



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú - IGP

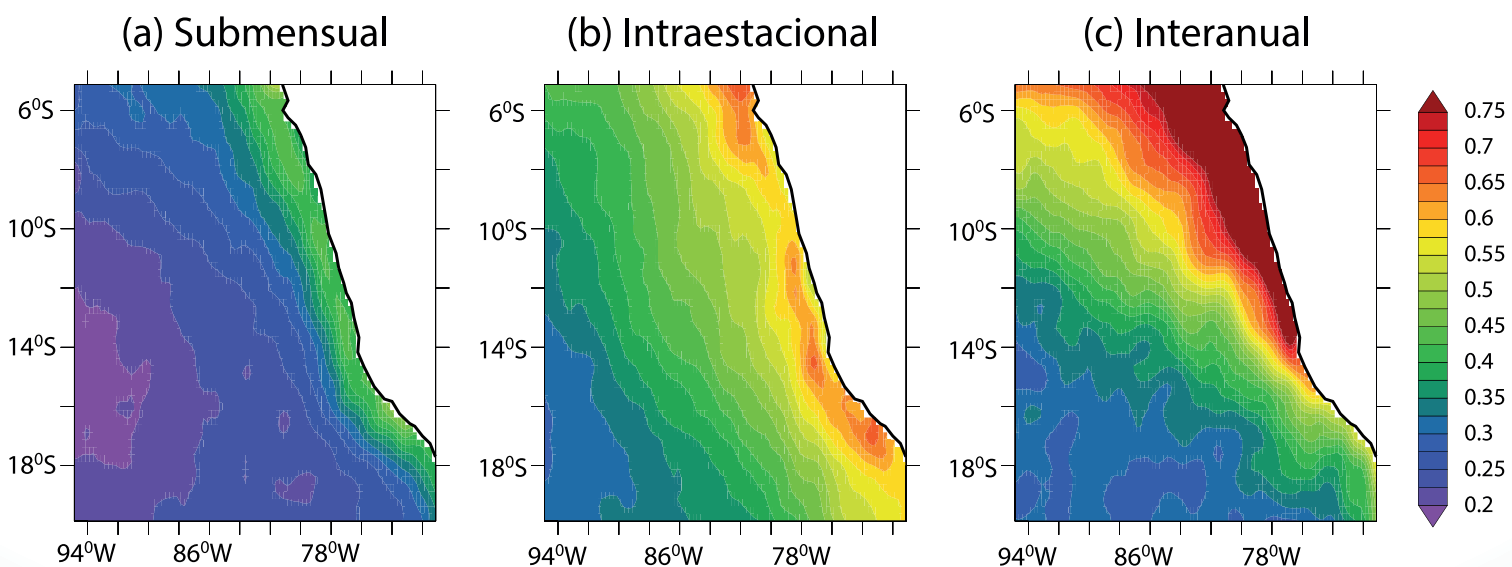


Programa Presupuestal por Resultados N° 068: "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres" Producto: "Entidades informadas en forma permanente y con pronósticos frente al Fenómeno El Niño"

"Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"

Boletín Técnico

Variabilidad de la Temperatura Superficial del Mar en diferentes escalas temporales



Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Variabilidad de la TSM en el mar peruano

A lo largo de la costa peruana, la Temperatura Superficial del Mar (TSM) cambia continuamente. Estos cambios ocurren en diferentes escalas temporales y pueden deberse a varios procesos físicos o *forzantes*, en el lenguaje de los oceanógrafos. Así, variaciones de la TSM de unos cuantos días (variabilidad sub-mensual) son típicamente inducidas por el forzante local atmosférico y, en las zonas del afloramiento costero, son asociadas, en gran medida, a la variabilidad sinóptica del viento (Renault et al., 2009; Goubanova et al., 2013; Illig et al., 2014; Aguirre et al., 2014). La Figura 1 muestra una medida de la variabilidad de la TSM en las diferentes escalas temporales (la desviación estándar de los datos filtrados). En la escala submensual (Figura 1a), se observa que la mayor variabilidad se presenta en toda la franja costera, pero con una magnitud relativamente débil (~0.4°C). Al contrario, las variaciones de la TSM de año en año (variabilidad interanual), que en el mar peruano son principalmente relacionadas a El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), presentan una mayor magnitud, especialmente en la costa norte donde se observan los valores que exceden 1°C (Figura 1c). La estructura espacial de la variabilidad interanual refleja la influencia del forzante remoto oceánico asociado a las ondas Kelvin oceánicas ecuatoriales (Clarke, 2008; Dewitte et al., 2012). Por ejemplo, las anomalías de la TSM durante eventos El Niño vienen inducidas por la

