

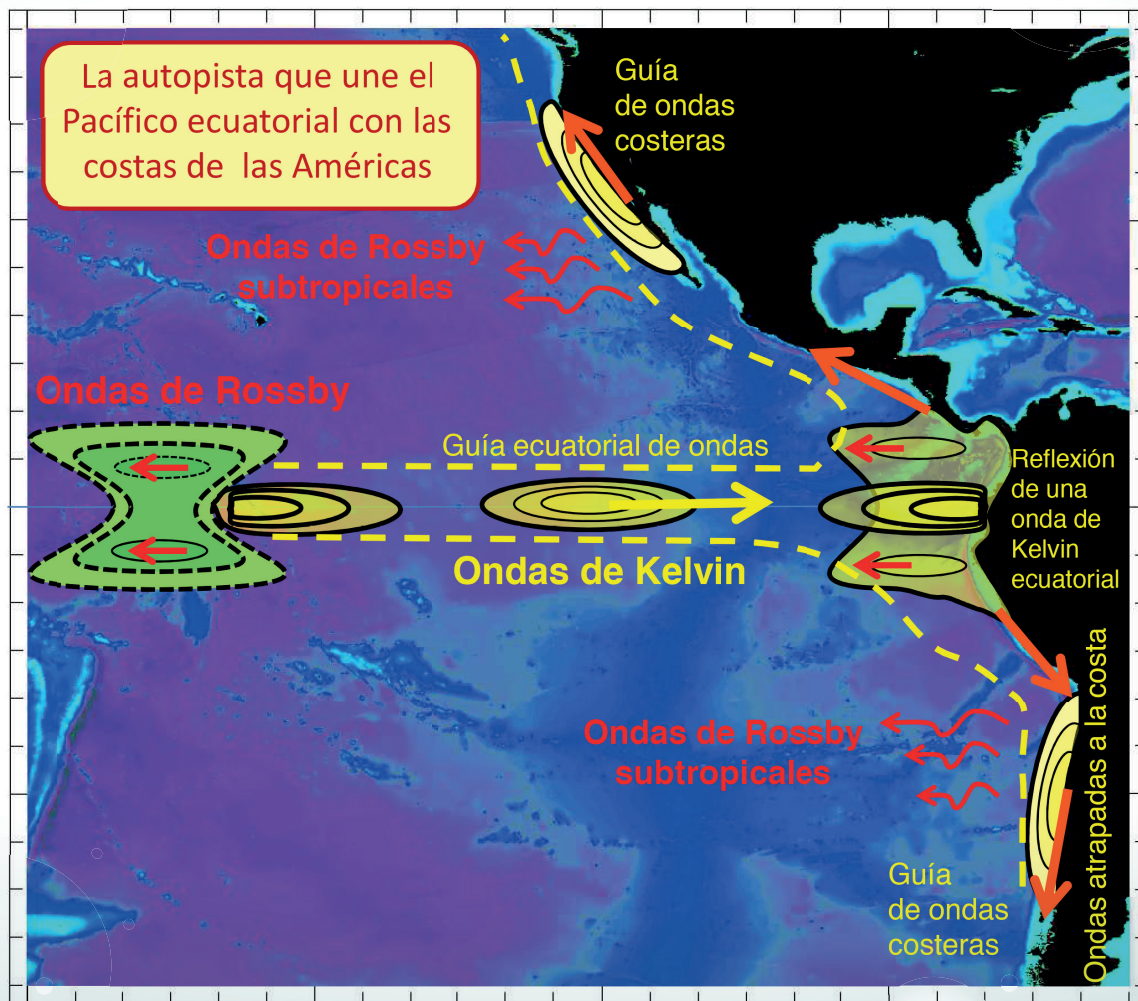


Programa Presupuestal por Resultados N° 68 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”

“Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”

Boletín Técnico

Ondas atrapadas



Contenido

2 - 3 **Introducción**

4 - 7 **Artículo de Divulgación Científica**

8 - 10 **Avances Científicos**

11 - 13 **Resumen Informe Técnico**

14 - 15 **Comunicado Oficial ENFEN**

Programa Presupuestal por Resultados N° 68 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”.

Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”.

Actividad: “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”.

Elsa Galarza Contreras
Ministra del Ambiente

Ronald Woodman
Presidente Ejecutivo IGP

José Macharé
Director Científico IGP

Ken Takahashi
Responsable Producto El Niño - IGP

Equipo científico: Ken Takahashi, Kobi Mosquera, Jorge Reupo, Berlín Segura

Edición: Katherine Morón
Diseño y Diagramación: Dante Guerra

Carátula: Pizarro, 2016

Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169 Mayorazgo
IV Etapa - Ate
Teléfono (511) 3172300

Impreso por: Editora y comercializadora cartolan EIRL
Pasaje Atlántida N° 113 - Lima

Lima, Diciembre del 2016

Hecho el Depósito Legal en la
Biblioteca Nacional del Perú N° 2014-02860

Introducción

El Programa Presupuestal por Resultados (PPR) es una estrategia de gestión pública que vincula la asignación de recursos a productos y resultados medibles a favor de la población. Dichos resultados se vienen implementando progresivamente a través de los programas presupuestales, las acciones de seguimiento del desempeño sobre la base de indicadores, las evaluaciones y los incentivos a la gestión, entre otros instrumentos que determina el Ministerio de Economía y Finanzas (MEF) a través de la Dirección General de Presupuesto Público, en colaboración con las demás entidades del Estado.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) viene participando en el Programa Presupuestal por Resultados 068: “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes del Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) participan en este PPR con el producto denominado “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”, que consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural océano-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permitan la toma de decisiones a autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”, la cual incluye la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos de pronóstico, así como el desarrollo de estudios científicos que fortalecerá en forma continua la capacidad para este fin.

El presente Boletín tiene como objetivo difundir conocimientos científicos, avances científicos y noticias relacionadas a este tema, con la finalidad de mantener informados a los usuarios y proporcionarles las herramientas para un uso óptimo de la información presentada. Además, comparte una versión resumida del Informe Técnico que el IGP elabora mensualmente para cumplir con los compromisos asumidos en el marco del PPR 068. Dicho Informe contiene información actualizada operativamente y proporcionada por el IGP como insumo para que el ENFEN genere en forma colegiada la evaluación final que será diseminada a los usuarios. Se advierte que, en caso de discrepancias, el Informe Técnico del ENFEN prevalecerá.

Los resultados de esta actividad están disponibles en:
www.igp.gob.pe/sysppr.



IGP



ENFEN

El Instituto Geofísico del Perú es una institución pública al servicio del país, adscrito al Ministerio del Ambiente, que genera, utiliza y transfiere conocimientos e información científica y tecnológica en el campo de la geofísica y ciencias afines, forma parte de la comunidad científica internacional y contribuye a la gestión del ambiente geofísico con énfasis en la prevención y mitigación de desastres naturales y de origen antrópico. En el marco del Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), el IGP rutinariamente aporta información experta sobre modelos y pronósticos relacionados con El Niño y fenómenos asociados.

