Estudio numérico de la evolución de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial

Jeancarlo Fajardo, Lic.[1]; Ken Takahashi, Ph.D.[1]; Kobi Mosquera, Dr.[1]
[1]Instituto Geofísico del Perú

Introducción

Según la teoría lineal las anomalías de viento zonal en el Pacífico Ecuatorial pueden producir ondas oceánicas ecuatoriales la más importante de las cuales, para nosotros, es la onda Kelvin ecuatorial que se propaga siempre hacia el este, ya que puede producir calentamiento o enfriamiento de nuestra costa según si la onda es cálida o fría. La onda cálida se caracteriza por aumentar el nivel del mar, profundizar la termoclina, inducir corrientes ecuatoriales anómalas del oeste y hacia el sur a lo largo de nuestra costa, lo cual puede producir calentamiento costero ya sea por advección zonal o vertical, como se observa durante El Niño (ver Mosquera et al., 2013 para el caso particular del evento El Niño 2002/2003). Si bien se tiene un buen entendimiento de los mecanismos básicos de las ondas Kelvin, hay pocos estudios sobre los procesos de dispersión o reflexión que experimentan estas ondas al aproximarse al Pacífico Oriental donde la termoclina se vuelve más somera (Mosquera et al., 2013; 2014), así como sobre los posibles efectos no-lineales que pueden ser sustanciales (Giese y Harrison, 1990). Estos procesos podrían ser importantes para el tipo de evento El Niño que se puede presentar (Dewitte et al., 2012) y, para mejorar su entendimiento, se han realizado simulaciones idealizadas, en las cuales se tiene un control casi total de las condiciones experimentales y se permite aislar e identificar los mecanismos, particularmente el efecto del estado base sobre las características de las ondas. Esto ha llevado a la continuación de la investigación desarrollada por Fajardo et al. (2015), en la cual se utilizó el modelo numérico POM (*Princeton Ocean Model*) para estudiar la evolución adiabática de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial. En el presente trabajo se ha empleado el modelo oceánico sbPOM (*Stony Brook Parallel Ocean Model*, http://imedea.uib-csic.es/users/toni/sbpom/), el cual es la versión del modelo POM que permite usar, simultáneamente, varios procesadores.

Experimentos realizados

El estado base es uno de reposo, sin corrientes pero con una distribución vertical de temperatura y densidad uniforme sobre el dominio. En este contexto se realizaron experimentos en los que se aplicó esfuerzos de viento ecuatorial del oeste para generar ondas Kelvin. Se consideraron casos con la profundidad de la termoclina a 160 y 40 metros de profundidad, típicos del Pacífico Occidental y Oriental, respectivamente (Figura 1a). El forzante de viento se distribuyó en forma gaussiana alrededor de los 160°W, con escala de 40° de longitud y 6° de latitud, y se aplicó en los primeros 28 días de simulación. Para evaluar los efectos no-lineales, se utilizaron forzantes de viento de 0.005 y 0.2 Nm^{-2}, donde el primero produce un efecto casi lineal, mientras que el segundo es una magnitud más típica observada. Las características de estos cuatro experimentos (Exp1-Exp4) se resume en las dos primeras filas de la Tabla 1, en las cuales se empleó un coeficiente vertical de viscosidad (difusividad) de 0.00002 (0.0). Adicionalmente, se realizaron dos experimentos similares a los experimentos 3 y 4 (Exp5 y Exp6), pero con un coeficiente de viscosidad calculado con el esquema turbulento que emplea por defecto el modelo numérico (Mellor y Yamada, 1982).

Amplitud del forzante de viento (N/m^2)		0.05		0.2	
Profundidad dela termoclina (m)		**Exp1:** 160	**Exp2:** 40	**Exp3:** 160	**Exp4:** 40
Comparación de la velocidad de fase de la onda Kelvin (c) con su valor teórico.	Modo 1	+1%	+1%	+6%	+5%
	Modo 2	igual	igual	-2%	+6%
	Modo 3	igual	igual	igual	-
	Modo 4	igual	+1%	-	-

Tabla 1. Resumen de los resultados de la comparación de la velocidad de fase de la onda Kelvin con su valor teórico de los experimentos realizados con coeficiente vertical de viscosidad constante de 0.00002.

En todos los casos se triplicó la extensión zonal del Pacífico Ecuatorial con la finalidad de evitar la reflexión de ondas en los bordes costeros. Además, se impuso condiciones de radiación en las fronteras norte y sur, profundidad constante de 4 km (con 66 niveles verticales), y espaciamiento horizontal (temporal) de 0.5º (15 min). Las salidas del modelo fueron promediadas durante un día y posteriormente se les aplicó un filtro pasa bajo de 10 días.