Ph. D. Katerina Goubanova

Investigadora Científica
Centre Européen de Recherche et de Formation
Avancée en Calcul Scientifique

Ph. D. en Climatología de la Université Paris 6, Francia. Actualmente trabaja en el Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS). Es autora de diversos artículos científicos publicados en revistas indexadas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en las interacciones océano-atmósfera en el Pacífico y Atlántico Sur-Este y su papel en el desarrollo de los sesgos en los modelos climáticos globales.

Ph. D. Boris Dewitte

Investigador Científico del
Laboratoire d'Études en Géophysique et
Océanographie Spatiales

Ph.D. Ken Takahashi

Investigador Científico
Instituto Geofísico del Perú

Ph. D. Serena Illig

Investigadora Científica del
Laboratoire d'Études en Géophysique et
Océanographie Spatiales

supresión del afloramiento costero o el desplazamiento (*advección*) de aguas cálidas ecuatoriales a lo largo de la costa del Perú debido al efecto de las ondas Kelvin (Mosquera, 2014).

En el presente artículo nos enfocaremos en las fluctuaciones de la TSM que se encuentran sobre la escala de tiempo intraestacional, la cual se refiere a las oscilaciones de las variables climáticas con un periodo que varía entre 30 y 120 días. Cabe mencionar que una parte de esta variabilidad intraestacional proviene de la variabilidad interna del océano y es asociada a la actividad de remolinos de mesoescala. El presente

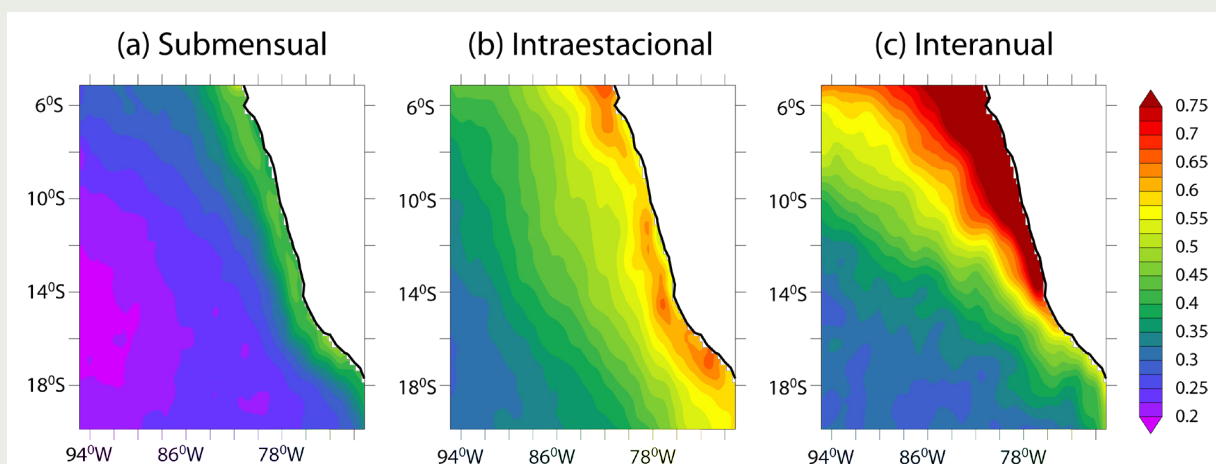


Figura 1. La desviación estándar (en °C) de la TSM filtrada en las escalas (a) submensual (2-30 días), (b) intraestacional (30-120 días) y (c) interanual (2-10 años) calculada sobre el periodo 1990-2010. [Datos de la TSM: Reynolds et al. (2007)].

Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Goubanova K., Illig S., Dewitte B., Takahashi K.

artículo no analiza la variabilidad interna, la cual es más marcada afuera de la zona de afloramiento costero, sino se centra sobre la variabilidad forzada que puede explicar los eventos cálidos o fríos asociados a una alteración del afloramiento promedio dentro de una estación. Es importante predecir tal tipo de evento pues este puede tener un gran impacto sobre el ecosistema marino y sobre el clima costero.

Características de las variaciones estacionales de la TSM en 2000-2008

En la Figura 1b, que muestra la desviación estándar (en °C) de las variaciones intraestacionales, se observa que la estructura espacial de estas variaciones es similar a la de las submensuales: la mayor variabilidad se presenta a lo largo de la costa. Por otro lado, la variabilidad intraestacional muestra notablemente mayores magnitudes en todo el mar peruano con respecto a la variabilidad submensual, alcanzando 0.6 °C en promedio en la franja costera.

Para analizar con más detalle las características temporales de la variabilidad intraestacional y suavizar la variabilidad interna, consideramos la serie temporal del modo principal de la variabilidad (obtenido con el método de *funciones ortogonales empíricas* o de *componentes principales*) de la TSM filtrada entre 2 y 120 días en la franja costera (5° de ancho) de la región del Perú central (17°S-7°S). La Figura 2a muestra la variabilidad estacional climatológica del espectro de esta serie calculada con el método *wavelet* (en valores sin unidad), en la que se observa que la variabilidad intraestacional es más pronunciada en verano que en invierno y que es dominada por las oscilaciones que tienen un periodo alrededor de 60 días. Otro pico de variabilidad, aunque con menor amplitud, corresponde

al periodo alrededor de 30 días, el cual, a su vez, corresponde a la escala submensual.

Después de este primer análisis viene naturalmente la pregunta central del presente artículo: ¿Cuáles son los forzantes de la variabilidad intraestacional de la TSM?

Variabilidad intraestacional: ¿forzante oceánico remoto o forzante atmosférico local?

La respuesta no es evidente. A primera vista, uno puede suponer que el forzante principal viene de la influencia del océano por efecto de las ondas Kelvin ecuatoriales (Mosquera, 2014). De hecho, a pesar de que las amplitudes de las ondas Kelvin intraestacionales son más débiles con respecto a las ondas asociadas al ciclo interanual del ENOS, la propagación de las ondas intraestacionales y su impacto sobre la termoclina, el nivel del mar y la TSM se pueden observar a lo largo de la costa hasta al menos los 33°S (Hormazabal et al., 2001). Además, las ondas de Kelvin intraestacionales muestran una mayor actividad en verano (al menos sobre el periodo 2000-2008) y se caracterizan en esta estación por oscilaciones relativamente fuertes en el periodo alrededor de 60 días (Illig et al., 2014). En cuanto al forzante local atmosférico, como ilustra la Figura 2b, el ciclo anual del espectro del viento indica que la variabilidad es máxima para la escala submensual (periodos menos de 30 días) y para la estación de invierno, lo que es todo lo contrario al espectro de la TSM (Figura 2a). Cabe notar una pequeña señal para las oscilaciones del viento con el periodo de 60 días, pero esta señal es también mucho más pronunciada en invierno que en verano.