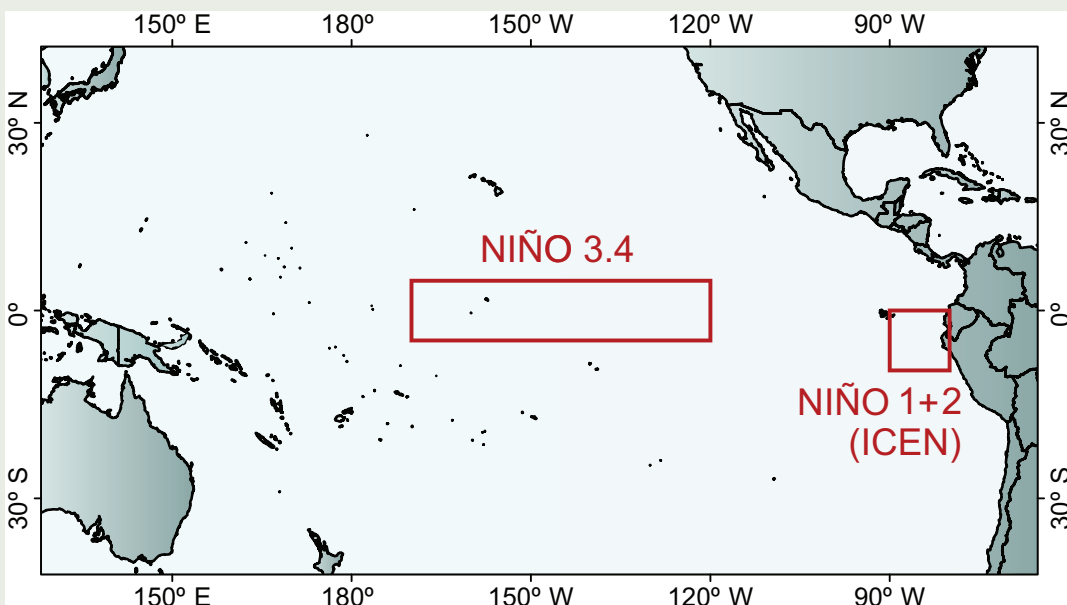
El Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), conformado por representantes de IMARPE, DHN, IGP, SENAMHI, ANA e Indeci, es el ente que genera la información oficial de monitoreo y pronóstico del Fenómeno El Niño y otros asociados.

Según Resolución Ministerial 761-97-PE, el ENFEN tiene entre sus funciones el “mantener informado sobre la posible ocurrencia del Fenómeno El Niño, para que con ello se permita adoptar decisiones para adecuar y proteger la infraestructura existente en los distintos sectores, en prevención a los posibles daños que pudiera causar este fenómeno a la economía nacional y la población peruana”, así como “orientar a los diversos sectores medidas pragmáticas de previsión que permitan reducir daños y/o aprovechar beneficios”.

Para este fin, el ENFEN realiza el pronóstico, monitoreo y estudio continuo de las anomalías del océano y la atmósfera del mar peruano y a nivel global, a través de la elaboración de estudios y análisis científicos basados en la información proveniente de diversas redes de observación y modelos de variables oceanográficas, meteorológicas, hidrológicas y biológico-pesqueras. También, al menos mensualmente, emite pronunciamientos que son “preparados colegiadamente, acopiando la mejor información científica disponible y de competencia de cada institución respecto de su sector y genera la información técnica en forma colegiada para su difusión a los usuarios”.

Además, un objetivo central del ENFEN es “estudiar el Fenómeno El Niño, con el fin de lograr una mejor comprensión del mismo, poder predecirlo y determinar sus probables consecuencias”, lo cual se desarrolla mediante la investigación científica.

El ENFEN es el ente que genera la información oficial de monitoreo y pronóstico del Fenómeno El Niño y otros asociados.



El mapa muestra las dos regiones que definen los principales índices de temperatura superficial del mar utilizadas para monitorizar El Niño y La Niña. La región Niño 1+2 (90°-80°W, 10°S-0°), en la que se basa el Índice Costero El Niño (ICEN), se relaciona con impactos en la costa peruana, mientras que la región Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) se asocia a impactos remotos en todo el mundo, incluyendo los Andes y Amazonia peruana.

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.

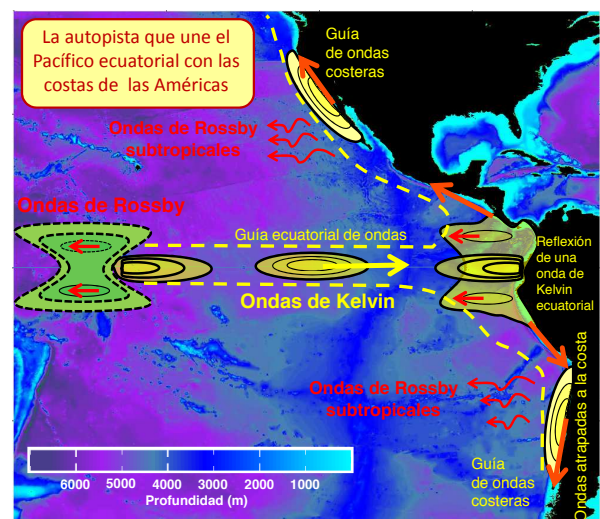


Figura 1. Representación esquemática del mecanismo de teleconexión en el océano: la autopista que une el Pacífico ecuatorial con las costas de Perú y Chile. En el Pacífico ecuatorial central el viento genera ondas de Kelvin (que viajan hacia el este) y ondas de Rossby (que viajan hacia el oeste) a lo 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

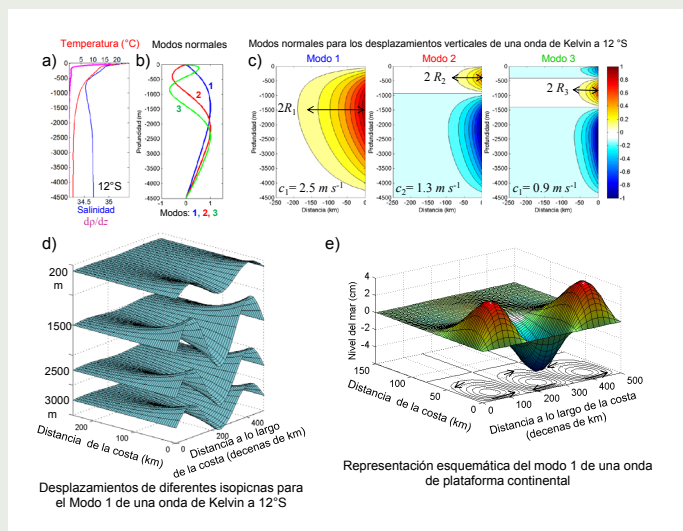


Figura 2. (a) Perfiles típicos de temperatura (rojo), salinidad (azul) y de la componente vertical del gradiente de densidad ($dp/dz \times 500$; ajustado a la escala de temperatura, eje superior) observado en el océano profundo frente a Perú (12°S) durante verano. (b) Primeros tres modos normales correspondiente 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.

