

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Introducción

A diferencia de otros sistemas de afloramiento o surgencia de borde oriental, gran parte de la variabilidad que experimenta el océano frente a Perú y Chile es forzada a miles de kilómetros de distancia: en el Pacífico ecuatorial central. Cambios en los vientos que tienen lugar allí generan ondas que viajan a lo largo del ecuador incidiendo en la costa de Sudamérica. Cuando estas ondas interactúan con la costa, una parte de su energía se refleja de vuelta hacia el Pacífico ecuatorial, mientras que otra parte se propaga a lo largo de la costa hacia los polos en ambos hemisferios. La interacción que tiene lugar en la costa: entre las ondas incidentes, las ondas que viajan a lo largo de la costa y las que se reflejan, es un proceso complejo que depende del tipo de onda incidente, de su periodo y de su estructura vertical. Aunque este proceso involucra un amplio rango de periodos, existe un sub-rango, típicamente entre 7 y 50 días, en el cual la energía no puede ser reflejada de vuelta hacia el Pacífico ecuatorial y, por tanto, ella debe propagarse a lo largo de la costa. Es en este sub-rango justamente, donde la teleconexión oceánica entre el Pacífico ecuatorial y la costa de Sudamérica es particularmente eficiente.

Las ondas que propagan la energía a lo largo de la costa, se conocen como ondas atrapadas a la costa (OAC). A diferencia de las olas que viajan por la superficie del mar, las OAC afectan principalmente la distribución de densidad bajo la superficie y su manifestación en la superficie del mar es muy pequeña. Ellas pueden perturbar la profundidad de la termoclina hundiéndola o elevándola varias decenas o centenas de metros, mientras que el nivel del mar solo varía unos pocos centímetros. Este tipo de ondas se conoce como ondas internas u ondas baroclínicas. Este último es un término técnico para indicar que el movimiento de las superficies de igual densidad (isopicnas) que genera la onda, no es paralelo al movimiento que experimentan las superficies de igual presión (isobaras). Como el periodo de estas ondas es muy largo (típicamente de días o meses), ellas son muy afectadas por la rotación de la Tierra.

De manera simplificada, las ondas ecuatoriales que inciden en la costa de Sudamérica y que tienen mayor relevancia, son de dos tipos: ondas de Kelvin y ondas de Yanai (también llamadas ondas mezcladas de Rossby-gravedad). Las ondas que llevan la energía que se refleja de vuelta al Pacífico ecuatorial central, son ondas ecuatoriales de Rossby; mientras que las OAC llevan la energía a lo largo de la costa (Figura 1). Las ondas ecuatoriales de Kelvin como las de Rossby, juegan un papel muy relevante en la dinámica del fenómeno El Niño (por ej. Dewitte et al., 2016, Pizarro & Montecinos 2005) y sus propiedades son moduladas por los ciclos el Niño-La Niña. Estos ciclos afectan así, la magnitud de la energía que



Ph.D. Oscar Pizarro Arraigada
Profesor Titular, Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción Chile.

Ph.D. en Oceanografía de la Universidad de Gotemburgo, Suecia y oceanógrafo de la Universidad Católica de Valparaíso, Chile. Actualmente es Profesor Titular del Departamento de Geofísica e Investigador Asociado del Instituto Milenio de Oceanografía, Chile. Es autor de numerosas publicaciones científicas en revistas indexadas internacionales y sus temas de investigación están enfocados en la oceanografía del Pacífico Sur Oriental, la dinámica ecuatorial y el fenómeno El Niño y la variabilidad climática.

llega a las costas de Sudamérica (ver Mosquera & Dewitte, 2016). Las OAC pierden poca energía durante su viaje a lo largo de las costas de Perú y Chile y generan grandes perturbaciones en el ambiente oceánico costero. De esta manera, las ondas ecuatoriales y las OAC constituyen un mecanismo oceánico de teleconexión, una especie de autopista oceánica, permitiendo que las perturbaciones originadas por el viento en el Pacífico ecuatorial central viajen eficientemente, primero por el Pacífico ecuatorial, y luego, a lo largo de la costa occidental de Sudamérica.