Teniendo en cuenta estos argumentos, Illig et al. (2014) realizaron un experimento con un modelo oceánico regional ROMS para estimar la fracción de la variabilidad intraestacional de la TSM que es forzada en forma remota por la variabilidad oceánica ecuatorial (ondas Kelvin). Este experimento se basa sobre dos simulaciones que difieren por el forzamiento superficial del viento. La primera simulación (que vamos a llamar "S-control") utiliza el campo del viento observado sobre el periodo 2000-2008 que contiene toda la variabilidad, incluida las variaciones intraestacionales. La segunda simulación ("S-ocean") utiliza el campo del viento climatológico calculado sobre el mismo periodo, es decir que el viento no puede generar variabilidad intraestacional en el océano localmente. Así la variabilidad intraestacional en "S-ocean" proviene estrictamente del océano. La comparación de la simulación "S-ocean" con

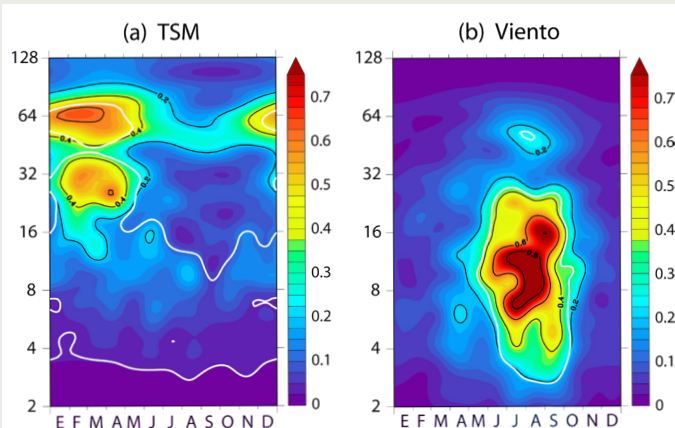


Figura 2. (a) La climatología del espectro wavelet (sin unidades) del primer modo de variabilidad de la TSM en la franja costera (5° de ancho, 7°S-17°S) filtrada entre 2 y 120 días (adaptado de Illig et al., 2014).

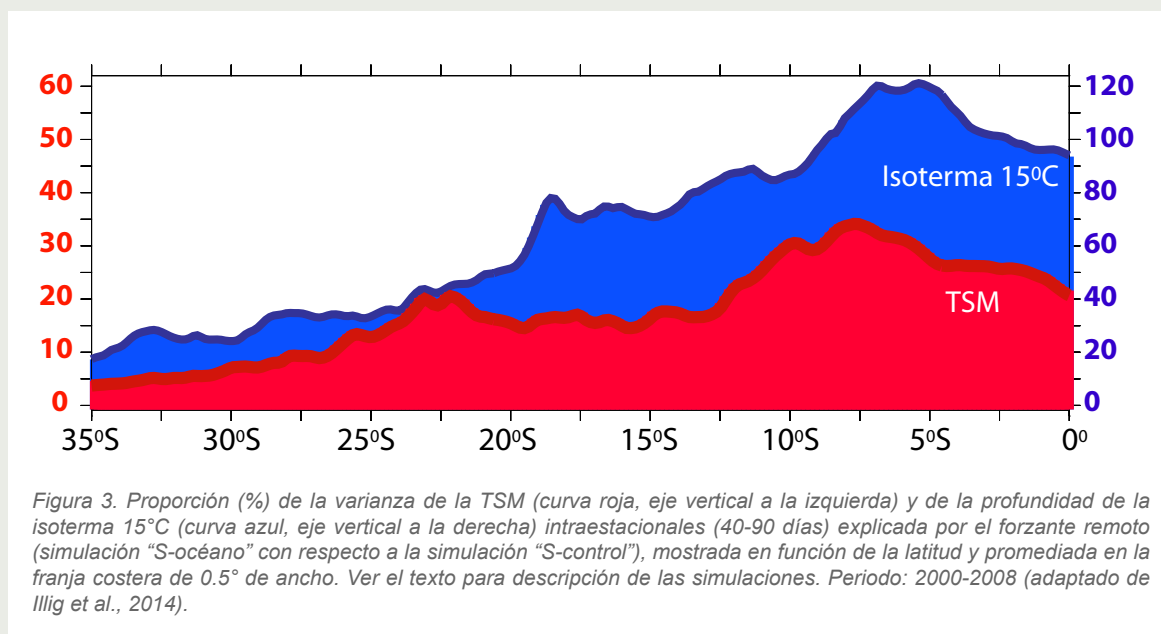
“S-control” se resume en la Figura 3. La curva roja muestra, en función de la latitud a lo largo de la costa, el porcentaje de la variancia (es decir, el cuadrado de la desviación estándar) de la TSM filtrada en la banda intraestacional (entre 40 y 90 días) en la simulación “S-ocean” con respecto a la simulación “S-control”. La curva azul muestra lo mismo pero para la profundidad de la termoclina. Se observa que las ondas Kelvin ecuatoriales representan entre 20% y 30% de la variabilidad intraestacional de la TSM al norte de 12°S y menos de 20% al sur (ver el eje vertical a la izquierda). Por otro lado, las ondas Kelvin generan más del 70% de la variabilidad intraestacional de la termoclina al norte de 20°S (eje vertical a la derecha). O sea, si bien las ondas de Kelvin intraestacionales se propagan a lo largo de toda la costa del Perú causando importantes fluctuaciones de la termoclina, su impacto sobre la TSM es bastante más débil.

