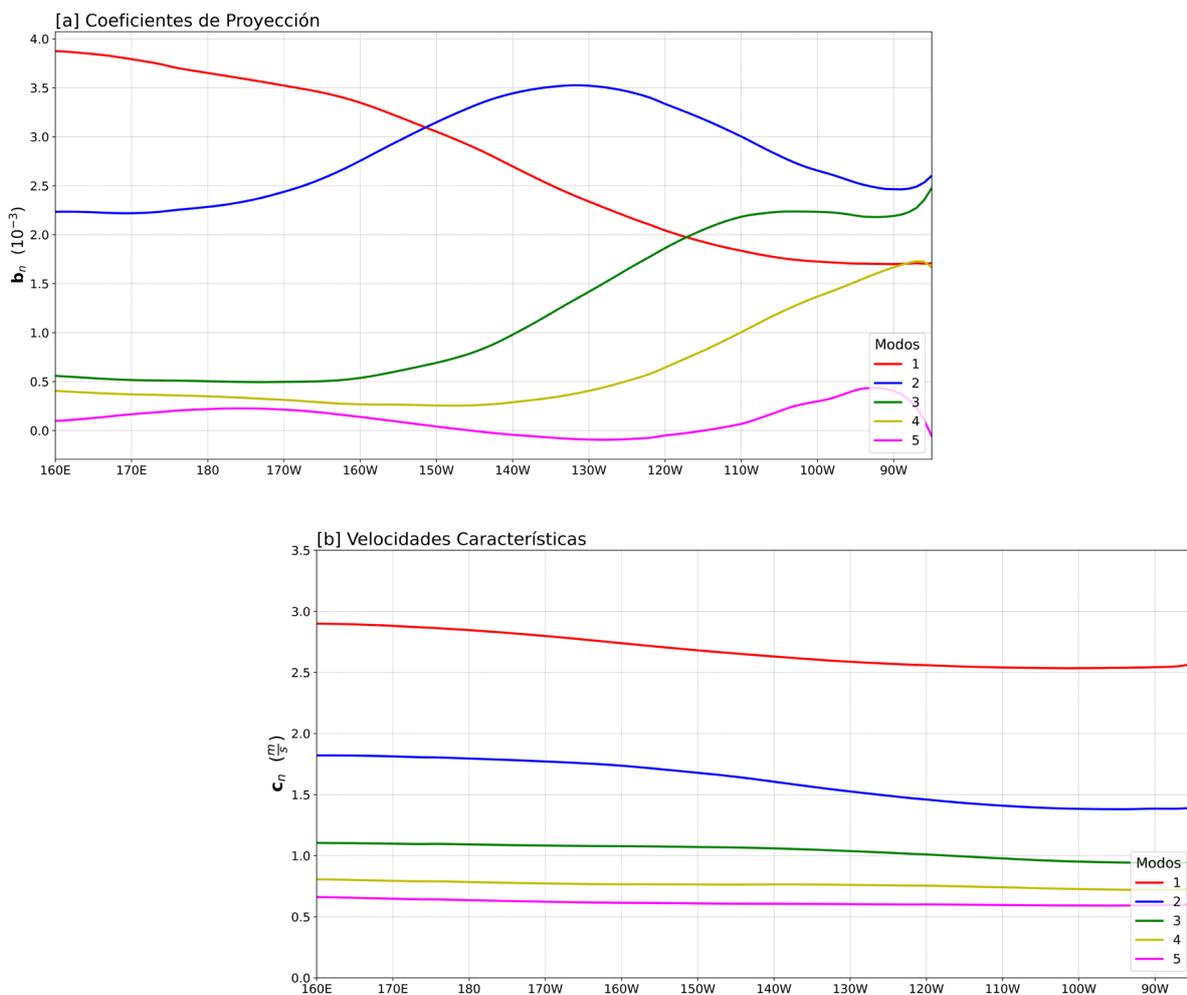


Figura 1. a) Coeficientes de proyección y b) velocidad de fase promedio (1980-2010) a lo largo del Pacífico ecuatorial, correspondientes a los primeros 5 modos a partir de datos verticales de salinidad y temperatura obtenidas del reanalysis de GODAS.