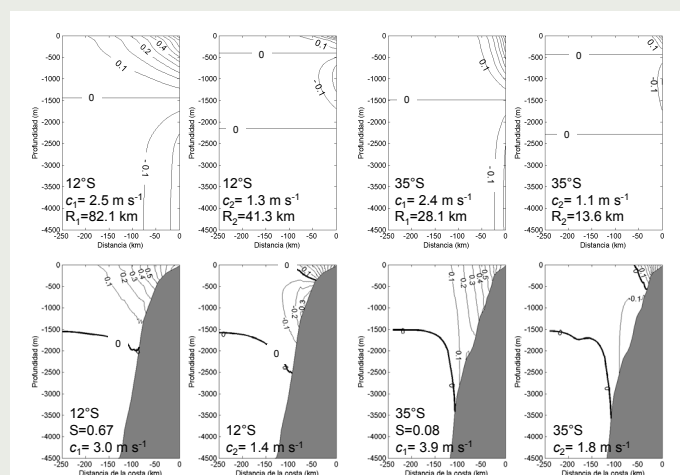


Figura 3. Comparación de la estructura vertical de una onda de Kelvin y una onda atrapada a la costa (modos 1 y 2) a 12°S y 35°S.

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.

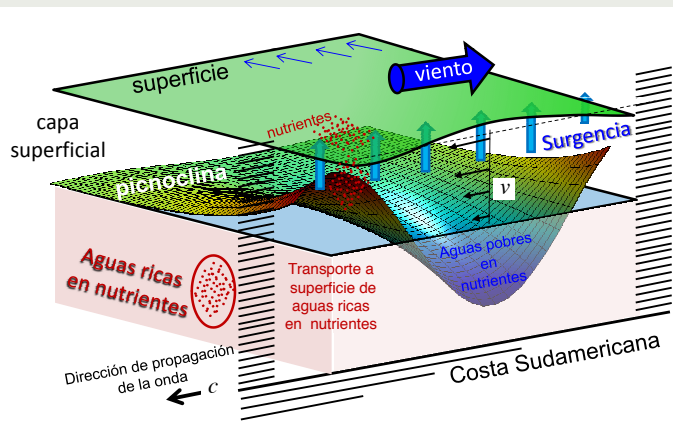


Figura 4. Esquema simplificado de la interacción entre una onda atrapada a la costa (tipo onda de Kelvin baroclínica) y la surgencia generada por el viento frente a Perú. En la figura se representa la superficie del mar y una isopícnica representativa de la piconclina (o alguna de las clinas). La OAC 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., Hormazabal, 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).

Modelo físico-empírico de la precipitación sobre los océanos tropicales

Yakelyn R. Jauregui, Ken Takahashi
Instituto Geofísico del Perú

La precipitación mensual (P) sobre los océanos tropicales está estrechamente relacionada con la temperatura superficial del mar (TSM). Las precipitaciones intensas generalmente coinciden con TSM mayor que 27°C (Fig. 1a; Bjerknes, 1969; Manabe et al., 1974; Xie 2004). Una evaluación más detallada entre ambas variables muestra que P no es sensible a la TSM cuando esta es menor que un valor crítico de TSM (T_c) de 26°C; mientras que incrementa abruptamente cuando TSM excede T_c , para luego disminuir cuando la TSM excede 30°C (Fig. 1e).

Esta relación no lineal entre TSM y P ha sido confirmada con diferentes medidas de la convección como por ejemplo, intensidad nubosa (Gadgil et al., 1984), radiación de onda larga (Graham and Barnett 1987; Zhang, 1993), frecuencia de reflectividad de nubes (Waliser et al., 1993), y energía potencial convectiva disponible (Williams and Renno 1993; Fu et al., 1994; Bhat et al., 1996), ha sido usada como base para esquemas simples de parametrización para estimar P usando TSM (Kleeman, 1991; Wang and Li 1993; Xie and Philander 1994; Back and Bretherton 2009).

Para que la existencia de un umbral de TSM y la convección ocurran han sido asociada con la energía de inhibición convectiva (CIN) que la atmósfera requiere para activar la convección, este proceso está muy relacionado con la estabilidad vertical (Lau and Shen 1988; Johnson and Xie 2010; Johnson and Kosaka 2016).

Modelo físico empírico

En este artículo, basado en Jauregui y Takahashi (2016), mostraremos cómo esta relación no lineal se usó para formular y evaluar la utilidad de un modelo físico empírico (MFE) para describir la distribución espacial de P sobre los océanos tropicales dada la TSM.

MFE es esencialmente un esquema de parametrización simple que permite estimar la lluvia mensual dado un valor de la TSM y está conceptualmente basado en la idea de CIN como

factor limitante de la convección profunda. El MFE tiene 4 parámetros, la temperatura crítica a partir del cual P incrementa linealmente con la TSM (T_c) con una razón a_1 hasta llegar a T_{p90} , por encima de la cual P disminuye con TSM con razón a_2 hasta llegar a cero. Asimismo, se implementó una versión de MFE con la misma T_c y a_1 pero tomando $T_{p90} \rightarrow \infty$ llamado MFE2. Los dos modelos simples se visualizan en la Fig. 1e.

Diferentes productos observacionales

Actualmente existen muchos productos "observacionales". Sin embargo, estos son obtenidos de observaciones incompletas en el espacio y tiempo de diferente tipo (*in situ*, satélites), integrados e interpolados usando diferentes métodos. Debido a esto último, es de esperarse que existan diferencias entre ellos y por lo tanto usamos distintas fuentes de TSM y P mensuales y grillados (Tabla 1) para implementar el MFE y evaluar su sensibilidad a estos, así como a diferentes periodos de tiempo: 1998-2008 (11 años), 1998-2015 (18 años) y 1979-2008 (30 años).

Tabla 1: Conjunto de datos observacionales

Variable	Producto	Grilla	Periodo
TSM	GPCP	2.5° × 2.5°	1979-2015
	CMAP	2.5° × 2.5°	1979-2015
	TRMM	0.25° × 0.25°	1998-2015
P	AMIP-SST	1° × 1°	1979-2008
	ERSST	2.5° × 2.5°	1979-2015
	OI SST	1° × 1°	1981-2015
	HadISST	2.5° × 2.5°	1979-2015

El MFE reproduce relativamente bien la distribución espacial del promedio de P en todas las combinaciones de productos y las correlaciones espaciales varían entre 0.7 y 0.8. A manera de ejemplo solo se discutirá la distribución espacial de combinación AMIP-SST y GPCP (1979-2008). La distribución espacial de P promedio obtenido de MFE (Fig. 1b) es similar al observado (Fig. 1a), con un coeficiente de correlación espacial de 0.76 (0.74 para MFE2; Fig. 1c), esta alta correlación no es sorprendente, ya que la hipótesis inicial establece que P está estrechamente vinculado a la TSM. Es importante mencionar que un modelo lineal de la forma $P=aTSM+b$, con el mismo número de parámetros que MFE2 produce menor correlación espacial (0.69). Un resultado inesperado es que MFE tiene la habilidad de reproducir la zona de convergencia intertropical (ZCIT) ubicada en el Pacífico sur-este. Sin embargo, el MFE subestima P especialmente en la ZCIT (hasta en 40% en el Pacífico este), debido a que no incluye el efecto de la convergencia de humedad que incrementa P en estas regiones (Back y Bretherton, 2009).

Además, el MFE tampoco logra reproducir la orientación diagonal de la zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) pues depende de los flujos secos del sur-este (Takahashi y Battisti, 2007; Lintner y Neelin, 2008) y de los sistemas a escala sinópticas de latitudes medias (Widlansky et al., 2010). Por otro lado, P es sobre-estimado en el mar del Caribe y Arábico asociado con altos valores de TSM sobre Tc.