Así, este análisis evidencia que las fluctuaciones de la TSM en la escala intraestacional, que se caracterizan por oscilaciones más fuertes en verano y en el periodo de 60 días, son forzadas principalmente por los vientos locales. Sin embargo, el forzante de viento en esta escala de tiempo tiene una variabilidad particularmente débil en verano, lo opuesto de la variabilidad de la TSM.

Papel de la estratificación en la respuesta de la TSM al forzante del viento

A fin de resolver esta aparente contradicción, verificamos, primero, si la relación entre el viento y la TSM varía a lo largo del año y, si es así, en qué estación esta relación es más fuerte. La Figura 4 (curva roja) muestra la climatología de la correlación entre las variaciones intraestacionales del viento y de la TSM. La correlación es calculada teniendo en cuenta que la respuesta de la TSM puede ser retardada en el tiempo con respecto al forzante de viento. Los números marcados por encima de la curva indican el desfase (en días) entre las variaciones de la TSM y el viento para cada mes del año. Resulta que la relación entre el viento y la TSM sigue un ciclo semi-anual muy marcado con dos periodos donde la correlación excede 0.7: uno en verano (enero-febrero) y otro en invierno (julio-setiembre). Esto indica que en verano, aunque las fluctuaciones del viento son relativamente débiles, tienen tanto impacto sobre la TSM como las fluctuaciones más fuertes invernales.

Para explicar la dependencia estacional de la relación entre el viento y la TSM en la escala intraestacional,



Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú

Goubanova K., Illig S., Dewitte B., Takahashi K.