Los modos verticales nos permiten calcular los coeficientes de proyección que acompañan al término de esfuerzo de viento, suponiendo que el esfuerzo de viento actúa sobre una capa de mezcla de profundidad H_{mix} como menciona Lighthill (1969).

Estos coeficientes de proyección indican el grado de intensidad que tendrá el esfuerzo de viento al proyectarse en el océano. Como se observa en la Figura 1a, la variabilidad se evidencia a lo largo del ecuador para cada modo, en ella se observan valores altos para el primer y segundo modo en el Pacífico occidental y central, respectivamente. Por ello la mayor parte de la variabilidad oceánica está proyectada en los primeros dos modos. El tercer y cuarto modo empiezan a ser relevantes a partir de los 140 °W y 120 °W, respectivamente.

Además, tal como lo señala Dewitte (1999), las ondas ecuatoriales de baja frecuencia tienen velocidades de propagación horizontal proporcionales a la velocidad característica c_n . En la Figura 1b mostramos las velocidades características para cada modo a lo largo de la línea ecuatorial. Se observa una disminución desde el Pacífico central hasta la parte oriental para dichos modos. Esto se debe principalmente a la diferencia de la estratificación vertical a lo largo de la franja ecuatorial y de la idealización del fondo oceánico.

Las ecuaciones modales finales del modelo, como resultado de la simplificación y tomando en cuenta los coeficientes de proyección, se presentan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}\frac{du_n}{dt} - \beta y v_n &= -g \frac{d\eta_n}{dx} + b_n \frac{\tau^x}{\rho} - r_n u_n \\ \frac{dv_n}{dt} + \beta y u_n &= -g \frac{d\eta_n}{dy} + b_n \frac{\tau^y}{\rho} - r_n v_n \\ g \frac{d\eta_n}{dt} \frac{1}{c_n^2} + \frac{du_n}{dx} + \frac{dv_n}{dy} &= 0\end{aligned}$$

Donde (τ^x, τ^y) representa el vector esfuerzo de viento con sus respectivas componentes zonales y meridionales. El vector (u, v) representa la componente zonal y meridional de la anomalía de la velocidad oceánica superficial y, finalmente, η es la anomalía del nivel del mar. El subíndice n indica el modo baroclínico.

RESULTADOS Y VALIDACIÓN

Las ecuaciones anteriores se discretizan y se resuelven utilizando una grilla del tipo Arakawa-C como sugiere Mosquera (2009). Los datos de esfuerzo de viento entre enero de 1993 hasta diciembre de 2019, obtenidos de NCEP-DOE, serán utilizados como forzantes del modelo en el Pacífico tropical.

Como se demostró líneas arriba, los primeros 5 modos se toman como los más relevantes, basados en la magnitud de los coeficientes de proyección. Por lo tanto, la suma de los resultados producto de la simulación de cada modo, se validan con los datos de altimetría satelital de CMEMS, con el propósito de conocer si la variabilidad interanual en el Pacífico ecuatorial simulado por el modelo se asemeja a lo observado. Para ello utilizamos la anomalía de nivel del mar obtenida del modelo (en adelante ANM) y la comparamos con las anomalías del producto de CMEMS mediante métodos estadísticos como la correlación de Pearson y la diferencia del error medio cuadrático (RMSD, de las siglas en inglés: *Root Mean Square Difference*).