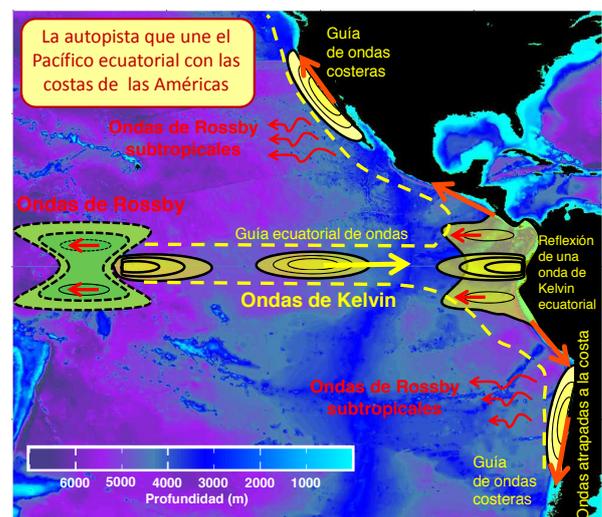


Figura 1. Representación esquemática del mecanismo de teleconexión en el océano: la autopista que une el Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile. En el Pacífico ecuatorial central el viento genera ondas de Kelvin (que viajan hacia el este) y ondas de Rossby (que viajan hacia el oeste) a lo largo del ecuador. Las ondas de Kelvin inciden en la costa de Sudamérica y generan nuevas ondas de Rossby que reflejan parte de la energía de vuelta al Pacífico ecuatorial y ondas que se propagan a lo largo de la costa en ambos hemisferios. A muy baja frecuencia, parte de la energía costera en las regiones "extratropicales" puede radiar hacia mar abierto como ondas de Rossby.

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Pizarro O.

¿Qué son las ondas atrapadas a la costa?

Las OAC pertenecen a una clase de ondas oceánicas conocidas como ondas geofísicas o planetarias, ya que sus escalas horizontales (longitudes de onda) son de cientos o incluso miles de kilómetros y sus escalas de tiempo (periodos) varían de días a meses (o incluso años). Ellas son fuertemente afectadas por la rotación de la Tierra y por la estratificación (variaciones verticales de la densidad del agua) del océano. Para entender estas ondas es necesario considerar que “sienten” cuando el océano rota rápidamente. En este contexto, *rápidamente*, quiere decir que el océano rota con un periodo cercano o menor al periodo de la onda. Por ejemplo, si consideramos el tiempo (T) que demora la cresta de la onda en recorrer una distancia igual a su longitud de onda (L) viajando a una velocidad de propagación c ($= L / T$) y lo comparamos con el tiempo de rotación del océano, es decir, el periodo de rotación de la Tierra (T_R , o su inverso denominado frecuencia angular $\Omega = 2\pi/T_R$), obtenemos un parámetro conocido como número de Rossby $Ro = c/(\Omega L) \sim T_R/T$. Todos los movimientos oceánicos (y atmosféricos) de “gran escala” se caracterizan por tener asociado un número de Rossby pequeño ($Ro < 1$) y “sienten” de manera importante la rotación de la Tierra. Cuando el océano está

estratificado en capas de diferente densidad las ondas internas (baroclínicas) perturban la profundidad de estas capas, de manera similar a como las ondas superficiales perturban el nivel del mar. Como en el océano la densidad del agua varía continuamente (estratificación continua), podemos imaginar que existe un número infinito de capas de diferentes densidades superpuestas. En este caso, la estructura vertical de las oscilaciones se puede descomponer en “modos normales”, que son estructuras parecidas a las oscilaciones armónicas en que se descomponen las vibraciones de una cuerda de guitarra –sujeta en ambos extremos–, pero como la variación de la densidad en el océano no es uniforme, los modos normales que describen los desplazamientos verticales de las isopícnas no son simples funciones sinusoidales (Figura 2a,b).

Las OAC pueden ser consideradas como una mezcla o un híbrido de dos tipos idealizados de ondas planetarias costeras: la onda de Kelvin baroclínica (OKB) y la onda de plataforma continental (OPC). Ellas pueden ser generadas por el viento o por perturbaciones que llegan a la costa desde el océano, como en el caso de las ondas ecuatoriales. Una descripción matemática detallada de las ondas atrapadas va más allá del objetivo de este artículo. En las siguientes sub-secciones describiremos solo brevemente las características más relevantes de estas ondas. Para mayor detalle, recomendamos leer la revisión de Brink (1991).