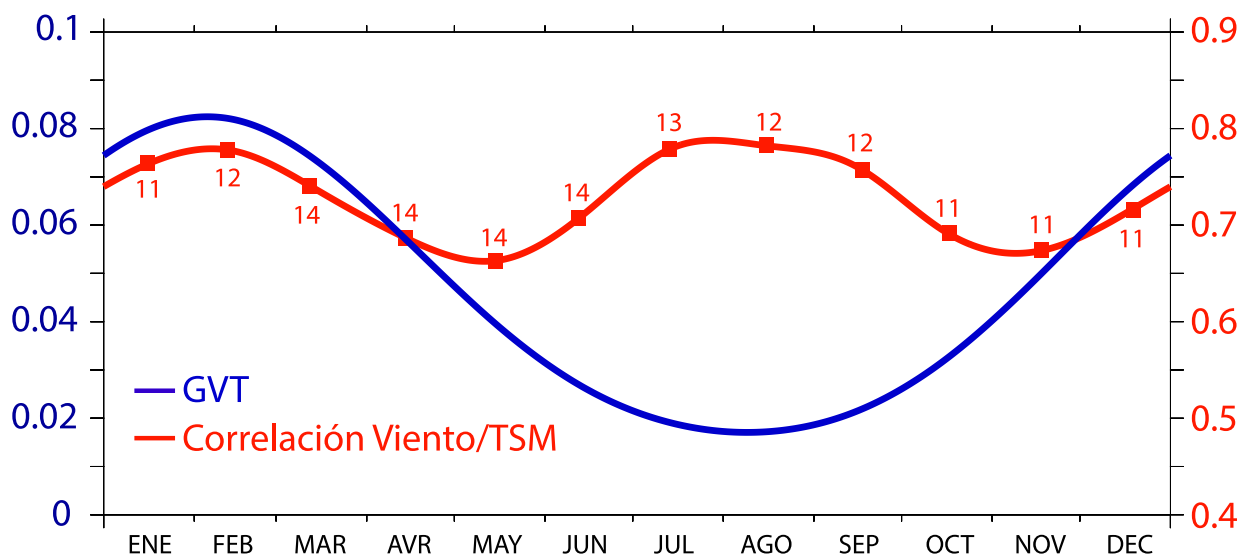


Figura 4. Curva azul (eje vertical a la izquierda): la climatología de la estratificación ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) calculada como el GVT entre la superficie y la profundidad de la base de la capa de mezcla, en la franja costera (5° de ancho, 7°S - 17°S). Fuente de datos: CARS (2009). Curva roja (eje vertical a la derecha): la climatología de la correlación máxima entre los componentes principales de la TSM y del viento filtrados entre 40 y 90 días. La correlación máxima es calculada teniendo en cuenta el desfase entre el viento y la TSM (números por encima de la curva, en días). Fuente de los datos y el periodo: como en la Figura 2.

Dewitte et al. (2011) (para la región del Perú) y Goubanova et al. (2013) (para la región de Angola-Namibia en el Atlántico Sur-Este) consideran un modelo conceptual simple. En este modelo se asume que las variaciones de la TSM dentro de la capa de mezcla oceánica son resultado de las variaciones en el afloramiento costero, o sea de la advección o transporte vertical de las aguas frías subsuperficiales. Esto, a su vez, es el resultado de las variaciones en la velocidad vertical actuando sobre la estratificación promedio, es decir, sobre el gradiente vertical de temperatura (GVT) promedio. Esto puede ser escrito matemáticamente como:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\tilde{w} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

Donde $\frac{\partial T}{\partial t}$ es el cambio de la TSM, \tilde{w} es la fluctuación intraestacional de la velocidad vertical y, por lo tanto, del afloramiento, y $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$ es el GVT promedio, que puede variar según la estación.

De acuerdo con la dinámica del afloramiento, la velocidad vertical es proporcional a la anomalía del estrés del viento a lo largo de la costa $\tilde{\tau}$ y depende de las tres constantes: la densidad del agua de mar ρ , el parámetro de Coriolis f y la escala horizontal del afloramiento L_U :

$$\tilde{w} = \frac{\tilde{\tau}}{\rho f L_U}$$

Así, la ecuación (1) toma la forma siguiente:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\tilde{\tau}}{\rho f L_U} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$$

En tal formulación, la estratificación puede ser considerada como un coeficiente de la eficacia con la cual el viento puede modificar la TSM. La Figura 4 (curva azul) ilustra la variación estacional de la estratificación, la cual presenta un máximo en verano pero disminuye en invierno debido a la disminución de la radiación solar y al aumento del viento que profundiza la capa de mezcla en el océano. Así, el ciclo semi-anual de la relación entre el viento y la TSM a escala intraestacional refleja una “competencia” estacional entre la estratificación y la variabilidad del viento. De hecho, en verano la variabilidad del viento es débil (Figura 2b) pero su eficacia, en términos del impacto sobre la TSM, es fuerte debido al mayor GVT en esta estación. En invierno, el pequeño GVT es compensado parcialmente por la relativamente fuerte variabilidad del viento, pero sin generar tanta variabilidad en la TSM como en verano.

Papel de los flujos de calor

El mecanismo anterior fue confirmado con el modelo numérico regional para el mar peruano (Illig et al., 2014), el cual además permitió evaluar el papel de

otros procesos implicados en los cambios de la TSM a escala intraestacional, como flujos superficiales de calor (en particular del flujo latente debido a la evaporación) y la mezcla vertical. En particular, los flujos de calor contribuyen significativamente a los cambios de la TSM (~30%) y reducen el desfase entre el forzamiento de viento y la respuesta de la TSM a 11-13 días (Figura 4a), con respecto a los 15 días que se esperarían solo por la dinámica del afloramiento.