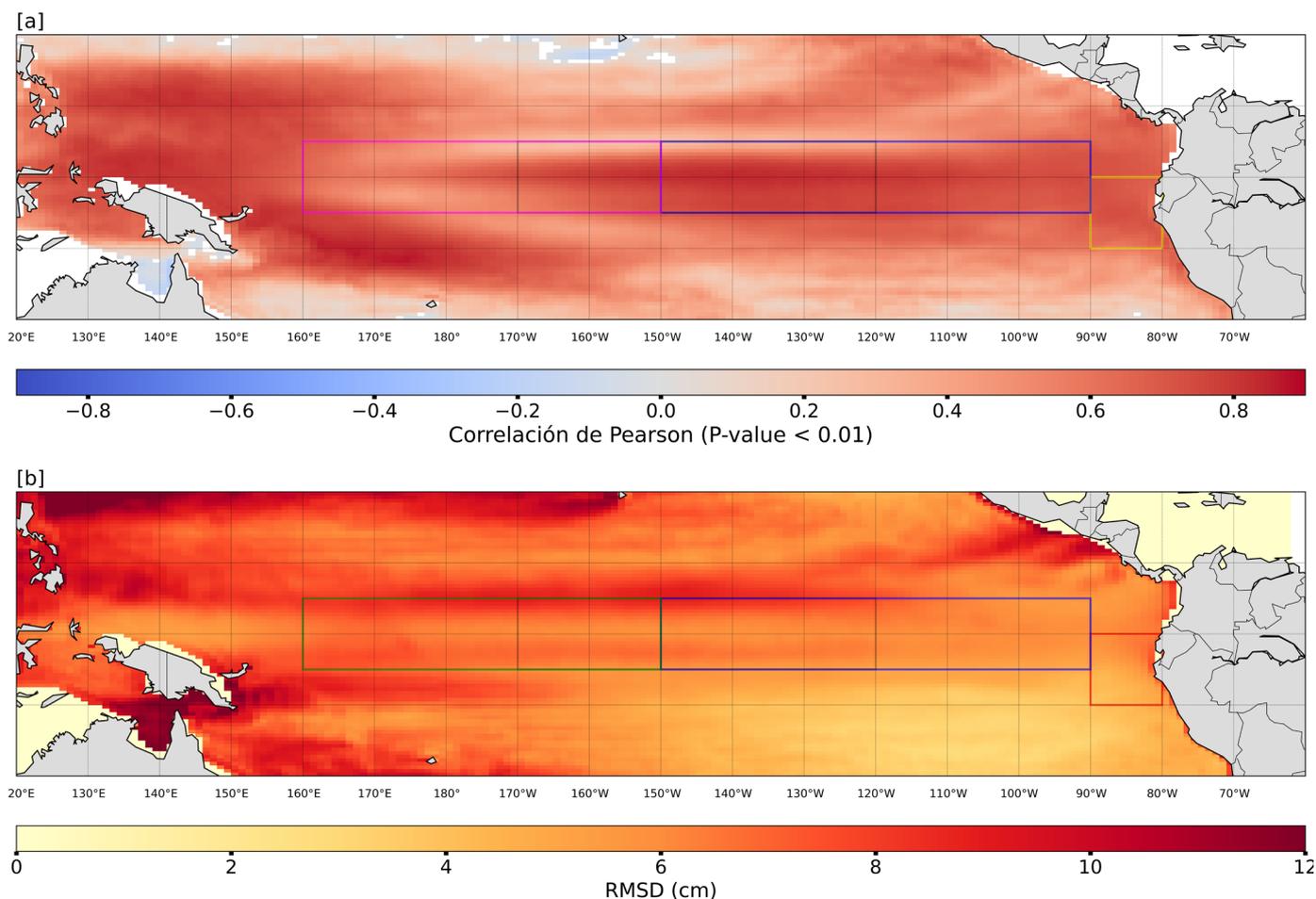


Figura 2. a) Mapa de correlación de Pearson entre la ANM generada por el modelo y la ANM dada por CMEMS y b) Mapa de RMSD entre la ANM generada por el modelo y la ANM dada por CMEMS. En ambos casos se utiliza la suma de los primeros 5 modos como resultado de la ANM del modelo.