Entre las diferentes fuentes de datos, el promedio de P y TSM sobre los océanos tropicales (20°S-20°N) y su correspondiente desviación estándar (σ_P and σ_T) varían sustancialmente, CMAP produce aproximadamente 15% más P promedio y σ_P que GPCP y TRMM se ubica entre ellos (Fig. 2a), consistente con previos estudios (Yin et al., 2004), mientras que TSM promedio de AMIP-SST es alrededor 0.3°C, 0.4°C y 0.5°C menor que HadISST, ERSST y OI SST, respectivamente (Fig. 2a). Las diferencias de P (1-2%) y TSM (0.1-0.2°C) promedio son relativamente pequeños en diferentes periodos de tiempo para un mismo conjunto de datos (Fig. 2a).

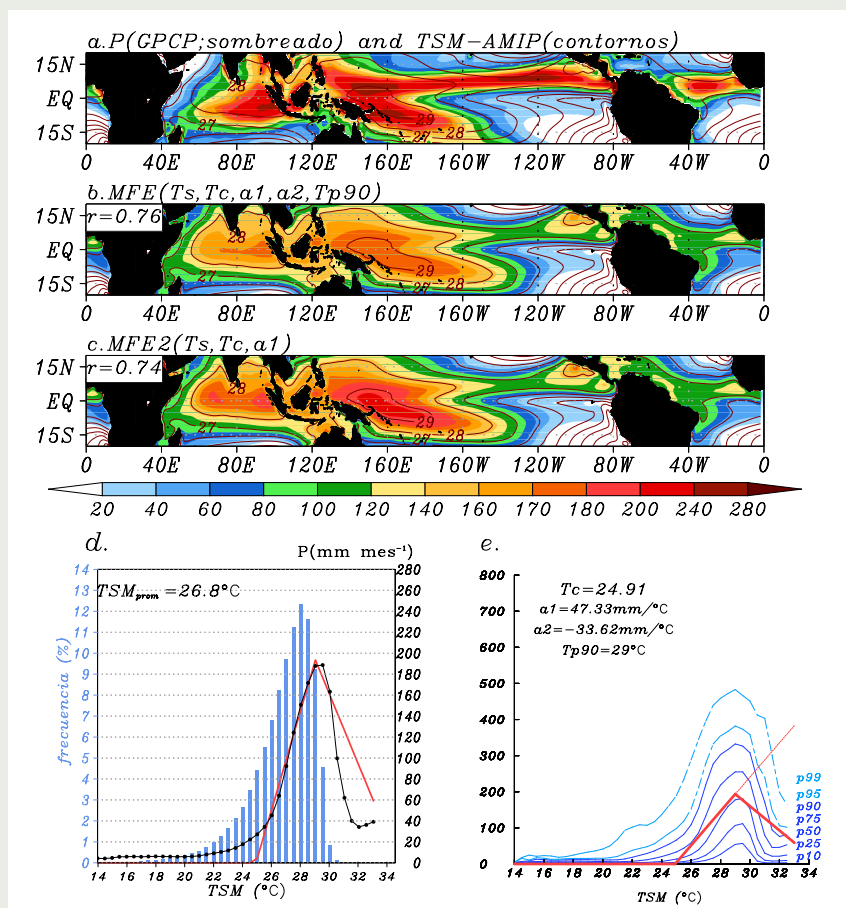


Figura 1. (a) P (sombreada; mm/mes de GPCP) y TSM (°C; AMIP-SST) promediada (1979-2008), (b) Igual que a pero P promedio estimado con MFE, (c) similar a b pero P promedio estimado con MFE2, (d) Histograma de TSM dividido en 0.5°C, P promedio para cada TSM (línea negra, línea roja para MFE), (e) Diagrama de dispersión entre TSM y P mensual de observaciones (azul) y P de MFE (línea roja gruesa) y P de MFE2 (línea roja delgada); las líneas azules (celestes) son los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 (95 y 99) de P para cada TSM dividido en 0.5°C.

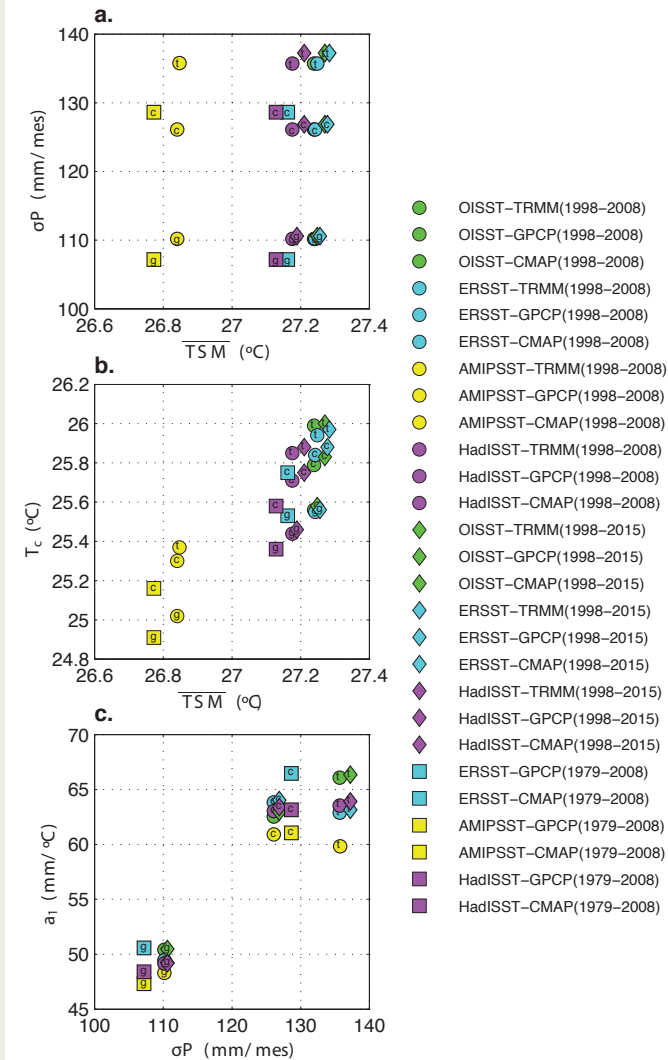


Figura 2. Diagrama de dispersión entre (a) T_c y σP , (b) TSM promedio y T_c , (c) σP y la pendiente (a_1). Los círculos corresponden al periodo 1998-2008 (11 años), los diamantes al periodo 1998-2015 (18 años), y cuadrados para 1979-2008 (30 años). Los colores indican la fuente de TSM: verde para OISST, cyan para ERSST, amarillo para AMIP y fucsia para HadISST. Las letras minúsculas en cada marcador indican la fuente de P: g para GPCP, t para TRMM y c para CMAP.

Referencias:

Back, L.E., Bretherton, C.S. (2009), A simple model of climatological rainfall and vertical motion patterns over the tropical oceans. *J Clim* 22:6477-6497.

Bhat, G.S., Srinivasan, J., Gadgil, S. (1996), Tropical deep convection, convective available potential energy and sea surface temperature. *J Meteor Soc Japan* 74:155-166.

Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Wea Rev* 97:163-172.

Fu, R.A., Del Genio, D., and Rossow, W. (1990), Behavior of deep convective clouds in the tropical Pacific deduced from ISCCP radiance. *J Clim* 3:1129-1152.