Ondas de Kelvin

Las OKB teóricamente solo existen en un océano estratificado de profundidad constante que presenta una costa en forma de pared vertical a lo largo de la cual viaja la onda, es decir, un océano donde no existe plataforma continental ni talud. Nótese que en el caso de las ondas de Kelvin ecuatoriales, no existe una pared vertical física, pero el paralelo ecuatorial, donde el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$, donde Ω es la velocidad angular de la Tierra y ϕ es la latitud) cambia de signo, juega un rol dinámico similar a una costa. Estas ondas se caracterizan porque su amplitud es máxima en la costa y decae rápidamente hacia mar abierto, de manera que lejos de la costa la onda no tiene ningún efecto. La distancia de decaimiento, a la que la amplitud de una perturbación se hace pequeña con respecto de la costa, se estima con el llamado radio de deformación interno de Rossby: $R_n = c_n / f$, donde c_n es la velocidad con que viaja el modo vertical n de la onda, el cual depende de la magnitud del parámetro de Coriolis y de la intensidad de la estratificación. En un océano continuamente estratificado, la estructura vertical de una onda de Kelvin puede ser representada como la superposición de diferentes modos verticales, cada modo vertical (n) tiene una escala de decaimiento R_n y una velocidad de propagación c_n diferente (Figura 2c). Junto con el decaimiento hacia afuera de la costa hay dos propiedades muy relevantes que caracterizan a las ondas de Kelvin: (1) la velocidad horizontal (u, v) tiene solamente una componente paralela a la costa (v), mientras que la componente perpendicular (u) es idénticamente igual a cero y (2) las ondas solo pueden viajar con la costa a la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte) cuando miramos en la dirección de propagación de la onda. Esta propiedad es una consecuencia del balance que existe

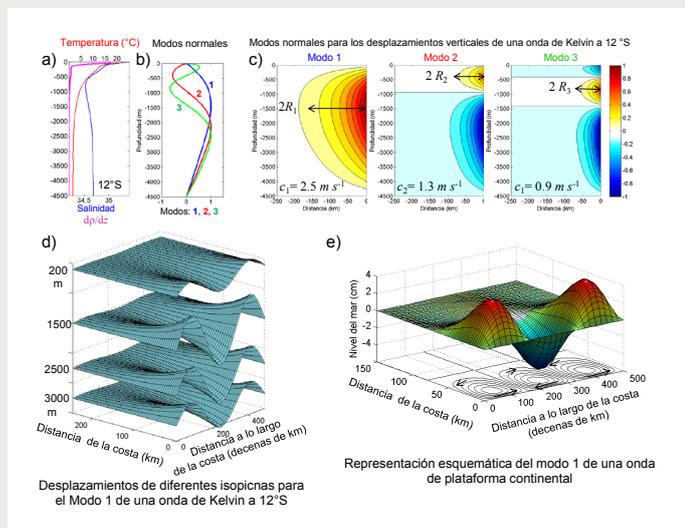


Figura 2. (a) Perfiles típicos de temperatura (rojo), salinidad (azul) y de la componente vertical del gradiente de densidad ($dp/dz \times 500$; ajustado a la escala de temperatura, eje superior) observado en el océano profundo frente a Perú (12°S) durante verano. (b) Primeros tres modos normales correspondiente a los desplazamientos verticales para los perfiles de temperatura y salinidad mostrados en (a). (c) Estructura hacia afuera de la costa de los modos normales mostrados en (b) de una onda de Kelvin. Las escalas hacia afuera de la costa: $R_1=82.1$ km, $R_2=41.3$ km, $R_3= 28.9$ km y las velocidades de fase correspondientes a cada modo se muestran en la figura. (d) Desplazamientos de diferentes superficies de densidad constante (isopícnas) asociados al paso de una onda de Kelvin baroclínica (correspondiente al modo 1 mostrado en c). Los desplazamientos son representados para 200, 1500, 2000 y 3000 m de profundidad. (e) Representación esquemática de una onda de plataforma continental (modo 1). La estructura está basada en una topografía exponencial cuyo ancho (plataforma y talud) se extiende ~ 80 km. La superficie representa el nivel del mar (en cm) y las isolíneas en la parte inferior representan líneas de corriente. Las velocidades están aproximadamente en balance geostrofico.