La Figura 2a muestra el resultado de la correlación y el RMSD entre la ANM del modelo y de CMEMS, mostrando la habilidad del modelo para representar la variabilidad observada en el periodo que va de 1993 hasta el 2019, así como la proximidad (magnitud) entre ambos. La primera gráfica muestra una fuerte correlación, sobre todo en la región tropical y en la parte occidental del Pacífico. Esto nos indica que el modelo reproduce adecuadamente, por medio de ondas oceánicas largas, la dinámica del nivel del mar, sobre todo en la región Niño 3.4, con una correlación mayor o igual a 0.8. Sin embargo, tal como lo señala Boulanger (2001), el modelo no representa bien la variabilidad en la latitud 5° N justo por encima en el límite de la región Niño 3.4 debido a la presencia de corrientes ecuatoriales no modeladas adecuadamente que repercuten en la anomalía de nivel del mar. La Figura 2b muestra que, a lo largo de la línea ecuatorial, la RMSD se encuentra entre los 4 y 6 cm.

Finalmente, como ejemplo de la simulación con el modelo, se observa la variabilidad de las ondas de Kelvin y Rossby que se desarrollaron durante El Niño extraordinario 1997-98. Para ello, utilizamos la descomposición meridional de las ondas largas ecuatoriales propuesta por Boulanger y Menkes (1995). Este procedimiento se realiza con el fin de obtener las ondas que intervienen en la señal resultante del modelo. Dichos modos corresponden, entre otros más, a señales Kelvin y Rossby 1 con su respectiva distribución meridional característica. La Figura 3 muestra la reconstrucción espacial de estas ondas largas (Kelvin y Rossby 1) a partir de la ANM del modelo, en el periodo mencionado antes.