Gadgil, S., Joseph, P.V., Joshi, N.V. (1984), Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature* 312:141-143.

Graham, N., Barnett, T.P. (1987), Observations of sea surface temperature and convection over tropical oceans. *Science* 238:657-659.

Jauregui, Y.R., Takahashi, K. (2016), Simple physical-empirical model of the precipitation distribution in the tropical oceans and the effects of climate change. *Sometido a Climate Dynamics*.

Johnson, N.C., Xie, S.P. (2010), Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nat Geosci* 3:842-845.

Johnson, N.C., Kosaka, Y. (2016), The impact of eastern equatorial Pacific convection on the diversity of boreal winter El Niño teleconnection patterns. *Clim Dyn* doi:10.1007/s00382-016-3039-1.

Kleeman, R. (1991), A simple model of the atmospheric response to ENSO sea surface temperature anomalies. *J Atmos Sci* 48:3-18.

Lau, K.M., Shen, S. (1988), On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO. *J Atmos Sci* 45:1781-1797.

Lintner, B.R., Neelin, J.D. (2008), Eastern margin variability of the South Pacific Convergence Zone. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2008GL034298.

Manabe, S., Hahn, D.G., Holloway, J.L. (1974), The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere. *Journal of Atmospheric Science* 31:43-83.

Takahashi, K., Battisti, D.S. (2007), Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II: The SPCZ and the southeast Pacific dry zone. *J Clim* 20:5696-5706.

Waliser, D.E., Graham, N.E., Gautier, C. (1993), Comparison of the highly reflective cloud and outgoing long-wave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection. *J Clim* 6:331-53.

Wang, B., Li, T. (1993), A simple tropical atmosphere model of relevance to short-term climate variations. *J Atmos Sci* 50:260-284.

Williams, E., and N. Renno (1993), An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon Weather Rev* 121:21-36. doi: 10.1175/1520-0493(1993)121<0021:AAOTCI>2.0.CO;2.

Widlansky, M., Webster, P., Hoyos, C. (2010) On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone. *Clim Dyn*. doi: 10.1007/s00382-010-0871-6.

Xie, S., Philander, S. (1994), A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus* 46A:340-350.

Xie, S. (2004), The shape of continents, air-sea interaction, and the rising eastern Pacific. In: Henry FD, Raymond SB (Eds) *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, Vol 21 of the series *Advances in Global Change Research*, pp 121-152.

Zhang, C. (1993), Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *J Clim* 6:1898-1913.

Resumen del Informe Técnico

PPR/El Niño - IGP/ 2016-11

Advertencia: El presente informe sirve como insumo para el Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN). El pronunciamiento colegiado del ENFEN es la información oficial definitiva.

La presente información podrá ser utilizada bajo su propia responsabilidad.

Resumen

Según el valor del Índice Costero El Niño (ICEN), las condiciones climáticas de la costa peruana continúan siendo Neutras, con el valor del ICEN de $+0.22^{\circ}\text{C}$ para el mes de octubre. Los valores temporales del ICEN (ICENTmp) indican que para los meses de noviembre y diciembre las condiciones también serían Neutras. Para el Pacífico central, el valor del Índice Oceánico Niño (ONI) de la NOAA corresponde a condiciones frías débiles. Siendo el tercer mes con condiciones frías débiles, se confirma La Niña débil en el Pacífico central; el ONI estimado para noviembre también corresponde a condiciones frías débiles.

El pronóstico de la temperatura superficial del mar de los siete modelos numéricos internacionales de NMME, para la región del Pacífico oriental, con condiciones iniciales del mes de diciembre, indican condiciones neutras para el verano (diciembre 2016-marzo 2017), si bien dos de ellos indican condiciones cálidas en febrero y marzo. Para la región del Pacífico central, los siete modelos predicen que el verano será neutro, mientras que para diciembre (5/7) indican condiciones frías débiles.

La onda Kelvin fría que se formó en el mes de setiembre, según la información de las boyas ARGO, aparentemente inició su arribo al extremo oriental a fines de noviembre, también se observa que esta onda parece haberse dispersado probablemente en otras ondas Kelvin frías de menor velocidad e intensidad que, de igual forma, pueden contribuir a disminuir la temperatura del mar en la costa peruana.

Índice Costero El Niño

Utilizando los datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM) promediados sobre la región Niño1+2, actualizados hasta el mes de noviembre de 2016 del producto ERSST v3b generados por el Climate Prediction Center (CPC) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, EEUU), se ha calculado el Índice Costero El Niño (ICEN; ENFEN 2012) hasta el mes de octubre de 2016. Los valores se muestran en la Tabla 1.

Año	Mes	ICEN	Condiciones costeras del mes
2016	Julio	0.29	Neutra
2016	Agosto	0.17	Neutra
2016	Setiembre	0.14	Neutra
2016	Octubre	0.22	Neutra

Tabla 1. Valores recientes del ICEN.

(Descarga: <http://www.met.igp.gob.pe/datos/icen.txt>)

El valor del ICEN para el mes de octubre indica condición Neutra. Se recuerda que, para declarar El Niño o La Niña en la costa, las condiciones costeras deben ser cálidas o frías durante al menos 3 meses consecutivos (ENFEN, 2012)

Por otro lado, para el Pacífico Central (Niño 3.4), el ONI (*Ocean Niño Index en inglés*; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt>), actualizado por la NOAA al mes de octubre de 2016, es de -0.84°C , correspondiente a condiciones Frías Débiles¹, siendo el tercer mes con condiciones frías débiles, por lo tanto se confirma La Niña Débil en el Pacífico central. Los valores estimados (ONITmp) para noviembre y diciembre, combinando observaciones y pronósticos, indican condiciones frías débiles en ambos meses.

Diagnóstico del Pacífico Ecuatorial

En el Pacífico central las principales variables climáticas continúan mostrando valores correspondientes a un evento La Niña de magnitud débil. La convección es reducida, que junto a los vientos anómalos del este, indican el acoplamiento de la atmósfera a las condiciones oceánicas frías. Este comportamiento es similar al de años La Niña en el Pacífico central observados. La región Niño 3.4, continúa con anomalías de la TSM (IR, MW, OSTIA) negativas, en promedio -0.7°C . Por otro lado, en la región Niño 1+2 la anomalía de la TSM se mantuvo en promedio dentro de lo normal, pero fluctuando a nivel interdiario

¹Los umbrales para establecer la categoría de condiciones cálidas o frías débiles, moderadas, fuertes, y muy fuertes usando el ONI son ± 0.50 , ± 1.00 , ± 1.50 , y ± 2.00 , respectivamente (Nota Técnica ENFEN, 02-2015).