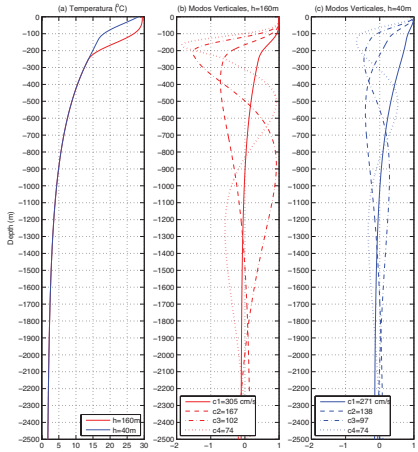

Figura 1. (a) Distribución vertical de la temperatura (°C) para los experimentos con profundidad de la termoclina localizada en 160 (rojo) y 40 m (azul). (b) Estructura de la velocidad zonal, normalizada a uno en la superficie, de los primeros cuatro modos baroclínicos (velocidad de fase teórica indicada en la leyenda) para el caso con termoclina de b) 160 m y (c) 40 m de profundidad.

Resultados preliminares

Los experimentos realizados con esfuerzos de viento pequeño sirvieron para contrastar los resultados del modelo con la teoría lineal, en la cual los valores teóricos para la velocidad de propagación y para la estructura vertical (Figura 1b-c) fueron obtenidos al resolver la ecuación de valores propios correspondientes a los modos normales verticales (Fjeldstad, 1933). La velocidad de propagación de cada modo baroclínico simulado por el modelo fue estimada observando el desplazamiento de los valores máximos de velocidad zonal y/o nivel del mar correspondientes a los modos 1 a 4 (Figura 2a-b). Los resultados de los dos primeros experimentos (Tabla 1) muestran que para los modos 2, 3 y 4 del Exp1 y los modos 2 y 3 del Exp2 el modelo reproduce exactamente el valor de la velocidad de propagación, mientras que para los casos restantes estimamos que la velocidad discrepa en 1% de la teórica. De igual forma, los nodos verticales (puntos de velocidad zonal U cero en la estructura vertical; Figura 3a-d) corresponden bastante bien a los valores predichos por la teoría lineal para ambos experimentos (Figura 1b-c).

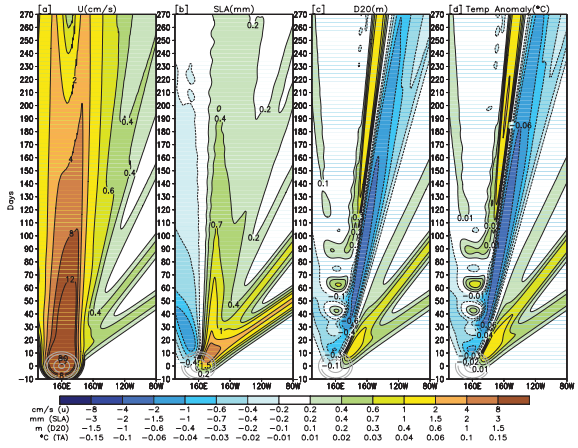

Figura 2. Diagrama longitud-tiempo del Exp1 a lo largo de la línea ecuatorial para: (a) la velocidad zonal (U), (b) la anomalía del nivel del mar (SLA), (c) la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C (D20), y (d) la anomalía de temperatura (TA). En todos los gráficos se ha representado con contornos grises el esfuerzo de viento, y t=0 corresponde al instante del máximo esfuerzo.

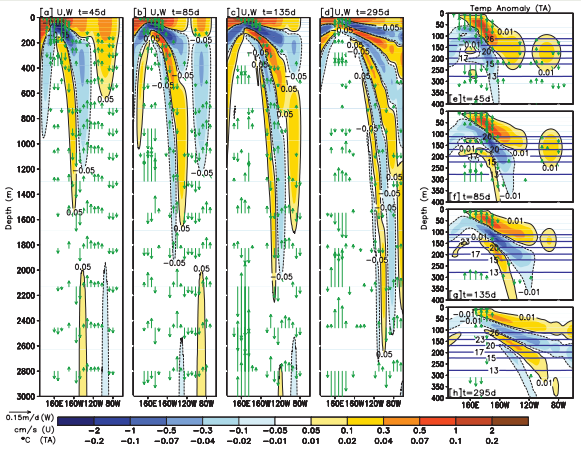

Figura 3. Diagrama longitud-profundidad a largo de la línea ecuatorial para el caso con termoclina ubicada en 160 m, durante los días 45, 85, 135 y 295 luego del pico del esfuerzo de viento de 0.005 Nm-2 (Exp1). (a)-(d) corresponde a la velocidad zonal (U) mientras que (e)-(h) a la anomalía de temperatura (TA). En todos los casos la velocidad vertical (W) se ha representado mediante flechas.