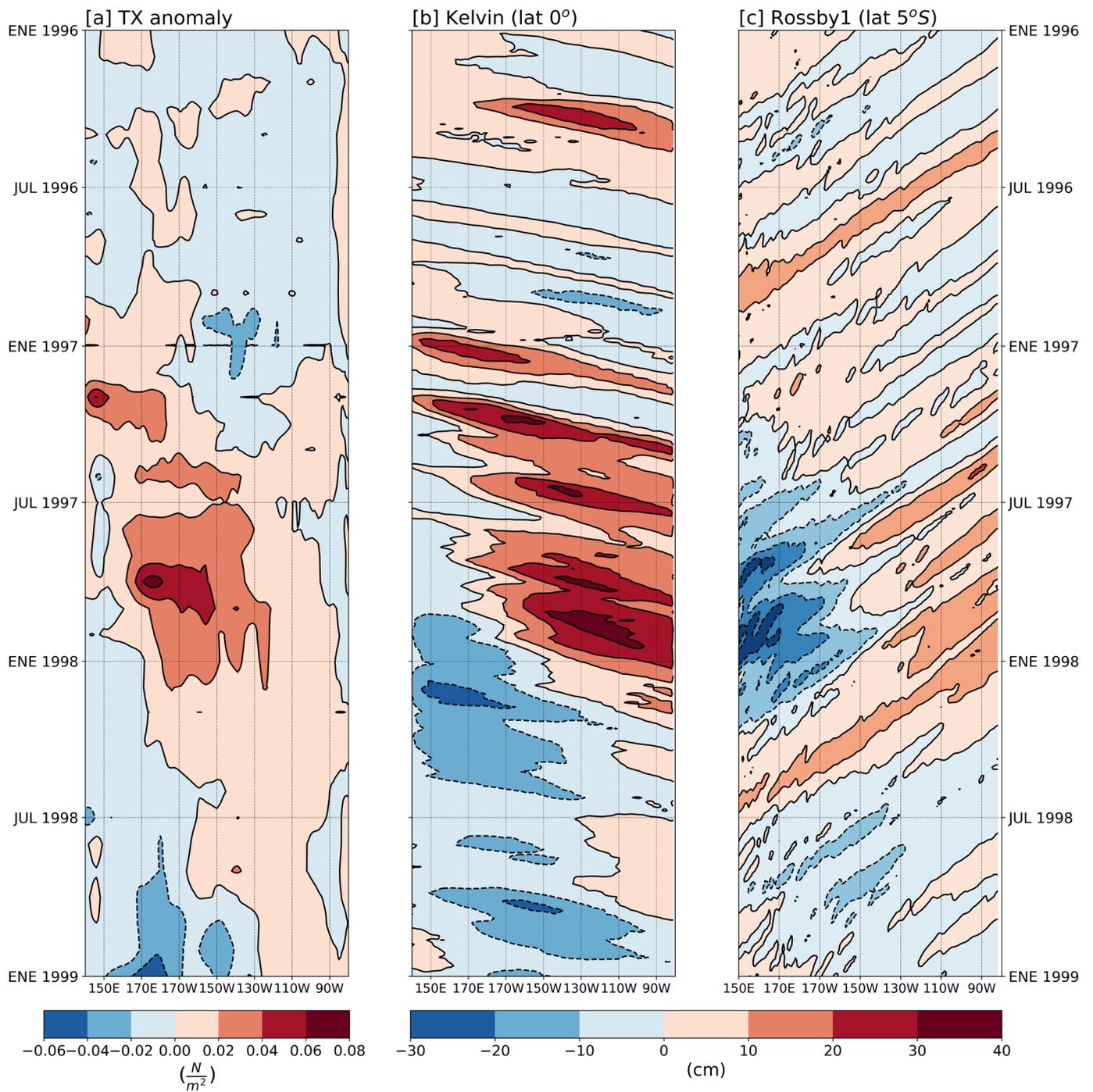


Figura 3. Diagramas Hovmoller (espacio-tiempo) en el periodo 1996-1998 de a) anomalías de esfuerzo de viento zonal (Nm^{-2}) b) ANM (cm) a lo largo del ecuador producida por la onda de Kelvin y c) lo mismo que (b) pero para la onda de Rossby en 5°S.

Como se aprecia en la Figura 3a, ocurren múltiples perturbaciones de anomalías positivas de esfuerzo de viento zonal entre finales de 1996 hasta inicios de diciembre de 1997. Estas perturbaciones se corresponden con el origen y propagación ondas de Kelvin del tipo downwelling (Figura 3.b) y con la ocurrencia simultánea de ondas de Rossby 1 (Figura 3c). Los múltiples pulsos generados en 1997 cruzaron todo el Pacífico y modificaron la temperatura superficial del mar a lo largo de su trayectoria y, además, a lo largo de la costa peruana.

REFERENCIAS

AVISO (2016). SSALTO/DUACS user handbook: MSLA and (M)ADT near-real time and delayed time products. CLS-DOS-NT-06-034. SALPMU-P-EA-21065- CLS. 5rev 0.

Boulanger, J.-P. (2001). The Trident Pacific model: simulating surface ocean currents with a linear model during the 1993-1998 TOPEX-POSEIDON period, *Climate Dynamics*, 17, 159-173.

Boulanger, 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, 25041, doi:10.1029/95JC02956

Behringer, D.W. and Y. Xue, (2004). Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. *Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting*, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 11-15.

Derber, J.C., and A. Rosati. (1989). A global oceanic data assimilation system. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1333-1347.

Clarke, A. J., (2008). *An introduction to the dynamics of El Niño and the southern oscillation*. London: Academic Press.

Dewitte, B., Reverdin, G., & Maes, C., (1999). Vertical structure of an OGCM simulation of the equatorial Pacific Ocean in 1985-94. *Journal of Physical Oceanography*, 29(7), 1542–1570.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002). NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1631-1643.

Lakshmi, H. K., & Clayson, C. A., (1999). *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*. Onbekend.

Lighthill, M.J. 1969. Dynamic response of the Indian Ocean to onset of the Southwest Monsoon. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 265, 45 – 92.

Mosquera, K. (2009). *Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación Numérica y datos observados* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú. Recuperado de <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/IGP/67>

Mosquera, K. A., 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*, 1 (1), 4-7. Recuperado de <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/IGP/4638>