entre las distintas fuerzas que gobiernan el movimiento de la onda. Desde un punto de vista dinámico, las ondas de Kelvin son ondas semi-geostróficas, es decir, en la dirección perpendicular a la costa la fuerza de Coriolis asociada a la componente v de la velocidad, es contrarrestada exactamente por la fuerza que genera el gradiente de presión en la misma dirección, pero en sentido contrario (balance geostrófico). El gradiente de presión resulta del desplazamiento vertical de las isopícnas que produce la onda. En la dirección paralela a la costa, la fuerza del gradiente de presión hace que las partículas aceleren en la dirección de la fuerza, similar a lo que ocurre en las ondas de gravedad que no son afectadas por la rotación de la Tierra. Dado el balance de fuerzas indicado, es imposible que las ondas puedan viajar en el sentido opuesto a lo largo de una costa, ya que la fuerza de Coriolis apuntaría en la misma dirección que el gradiente de presión y no habría balance.

Ondas de plataforma continental

En contraste con las OKB, las OPC requieren de la presencia de una plataforma continental o de la variación de la profundidad en la dirección perpendicular a la costa. Si la vorticidad relativa $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ($\zeta > 0$ representa una

rotación anti-reloj) de una columna de agua que está en el hemisferio sur (donde la vorticidad planetaria $f < 0$) es originalmente cero y su altura (o profundidad) es H_0 , tendrá una vorticidad potencial dada por $\Pi = f/H_0$. Si la columna se desplaza a una profundidad menor ($H_1 < H_0$), por conservación del volumen su diámetro debe aumentar y, por tanto, la "magnitud" de la rotación absoluta (o vorticidad absoluta $|\zeta_1 + f|$) debe ser menor, es decir, la columna de agua adquirirá vorticidad relativa positiva ($\zeta_1 > 0$) para reducir así la magnitud de la vorticidad absoluta, y permitir que la vorticidad potencial se conserve, es decir, $(\zeta_1 + f)/H_1 = f/H_0$. Es importante notar que para las ondas que estamos analizando, la magnitud de $|f|$ es mucho mayor que $|\zeta|$ o equivalentemente el número de Rossby $Ro = |\zeta|/|f| \ll 1$. Por lo tanto, cuando las parcelas de agua que están sobre la plataforma o talud continental frente a Perú o Chile se desplazan hacia una profundidad menor, adquieren vorticidad relativa positiva ($\zeta > 0$) y cuando se desplazan a una región de mayor profundidad adquieren vorticidad relativa negativa ($\zeta < 0$). El cambio de la vorticidad relativa de las columnas de agua que se desplazan de su posición inicial tiene dos efectos: primero, genera un campo de velocidad horizontal (u, v) que tiende a mover las columnas de agua hacia su posición original, pero como es característicos en las ondas, en lugar de volver y quedarse en ella, las columnas continúan moviéndose hacia una profundidad mayor ($H_2 > H_0$), pero al desplazarse hacia H_2 las columnas de agua adquirirán entonces vorticidad relativa negativa, generando un campo de velocidad que tenderá a desplazarlas nuevamente hacia su posición original. El segundo efecto importante, es que las perturbaciones progresan moviéndose a lo largo de la costa con las aguas de menor profundidad a la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte). Así, las OPC se propagan en la misma dirección que las ondas de Kelvin. El mecanismo de restauración que permite la existencia de las ondas de plataforma continental, es la conservación de la vorticidad potencial. El campo de velocidad asociado a las ondas consiste en un conjunto

de vórtices anticiclónicos y ciclónicos según corresponda a columnas que se desplazan hacia aguas someras o profundas (Figura 2e). Estas ondas son conocidas también como "Rossby topográficas".