Resumen del Informe Técnico PPR/EI Niño - IGP/ 2016-11

entre -0.2°C y $+0.9^{\circ}\text{C}$. El viento zonal (este-oeste) en el Pacífico central (160°E - 160°W ; 5°S - 5°N) continuó con anomalía mensual del este, con similar intensidad que el mes anterior, reflejando el acoplamiento mencionado. El contenido de calor oceánico ecuatorial se mantuvo anormalmente negativo, aunque con una ligera tendencia a la normalización. Similarmente la anomalía de la inclinación de la termoclina anómala se mantuvo como el mes anterior con una ligera tendencia a la normalización. La termoclina en el Pacífico oriental, en los puntos 110°W y 95°W , continuó mostrando anomalías negativas. Según los datos de la anomalía de la profundidad de la termoclina, basada en el producto ARGO (Aparco et al., 2014), la onda Kelvin fría generada por las anomalías negativas de viento del este en el mes de setiembre, muestra una dispersión de su señal en su trayectoria hacia el este. Esto podría estar relacionado a una distribución de la energía de la onda Kelvin fría original en otras de menor intensidad y velocidad, como consecuencia de la inclinación de la termoclina en la zona oriental del océano Pacífico (Mosquera et al., 2014). En la zona occidental del océano Pacífico se aprecia la señal de una onda Kelvin cálida que sería la consecuencia, según el modelo lineal (Mosquera, 2009), del impacto de una onda Rossby cálida, formada por la anomalía de vientos del oeste que estuvieron presentes a fines de julio, en la frontera occidental. Asimismo, se han observado pulsos de viento del este en la zona occidental del Pacífico (al oeste de la línea de cambio de fecha) que, según la intensidad, no se habrían proyectado en ondas Kelvin de magnitud relevante.

Pronóstico a corto plazo con modelo de ondas y observaciones

Se espera que la onda Kelvin fría formada a fines de setiembre contribuya a una disminución de la temperatura del mar en la costa norte del Perú. Esto se sumaría al impacto que viene dándose en la costa norte como consecuencia de la onda Kelvin formada en julio.

A fines de noviembre hubo una anomalía de vientos del oeste, no muy intensa, entre 180 y 160°W que puede haberse proyectado en onda Kelvin cálida.

Pronóstico estacional con modelos climáticos

Para el Pacífico Oriental (región Niño 1+2), los pronósticos de los 7 modelos climáticos de NMME (CFSv2, NASA_GEOS5, FLOR, CM2.1, NCAR_CCM4, CMC1 y CMC2) inicializados en diciembre, indican que en el mes de diciembre hasta febrero, las anomalías de TSM serían neutras (Fig.2). Para los meses de febrero y marzo, los modelos CMC2 y NCAR CCSM4 indican condiciones cálidas débiles, mientras que los demás indican condiciones neutras.

Por otro lado, para el Pacífico central (Niño 3.4), se considera los 7 modelos de NMME y el modelo POAMA inicializados en diciembre, todos predicen condiciones neutras para el verano (diciembre 2016-marzo 2017), a pesar de que actualmente se presentan condiciones La Niña en esta región.

Se hace notar que el NOAA CPC, quienes coordinan el proyecto NMME, presenta en su página web (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/NMME/current/plume.html>) una versión de los pronósticos de Niño 3.4 a la que aplican un ajuste basado en pronósticos previos (breve explicación en <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/NMME/current/plume.descr.html>). Esta tiene aproximadamente el efecto de reducir la amplitud de las anomalías, por lo que con el ajuste los pronósticos son menos fríos.

Conclusiones:

1. El ICEN para setiembre de 2016 fue de 0.22 (Neutro) y el ICENTmp para noviembre y diciembre es 0.16 y 0.12, respectivamente, ambos siendo condiciones Neutras. Los valores de la anomalía de la TSM en la región Niño 1+2 se ha mantenido, mayormente, con valores positivos aunque dentro del rango normal.

2. En el Pacífico central, el ONI de octubre (SON) correspondió a condiciones frías débiles. Siendo el

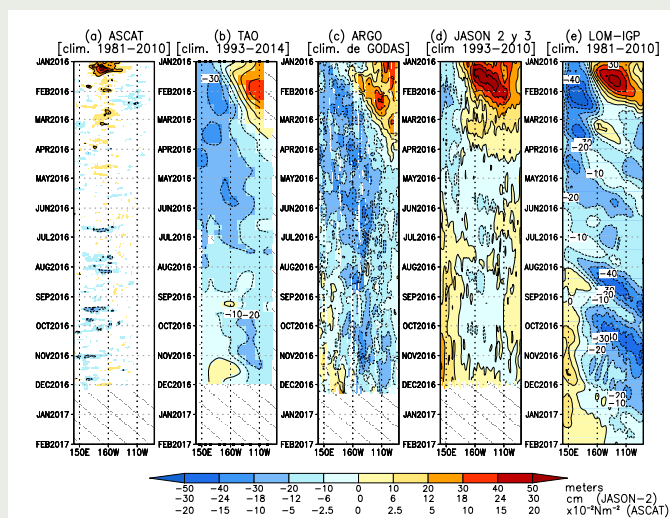


Figura 1. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de esfuerzo de viento zonal ecuatorial basado en datos del escaterómetro ASCAT (a), anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C datos de TAO (b) y los derivadores de Argo (c), datos del nivel del mar de JASON-2 (d). Finalmente, en (e) se muestra la anomalía de la profundidad de la termoclina calculada con el modelo LOM-IGP (forzado por ASCAT, y $\text{taux}=0$ para el pronóstico). Las líneas diagonales representan una propagación hacia el este con velocidad de 2.6 m/s. (Elaboración: IGP)

Resumen del Informe Técnico

PPR/El Niño - IGP/ 2016-11

tercer mes con condiciones frías débiles, se confirma *La Niña débil en el Pacífico central*; el ONI estimado para noviembre también corresponde a condiciones frías débiles. La ATSM en la región Niño 3.4, durante este octubre, ha fluctuado alrededor de los -0.7°C .

3. La onda Kelvin que se formó por el pulso de viento del este en el mes setiembre, según la información de las boyas ARGO, aparentemente inició su arribo al extremo oriental a fines de noviembre. Se observa también en dicha base de datos, que la energía de esta onda parece haberse dispersado (probablemente formando otras ondas Kelvin de menor velocidad e intensidad) que pueden contribuir a disminuir la temperatura del mar en la costa peruana.

4. Se han observado dos pulsos de viento del este ubicados al oeste de la línea de cambio de fecha (inicios y segunda quincena de noviembre) que aparentemente no se han proyectado en ondas Kelvin fría de magnitud considerable. A fines de noviembre hubo una anomalía de viento del oeste, no muy intensa, entre 180 y 160°W que puede haberse proyectado en onda Kelvin cálida.

5. Existe la presencia de una onda Kelvin cálida en el extremo occidental. Basado en el modelo lineal, ésta se debería a la reflexión de una onda Rossby cálida formada por anomalía de vientos del oeste que se dieron a fines de julio.

6. El contenido de calor oceánico ecuatorial se mantuvo anómalamente negativo, aunque con una ligera tendencia a la normalización. Similarmente, la anomalía de la inclinación de la termoclina anómala se mantuvo como en el mes anterior con una ligera tendencia a la normalización.

7. La actividad conectiva en noviembre se mostró anómalamente más reducida en noviembre, consistente con un acoplamiento con las anomalías negativas de TSM.

8. Para el Pacífico oriental (Niño 1+2), de los 7 modelos de NMME inicializados en diciembre, todos indican que el mes de diciembre presentaría condiciones neutras. Para el verano (diciembre 2016-marzo 2017), los modelos también predicen condiciones neutras. Dos de estos modelos predicen condiciones cálidas en febrero y marzo 2017.

9. Para el Pacífico central (Niño 3.4), de los 7 modelos de NMME y el de POAMA, inicializados en diciembre, todos predicen condiciones neutras en el verano 2016-2017.