Discusión

Los resultados de los trabajos científicos mencionados en el presente artículo (Dewitte et al., 2011; Goubanova et al., 2013 y Illig et al., 2014) proporcionan material para interpretar la variabilidad intraestacional de la TSM en las regiones del afloramiento costero y pueden ser usados a fin de mejorar las estrategias de predicción del océano y del clima regional. El enfoque usado por el ENFEN en el Perú para el pronóstico a mediano plazo (hasta tres meses) de la temperatura en la costa se basa principalmente en el monitoreo de la actividad de las ondas ecuatoriales Kelvin intraestacionales (Mosquera, 2014). En el presente artículo se sugiere, basado sobre el análisis del periodo 2000-2008, que para el pronóstico de las condiciones del afloramiento a escala intraestacional se debe tomar en cuenta también el viento a lo largo de la costa. Un ejemplo de esto se observó en la segunda quincena de marzo del presente año 2015, en la que el ingreso de sistemas de bajas presiones debilitaron abruptamente los vientos alisios del sudeste, produciendo un calentamiento somero del mar (entre 10 y 20 m de la superficie) que produjo fuertes lluvias en la costa (ENFEN, 2015). Para esto, sin embargo, será necesario mejorar la predicción cuantitativa de los vientos costeros en escalas intraestacionales, lo cual es un desafío dada la naturaleza caótica de la atmósfera.

Recuadro1. Recordamos que la onda Kelvin se propaga de oeste a este a lo largo del ecuador. Una vez que ella alcanza la costa de América del Sur, parte de esta continúa su desplazamiento a lo largo de la costa de Perú hacia el sur. Las corrientes anómalas asociadas a la onda pueden provocar desplazamientos de las aguas cálidas ecuatoriales a lo largo de la costa peruana, como en el caso de El Niño 1997/98. Por otro lado, la acción de las ondas de profundizar, o elevar la termoclina, afecta el afloramiento costero produciendo un aumento o disminución de la TSM (Mosquera, 2014).

Referencias

Aguirre, C., R. D. Garreaud, et J. A. Rutllant 2014: *Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile*, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65, 64–85.

Clarke, A. J., 2008: *An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation*, Elsevier (Academic Press), ISBN: 978-0-12-088548-0.

Dewitte B., S. Illig, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera, and S. Purca, 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*, 116, C04028.

Dewitte, B., J. Vasquez-Cuervo, K. Goubanova, S. Illig, K. Takahashi, G. Cambon, S. Purca, D. Correa, B. Giese, D. Gutierrez, A. Sifeddine, and 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: Topical Studies in Oceanography*, (77-80), 143-156.

ENFEN, 2015: *Comunicado Oficial ENFEN 05-2015*, 31 de marzo del 2015.

Goubanova, K., S. Illig, E. Machu, V. Garçon, and B. Dewitte, 2013: *SST subseasonal variability in the Benguela upwelling system as inferred from satellite observations (2000-2008)*, *Journal of Geophysical Research*, 118(9): 4092-4110.

Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, and O. Ulloa, 2001: *Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile*, *Journal of Geophysical Research*, 106: doi: 10.1029/2001JC900008. issn: 0148-0227.

Illig, S., B. Dewitte, K. Goubanova, G. Cambon, J. Boucharel, C. Romero, S. Purca, F. Monetti, 2014: *Intraseasonal SST variability off Peru in 2000-2008: local versus remote forcings*, *Journal of Geophysical Research*, Ocean, 119(6), 3548–3573.

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"*, Vol. 1, N°1, 4-7, Enero, Instituto Geofísico del Perú.

Renault, L., B. Dewitte, M. Falvey, R. Garreaud, V. Echevin, and F. Bonjean, 2009: *Impact of atmospheric coastal jets on SST off central Chile from satellite observations (2000-2007)*, *Journal of Geophysical Research*, 114, C08006.