En el océano costero tanto la estratificación como las variaciones de la profundidad juegan un papel relevante y ambos mecanismos operan conjuntamente para dar lugar a las OAC; si la estratificación es más importante, las OAC tienden a ser baroclínicas, parecidas a OKB, pero si las variaciones de la topografía son más importantes, las ondas tenderán a ser más parecidas a OPC. Un parámetro que permite evaluar la importancia relativa de los dos mecanismos es $S = (R_1/L)^2$ (Brink, 1991), el cual compara el ancho de la plataforma continental (L) –una medida de la escala espacial perpendicular a la costa de las OPC– con el radio interno de Rossby (R_1) –la escala espacial hacia afuera de la costa de las OKB. Si $S \rightarrow 0$, la estratificación no juega un papel relevante y las ondas se comportan como OPC. La figura 3, muestra la estructura espacial de una OAC y de una OAC frente a Perú (12°S) y Chile (35°S). En la figura se representa la estructura de la velocidad a lo largo de la costa generada por los modos 1 y 2. A 12°S el radio de Rossby es mayor y ambos modos, 1 y 2 de la OAC, se asemejan a una onda de Kelvin, mientras que a 35°S, las perturbaciones sobre el talud varían un poco verticalmente (las isolíneas de amplitud tienden a ser verticales), lo que se asemeja más a una OPC. Sin duda, la estratificación sigue siendo importante a 35°S dado el pequeño ancho de la plataforma continental, un rasgo que caracteriza a las OAC a lo largo de toda la costa oeste de Sudamérica.

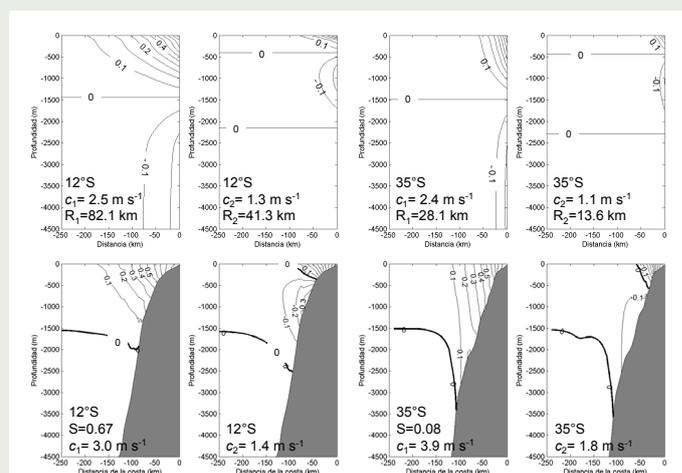


Figura 3. Comparación de la estructura vertical de una onda de Kelvin y una onda atrapada a la costa (modos 1 y 2) a 12°S y 35°S.

Efectos de las OAC sobre la surgencia costera

Sobre la plataforma y talud continental las OAC generan importantes cambios en el campo de velocidades y en la profundidad de las diferentes "clinas" (termoclina, nutriclina, oxiclina, etc). Ellas pueden modular la respuesta del océano al forzamiento del viento y el transporte de nutrientes hacia la capa iluminada del océano, afectando así las características y "calidad" de la surgencia costera.

Ondas Atrapadas: Una autopista que une el océano Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile

Pizarro O.

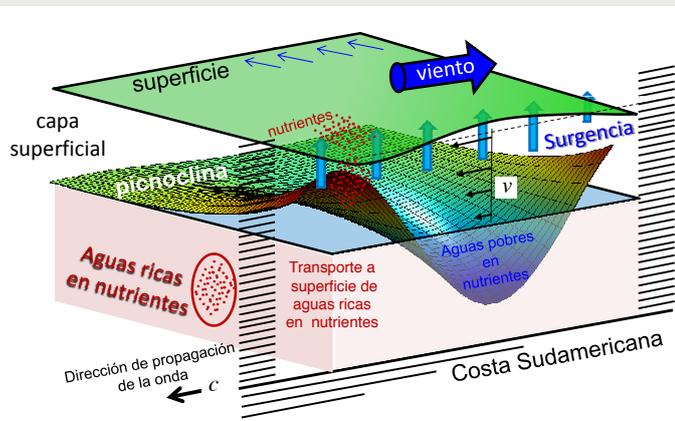


Figura 4. Esquema simplificado de la interacción entre una onda atrapada a la costa (tipo onda de Kelvin baroclínica) y la surgencia generada por el viento frente a Perú. En la figura se representa la superficie del mar y una isopícnica representativa de la piconclina (o alguna de las clinas). La OAC tiene una fase de "surgencia" (fase negativa) que favorece el transporte hacia superficie de aguas ricas en nutrientes y de bajo contenido de oxígeno y una fase opuesta de "sumergencia" donde el nivel del mar se eleva algunos centímetros y las "clinas" se hunden varias decenas de metros. Allí, aguas superficiales pobres en nutrientes abarcan una importante fracción de la columna de agua cerca de la costa y la surgencia generada por el viento no es capaz de enriquecer con nutrientes las aguas superficiales. Las corrientes que generan estas ondas también juegan un papel relevante en la advección de calor y sustancias disueltas.