10. Aún si no se dieran condiciones El Niño costero o La Niña en el Pacífico central, la combinación de costa cálida y Pacífico central frío en febrero y marzo podrían

producir fuertes caudales en el norte (Lavado-Casimiro y Espinoza, 2014), como en los años 1925 y 2008, que fueron los más caudalosos en el río Piura después de los años 1998 y 1983 (Takahashi y Martínez, 2016).

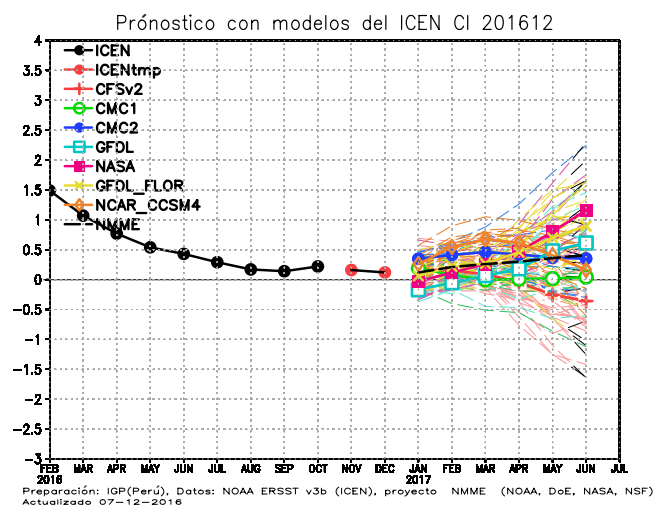


Figura 2. Índice Costero El Niño (ICEN, negro con círculos llenos) y su valor temporal (ICENtmp, rojo con círculo lleno). Además, pronósticos numéricos del ICEN (media móvil de 3 meses de las anomalías pronosticadas de TSM en Niño 1+2) por diferentes modelos climáticos. Los pronósticos de los modelos CFSv2, CMC1, CMC2, GFDL, NASA, GFDL_FLOR y NCAR_CCSM4 tienen como condición inicial el mes de noviembre de 2016. (Fuente: IGP, NOAA, proyecto NMME).

Referencias

Aparco, J., K. Mosquera y K. Takahashi, 2014: Flotadores Argo para el cálculo de la anomalía de la profundidad de la termoclina ecuatorial (Aplicación Operacional), Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Instituto Geofísico del Perú, Mayo, 1, 5.

ENFEN 2012: Definición operacional de los eventos "El Niño" y "La Niña" y sus magnitudes en la costa del Perú. Nota Técnica ENFEN.

ENFEN 2015: Pronóstico probabilístico de la magnitud de El Niño costero en el verano 2015-2016. Nota Técnica ENFEN 02-2015.

Lavado-Casimiro, W., Espinoza, J. C., 2014: Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007), Revista Brasileira de Meteorología, 29 (2), 171-182.

Mosquera, K., 2009: Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación Numérica y datos observados. Tesis para obtener el grado de Magíster en Física - Mención Geofísica en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Mosquera, K., B. Dewitte y P. Lagos, 2010: Variabilidad Intra-estacional de la onda de Kelvin ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): simulación numérica y datos observados. Magistri et Doctores, Revista de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Año 5, No9, julio-diciembre de 2010, p. 55.

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", Instituto Geofísico del Perú, Enero, 1, 1, 4-7

Takahashi, K., Martínez, A. G., 2016: The very strong El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. En revisión en *Climate Dynamics*.

COMITÉ MULTISECTORIAL ENCARGADO DEL ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO EL NIÑO (ENFEN)



COMUNICADO OFICIAL ENFEN N° 16 - 2016 Continuarán las condiciones neutras frente a la costa del Perú hasta finales del próximo verano

El Comité Multisectorial encargado del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) mantiene el estado de Alerta "No activo"¹. Sin embargo, la temperatura superficial del mar (TSM), a lo largo de la franja costera del Perú, continuó ligeramente por encima del promedio, aunque dentro del rango neutral.

Para el próximo verano, El Comité Multisectorial ENFEN, en base al juicio experto y al análisis de los pronósticos nacionales e internacionales y de las observaciones, mantiene la mayor probabilidad de ocurrencia (80%) que se presenten condiciones neutras del Pacífico Oriental.

El Comité encargado del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) se reunió para analizar y actualizar la información de las condiciones meteorológicas, oceanográficas, biológico-pesqueras e hidrológicas correspondiente al mes de noviembre de 2016 y sus perspectivas.

En la región del Pacífico Central (región Niño 3.4)², la anomalía de la temperatura superficial del mar (TSM) muestra una ligera tendencia a la normalización (Figura 1a), con un valor mensual de $-0,6^{\circ}\text{C}$. Según el valor del Índice Oceánico Niño (ONI) actualizado hasta el trimestre setiembre-octubre-noviembre se confirma la presencia de La Niña débil en el Pacífico Central. La actividad convectiva, la subsidencia³ y el viento zonal en el Pacífico Central se mostró consistente con las condiciones frías. La quinta y sexta onda Kelvin fría, han impactado en los niveles del mar y las temperaturas principalmente en la costa norte del Perú. Asimismo, la termoclina mantiene una inclinación este-oeste ligeramente mayor a lo normal. Además, a fines de noviembre e inicios de diciembre se registró un pulso de vientos del este en superficie, alrededor de 170°W . A su vez, en altura los vientos han mostrado anomalías del oeste con magnitudes importantes sobre la región nor-occidental del Perú, atenuando la ocurrencia de precipitaciones.

En el Pacífico Ecuatorial Oriental (región Niño 1+2, frente a la costa norte de Perú y la costa del Ecuador), la anomalía de la TSM descendió a $+0,1^{\circ}\text{C}$ en promedio (Figura 1b). El valor del Índice Costero El Niño (ICEN) para octubre fue $+0,22^{\circ}\text{C}$ (Condición Neutra) y el estimado para noviembre

también es de condición neutra.

El Anticiclón del Pacífico Sur (APS) presentó, en general, una intensidad de débil a normal. Sin embargo, entre los días 26 y 30 de noviembre, se presentó una intensificación de este sistema atmosférico. El mismo patrón temporal fue mostrado por los vientos costeros principalmente en el litoral peruano centro-norte.

Las temperaturas máximas del aire continúan mostrando anomalías positivas, desde el fin del evento El Niño costero (junio). En la costa norte se presentaron anomalías de $+1,2^{\circ}\text{C}$ para la temperatura máxima y $-1,3^{\circ}\text{C}$ para la temperatura mínima. En la costa central, las anomalías fueron de $+1,4^{\circ}\text{C}$ en la temperatura máxima y $+0,7^{\circ}\text{C}$ en la temperatura mínima, mientras que en la costa sur, las anomalías fueron de $+1,0^{\circ}\text{C}$ y $+0,2^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

La anomalía promedio mensual de la TSM en el litoral central-sur presentó un valor de $+0,5^{\circ}\text{C}$. En cambio, en la costa norte entre Talara y Lobos de Afuera la TSM tuvo una anomalía negativa en promedio de $-1,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 2).