Para el caso con termoclina de 160 m (Exp1), las mayores velocidades zonales superficiales (~0.5 cm/s) se obtienen para el primer y segundo modo (Figura 3a-b), lo cual corresponde, según la teoría lineal ($\eta = Uc/g$, donde c es la velocidad de propagación, g es la aceleración de la gravedad, U es la amplitud de la velocidad superficial y η el nivel del mar), a niveles del mar de 1.6 y 0.8 mm, respectivamente; en conformidad con lo simulado (Figura 2b). Asimismo, se observan celdas de circulación asociadas a cada modo con máximos valores de la velocidad vertical W en los nodos. Las máximas anomalías de temperatura (TA) de 0.03° y 0.04°C, muy pequeñas debido al pequeño forzante, se presentan alrededor de la termoclina de 20°C para el primer y segundo modo (Figura 2d y Figura 3e-f), mientras que para los modos restantes (Figura 3g-h) el calentamiento es más superficial y ligeramente menor en amplitud y extensión. Consistente con lo anterior, las anomalías de la profundidad de la termoclina de 20°C (D20) para los dos primeros modos son de 0.2 y 0.4 m (Figura 2c).

Por otro lado, para el caso con termoclina de 40 m (Exp2), las velocidades de propagación son menores y las estructuras verticales son más superficiales, con predominancia de los modos de segundo y tercer orden muy similar a lo que se esperaría en la zona oriental del Pacífico Ecuatorial (Dewitte et al., 1999). La máxima amplitud para U, η, TA y D20 corresponde al tercer modo, con valores de 1.9 cm/s, 1.8 mm, 0.1°C y 1 m respectivamente.

Cuando se repiten los experimentos con el esfuerzo de viento más realista (0.2 Nm^{-2}), para el experimento con termoclina de 160 m (Exp3), la velocidad de propagación del primer modo aumenta en 6%, en el segundo modo disminuye en 2% y para el tercer modo permanece inalterada. Tal como para el caso lineal, la mayor variabilidad se observa en los dos primeros modos, con máxima amplitud para η y U (TA y D20) de 90 mm y 29 cm/s (1.9°C y 18 m), correspondiente al primer (segundo) modo. Estos valores corresponden a un incremento de 41, 45, 19 y 13% para η, U, TA y D20, con respecto a lo que se esperaría en el caso lineal. Asimismo, la aparición de frentes, tanto en la velocidad zonal como en la anomalía de temperatura, es evidencia de efectos no lineales y que las ondas parecen alcanzar los 80°W en menor tiempo que en el caso lineal, a pesar de que las velocidades de propagación estimadas son similares. Esto se debe a que el bajo coeficiente de viscosidad empleado ha causado velocidades zonales superiores a los 4 m/s en la región del forzante durante los días que estuvo activo el viento, lo cual, debido a la no linealidad asociada a números de Froude altos ($U/c>1$), ha producido fuerte advección zonal de las ondas baroclínicas generadas durante este periodo y el rompimiento de las mismas (formación de frentes). No obstante, estos efectos desaparecen al emplear un coeficiente de viscosidad calculado con el esquema de Mellor y Yamada (Exp5). Por otra parte, en el experimento con termoclina de 40 m (Exp4), solo se pudo estimar las velocidades de propagación para los dos primeros modos verticales, las cuales se incrementaron en 5 y 6 % con respecto al caso lineal. En este caso la máxima amplitud para η (U, TA y D20) de 85 mm (64 cm/s, 3°C y 34 m) se observó en el primer (segundo) modo vertical. A diferencia del caso anterior, el fuerte frente observado en el segundo modo no se atenúo al emplear el esquema turbulento (Exp6), debido a que la D20 presenta valores del orden de la profundidad de la termoclina. Queda pendiente realizar mayor cantidad de simulaciones intermedias entre los esfuerzos de viento y profundidades de la termoclina empleados, así como el modelado de la evolución adiabática de la onda Kelvin en una termoclina inclinada. Los resultados finales de estos experimentos idealizados serán de utilidad para establecer escenarios de impacto de la onda Kelvin en la dinámica y termodinámica a lo largo de la costa peruana.

Referencias

Dewitte, B., J. Vazquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, D. Gutierrez, A. Sifeddine, L. Ortlieb, 2012: Change in El Niño flavours over 1958–2008 Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru, Deep-Sea Research Part II, 77–80, 143–156, doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.011.

Dewitte. B., G. Reverdin. and C. Maes, 1999: Vertical structure of an OGCM simulation of the equatorial Pacific Ocean in 1985-1994, Journal of Physical Oceanography, 29, 1542-1570.

Fajardo, J., K. Mosquera, y K. Takahashi, 2015: Modelo numérico tridimensional de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", 2, 10, 9-10, Instituto Geofísico del Perú.

Fjelstad, J. E., 1933: Interne Wellen, Geofysiske Publikasjoner, 10 (6), 35.

Giese, B. S., D. E. Harrison, 1990: Aspects of the Kelvin wave response to episodic wind forcing, Journal of Geophysical Research, 95 (C5), 7289-7312.

Mellor, G.L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 851-875.

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 Oceans, 118, 346–357, doi:10.1029/2012JC008551.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave, Journal of Geophysical Research Oceans, doi:10.1002/2014JC010044.