Cuando las clinas están deprimidas por el paso de la fase positiva de una OAC, el afloramiento generado por el viento transporta hacia la superficie aguas que son relativamente cálidas y pobres en nutrientes. En cambio, durante la fase negativa las clinas se levantan y la surgencia generada por el viento transporta hacia la superficie aguas frías, de bajo oxígeno y ricas en nutrientes (Figura 4), esto último incrementaría la productividad biológica. En consecuencia, las OAC pueden modular el contenido de calor, la concentración de oxígeno disuelto, la concentración de nutrientes en las capas superficiales cercanas a la costa (por ej. Hormazábal et al., 2001, 2006; Gutiérrez et al., 2008; Dewitte et al., 2011), la productividad biológica y la composición de las comunidades planctónicas (Ulloa et al., 2001; Echevin et al., 2014). Las OAC también pueden interactuar con la topografía y la circulación costera favoreciendo la generación de remolinos de mesoescala (Zamudio et al., 2007) y de regiones costeras de mezcla intensa. Ambos procesos tienen gran relevancia para las dinámicas de la surgencia y la zona de mínimo oxígeno frente a Perú y Chile (Pizarro et al., 2016). Nuestro conocimiento sobre las ondas atrapadas a la costa y su conexión con las ondas ecuatoriales descansa sobre una base observacional y teórica relativamente sólida. Sin embargo, los efectos de las OAC en los ecosistemas costeros de Perú y Chile recién han comenzado a investigarse.

Referencias

- Brink, K.H. (1991). Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1), 389-412.
- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, Takahashi, K., Gushchina, D., Mosquera, K., & Purca, S. (2011). Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000–2008). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).
- Dewitte, B., K. Mosquera, y Takahashi, K., 2016: ¿Por qué El Niño 2014 no creció en el Pacífico Central? *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Enero, Vol. 3, N°1, 4-8.
- Echevin, V., Albert, A., Lévy, M., Graco, M., Aumont, O., Piétri, A., & Garric, G. (2014). Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*, 73, 14-30.
- Gill, A. E., & Schumann, E. H. (1974). The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 4(1), 83-90.
- Gutiérrez, D., Enriquez, E., Purca, S., Quipúzcoa, L., Marquina, R., Flores, G., & Graco, M. (2008). Oxygenation episodes on the continental shelf of central Peru: Remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography*, 79(2), 177-189.
- Hormazábal, S., Shaffer, G., Letelier, J., & Ulloa, O. (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16657-16671.
- Hormazábal, S., Shaffer, G., Silva, N., & Navarro, E. (2006). The Perú-Chile undercurrent and the oxygen minimum zone variability off central Chile. *Gayana*, 70(1), 37-45.
- Mosquera, K. y B. Dewitte, 2016: ¿Por qué las ondas Kelvin oceánicas no impactaron tanto la TSM en la costa de Perú durante el evento El Niño 2015/16? *Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, Enero, Vol. 3, N°3, 4-8.
- Pizarro, O., & Montecinos, A. (2005). *El Niño y la Oscilación del Sur. Biología Marina y Oceanografía: Conceptos y Procesos*. Trama Impresores SA, Concepción, Chile, 197-228.
- Pizarro, O., Ramírez, N., Castillo, M., Cifuentes, U., Rojas, W., & Pizarro-Koch, M. (2016). Underwater glider observations in the oxygen minimum zone off central Chile. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1783-1789.
- Ulloa, O., Escribano, R., Hormazábal, S., Quinones, R. A., González, R. R., & Ramos, M. (2001). Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1591-1594.
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., & Tilburg, C. E. (2007). Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C5).