Por otro lado, los niveles del mar en promedio se mantuvieron alrededor de lo normal a lo largo de la costa peruana. Sin embargo, en la primera semana de noviembre entre la Isla Lobos de Afuera y San Juan se presentaron anomalías negativas entre $-5,0$ a $-10,0$ cm, lo cual podría estar relacionada al arribo de la onda kelvin fría

Las aguas oceánicas (con valores de salinidad mayores a $35,1$ ups)⁴ mostraron un repliegue hacia el oeste por fuera de las 50 millas manteniéndose cerca a costa entre Trujillo y Huacho.

Durante noviembre, en la sección oceanográfica de Paita se observó anomalías positivas de hasta $+1,0^{\circ}\text{C}$ sobre los 15 m de profundidad dentro de las 60 millas de la costa, asociada a la presencia de Aguas Ecuatoriales

¹Estado de Alerta "No activo": Corresponde a condiciones neutras o cuando el Comité ENFEN espera que El Niño o La Niña costeros están próximos a finalizar, para mayor información consultar a: http://www.imarpe.pe/imarpe/archivos/informes/imarpe_infco_nota_tecni01_enfen2015.pdf

²Región Niño 3.4: $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{W} - 120^{\circ}\text{W}$

³Subsidencia es el descenso del aire frío hacia la superficie terrestre



Superficiales. Frente a Chicama la columna de agua presentó condiciones normales tanto en temperatura como salinidad. Frente a Chimbote la aproximación de las ASS ocupó una capa de 40 m por fuera de las 25 millas de la costa.

Los caudales de los ríos de la costa presentaron valores que se encontraron por debajo del promedio histórico. Los reservorios en la costa norte y sur vienen operando, en promedio, al 22% y 35% de su capacidad hidráulica útil respectivamente, lo que representa una disponibilidad hídrica limitada.

La clorofila-a, indicador de la producción del fitoplancton, que es base de la cadena alimenticia en el mar, presentó un incremento en sus concentraciones principalmente en la costa centro-norte, alcanzando los niveles más altos desde el 2013 para la temporada.

La anchoveta presentó una amplia cobertura espacial, de Paita a San Juan de Marcona, alcanzando las 100 mn frente a Pimentel. En general, la estructura de tallas presentó un porcentaje de juveniles del 24%. Los índices reproductivos de anchoveta confirman la declinación del proceso principal de desove. Además se mantuvo la presencia de especies oceánicas como: bonito y barrilete asociada a la persistencia de las ASS frente a la costa central.

PERSPECTIVAS

Se prevé que la sexta onda Kelvin fría, continúe impactando en la costa norte durante el mes de diciembre, lo que contribuiría a mantener la anomalía negativa de la temperatura en la columna de agua frente a la costa norte. Para los siguientes meses, la mayoría de los modelos globales inicializados los primeros días de diciembre, continúan pronosticando condiciones neutras de la TSM para el Pacífico Central (región Niño 3.4) durante el verano 2016-2017. De igual forma para la región Oriental (Niño 1+2), los modelos globales continúan pronosticando condiciones neutras, aunque con una ligera tendencia a calentar, hasta fines del verano inclusive.

El Comité Multisectorial ENFEN, en base al juicio experto y al análisis de los pronósticos nacionales e internacionales y de las observaciones, mantiene la mayor probabilidad de ocurrencia (80%) que se presenten condiciones neutras en el Pacífico Oriental hasta finales del próximo verano (Tabla 1). Para el Pacífico Central (Tabla 2), se estiman como más probables las condiciones neutras (75%), seguidas por La Niña débil (20%).

El Comité Multisectorial ENFEN continuará informando sobre la evolución de las condiciones observadas y actualizando, mensualmente, la estimación de las probabilidades de las magnitudes de El Niño y La Niña en el Pacífico Oriental y en el Pacífico Central para el verano.

Comité Multisectorial ENFEN
Callao-Perú, 09 de diciembre de 2016

⁴Ups unidades prácticas de salinidad

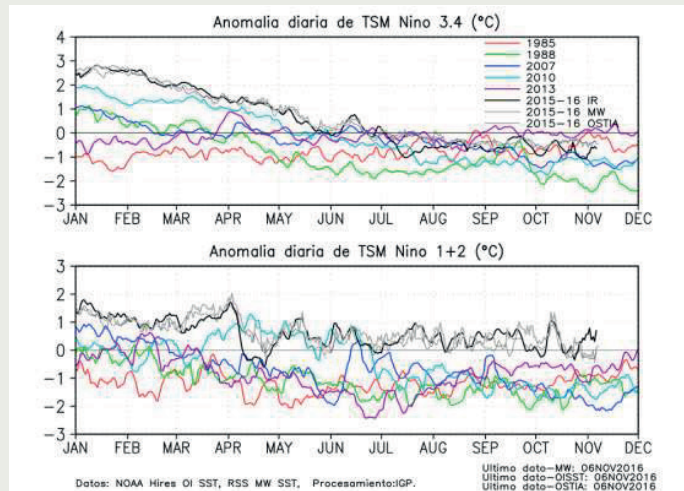


Figura 1. a) Series de tiempo de la anomalía diaria de la TSM en la región Niño 3.4 y en b) la región Niño 1+2. Las líneas en color negro (gruesa), gris y negro (fina) indican la evolución de la anomalía de la TSM en el presente año usando información infrarroja (IR), microondas (MW) y del producto OSTIA, respectivamente. Las líneas de color rojo, azul, celeste y verde, indican la evolución de la anomalía de la TSM para los años de La Niña costera 1985, 2007, 2010 y 1988.

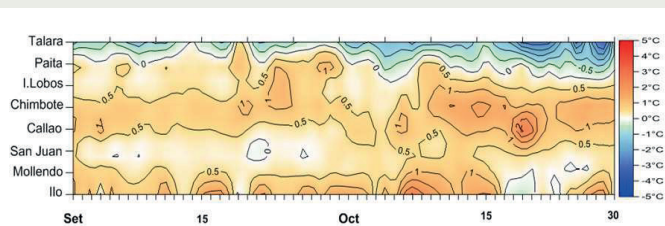


Figura 2. Diagrama Hovmöller de la evolución de la anomalía de la TSM a lo largo del litoral desde el 01 de setiembre al 31 de octubre 2016, en base a las observaciones diarias en las estaciones de la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN).

Tabla 1. Probabilidades Estimadas de las magnitudes de El Niño costero – La Niña costera en el verano 2016-2017 (diciembre 2016-marzo 2017)

Magnitud del evento durante Diciembre 2016-marzo 2017	Probabilidad de ocurrencia
La Niña moderado-fuerte	1%
La Niña débil	13%
Neutro	79%
El Niño débil	6%
El Niño moderado-fuerte-extraordinario	1%

Tabla 2. Probabilidades Estimadas de las magnitudes de El Niño – La Niña en el Pacífico Central en el verano 2016-2017 (diciembre 2016-marzo 2017)

Magnitud del evento durante Diciembre 2016-marzo 2017	Probabilidad de ocurrencia
La Niña moderado-fuerte	1%
La Niña débil	23%
Neutro	70%
El Niño débil	5%
El Niño moderado-fuerte-extraordinario	1%



© Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo IV Etapa, Ate, Lima, Perú
Central Telefónica: (511) 317 2300
<http://www.igp.gob.pe>

 <http://www.facebook.com/igp.peru>

 http://twitter.com/igp_peru

 https://www.youtube.com/c/igp_videos

En el marco del:

