

CONTRIBUCIÓN DE LAS ONDAS KELVIN A LAS ANOMALÍAS TÉRMICAS DE LAS AGUAS COSTERAS FRENTE AL PERÚ DURANTE EL NIÑO 2015 – 2016 Y EL NIÑO COSTERO 2017

CONTRIBUTION OF KELVIN WAVES TO THERMAL ANOMALIES IN COASTAL WATERS OFF PERU DURING EL NIÑO 2015/16 AND THE 2017 COASTAL EL NIÑO

Tony Anculle¹

Michelle Graco¹

Luis Vásquez¹

Walter García¹

Dimitri Gutiérrez¹

<https://doi.org/10.53554/boletin.v36i2.343>

RESUMEN

ANCULLE T, GRACO M, VÁSQUEZ L, GARCÍA W, GUTIÉRREZ D. 2021. *Contribución de las ondas Kelvin a las anomalías térmicas de las aguas costeras frente al Perú durante El Niño 2015 -2016 y el Niño Costero 2017. Bol Inst Mar Perú. 36(2): 362-384.*- Se analizó el efecto de los forzantes remotos (ondas Kelvin) y locales (vientos) sobre la estructura térmica de la columna de agua frente a la costa norte y centro de Perú para El Niño Costero 2017. Este escenario se comparó con El Niño 2015-2016. El análisis de los datos de la anomalía del nivel del mar y temperatura tanto en el Pacífico Ecuatorial como en la franja costera peruana, permitió estimar la velocidad de propagación de la onda atrapada a la costa durante ambos eventos. En base a los datos de temperatura subsuperficial en estaciones fijas costeras (≤ 100 m) ubicadas frente a Paita ($5,06^{\circ}\text{S}$), Chicama ($7,82^{\circ}\text{S}$) y Callao ($12,03^{\circ}\text{S}$) se determinó, para El Niño Costero 2017, anomalías de la temperatura en la capa superficial (<30 m) de hasta $+7^{\circ}\text{C}$ en el verano, asociadas principalmente al debilitamiento de los vientos alisios del sudeste y, en segundo lugar, al arribo de las ondas Kelvin de hundimiento. Por su parte, durante El Niño 2015-2016, que lo precedió, en las mismas estaciones y durante el verano se presentaron anomalías de temperatura de hasta $+6^{\circ}\text{C}$ en una capa sobre 100 m, pero solo asociado al arribo de las ondas Kelvin de hundimiento generadas en el Pacífico Ecuatorial. Los resultados muestran que durante El Niño Costero 2017, la variación de los vientos zonal y meridional frente al Golfo de Guayaquil y la costa norte de Perú guardaron estrecha relación con el calentamiento anómalo en la capa superficial. Se propone que los cambios durante los años 2015-2016 (El Niño 2015-2016, seguido de La Niña 2016), reflejados en la secuencia de ondas Kelvin de hundimiento y afloramiento, junto al debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Sur, contribuyeron a la generación de El Niño Costero 2017. Los resultados confirman la ubicación estratégica de las estaciones fijas costeras para el estudio de las manifestaciones oceanográficas de El Niño en el Pacífico Tropical Sudeste y, en particular destacan el área frente al Golfo de Guayaquil y a la costa norte de Perú como clave para monitorear la variabilidad de los vientos locales e identificar eventos similares a El Niño Costero 2017.

PALABRAS CLAVE: anomalías térmicas, ondas Kelvin, onda atrapada a la costa, vientos alisios del sudeste, El Niño Costero, Perú

ABSTRACT

ANCULLE T, GRACO M, VÁSQUEZ L, GARCÍA W, GUTIÉRREZ D. 2021. *Contribution of Kelvin waves to thermal anomalies in coastal waters off Peru during El Niño 2015/16 and the 2017 coastal El Niño. Bol Inst Mar Peru. 36(2): 362-384.*- This paper compares the effect of remote (Kelvin waves) and local (winds) forcing on the thermal structure of the water column during El Niño 2015/16 and the 2017 coastal El Niño. To do this, we analyzed sea level and temperature anomaly data both in the equatorial Pacific and in the Peruvian coastal strip to estimate the propagation speed of the coastal-trapped wave during both events. In summer, temperature anomalies in the surface layer (<30 m) of up to $+7^{\circ}\text{C}$ were determined for 2017 CEN mainly associated with the weakening of the southeasterly trade winds and, secondly, with the arrival of downwelling Kelvin waves. Information on subsurface temperature was obtained from fixed coastal stations (≤ 100 m) located off Paita (5.06°S), Chicama (7.82°S), and Callao (12.03°S). On the other hand, during the previous event, El Niño 2015/16, temperature anomalies of up to $+6^{\circ}\text{C}$ in a layer above 100 m occurred in the same stations (summer) but only associated with the arrival of downwelling Kelvin waves generated in the equatorial Pacific. The variation of zonal and meridional flow off the Gulf of Guayaquil and northern Peru were closely related to the anomalous warming in the surface layer. We propose that the changes during EN 2015/16 and La Niña 2016 (the occurrence of downwelling and upwelling Kelvin waves), together with the weakening of the South Pacific Anticyclone, contributed to the formation of 2017 CEN. Our results confirm that fixed coastal stations are strategically located for the study of the oceanographic manifestations of ENSO in the Southeast Tropical Pacific, especially in the area off the Gulf of Guayaquil and northern Peru. Also, they are key to monitor the variability of local winds and identify events similar to the 2017 CEN.

KEYWORDS: thermal anomalies, Kelvin waves, coastal-trapped waves, southeast trade winds, the coastal El Niño, Peru

¹ Instituto del Mar del Perú, Callao, Perú, IMARPE, Dirección General de Investigaciones en Oceanografía y Cambio Climático. tanculle@imarpe.gob.pe

1. INTRODUCCIÓN

El sistema de afloramiento costero peruano (SACP) se caracteriza por ser uno de los ecosistemas marinos de mayor productividad biológica (CHAVEZ *et al.*, 2008). Sin embargo, el SACP está expuesto al impacto periódico de eventos El Niño (BARBER & CHAVEZ, 1983; CHAVEZ *et al.*, 2008). Durante los eventos El Niño (EN) suele intensificarse la propagación de ondas Kelvin (OK) de hundimiento, debido a anomalías de los vientos del oeste (KESSLER & MCPHADEN, 1995; CRAVATTE *et al.*, 2003). Estas ondas se desplazan de oeste a este en el Pacífico Ecuatorial (PE), alcanzando la costa sudamericana con diferentes magnitudes (DEWITTE *et al.*, 2011, 2012; PIZARRO & MONTECINOS, 2005).

La OK de hundimiento se asocia a presencia de anomalías térmicas positivas, profundización de la termoclina y elevación del nivel del mar, mientras que la OK de afloramiento, generada por anomalías de viento del este en el PE, se manifiesta de manera inversa (MOSQUERA, 2014). La OK de hundimiento al impactar y propagarse frente a la costa sudamericana recibe el nombre de onda costera atrapada (OAC), la cual influye de manera negativa en la fertilidad del afloramiento costero y, en consecuencia, en la producción primaria del SACP (BARBER & CHÁVEZ, 1983; ECHEVIN *et al.*, 2014).

Entre abril 2015 y marzo 2016 se desarrolló un evento El Niño (EN 2015-2016; ENFEN, 2016a). Este fue considerado un evento cálido comparable a los eventos EN 1997-1998 y 1982-1983, alcanzando una magnitud fuerte en la primavera austral del 2015, según el Índice Costero El Niño (ICEN) y el Índice Oceánico El Niño (ONI), (ENFEN, 2016b; L'HEUREUX *et al.*, 2016). EN 2015-2016 se desarrolló asociado a pulsos de anomalías de viento del oeste en el PE Central, durante su propagación generó OK de hundimiento, provocó la profundización de la termoclina e incremento de la anomalía del nivel del mar (ANM) (MOSQUERA y DEWITTE, 2016; QUISPE *et al.*, 2021). Sin embargo, frente a la costa norte de Perú no ocasionó intensas lluvias o inundaciones (L'HEUREUX *et al.*, 2016; TAKAHASHI & MARTINEZ, 2017).

Durante diciembre 2016 y mayo 2017 se desarrolló El Niño Costero 2017 (ENC 2017), evento cálido que generó anomalías de TSM de +6 °C frente a la costa norte del Perú (ENFEN, 2017; ECHEVIN *et al.*, 2018; GARREAU *et al.*, 2018), comparables a los años 1997-1998 y 1982-1983 (PENG *et al.*, 2019), que, al igual que ENC 2017, dieron lugar a grandes precipitaciones e inundaciones en la costa norte del Perú. Este calentamiento habría estado asociado al debilitamiento de los vientos alisios del sudeste

1. INTRODUCTION

The Peruvian coastal upwelling system (PCUS) is characterized as one of the most biologically productive marine ecosystems (CHAVEZ *et al.*, 2008), although it is periodically impacted by El Niño events (BARBER & CHAVEZ, 1983; CHAVEZ *et al.*, 2008). During El Niño (EN), the propagation of downwelling Kelvin (KW) waves is usually intensified by westerly wind anomalies (KESSLER & MCPHADEN, 1995; CRAVATTE *et al.*, 2003). These waves move from west to east in the equatorial Pacific (EP), reaching the South American coast with different magnitudes (DEWITTE *et al.*, 2011, 2012; PIZARRO & MONTECINOS, 2005).

MOSQUERA (2014) indicates that the downwelling KW is associated with the presence of positive thermal anomalies, deepening of the thermocline, and sea-level rise. On the other hand, the upwelling KW, generated by easterly wind anomalies in the EP, manifests itself inversely (MOSQUERA, 2014). When the downwelling KW impacts and propagates off the South American coast, it is called a coastal-trapped wave (CTW), which has a negative influence on the fertility of the coastal upwelling and the primary production of the PCUS (BARBER & CHÁVEZ, 1983; ECHEVIN *et al.*, 2014).

El Niño 2015/16 (ENFEN, 2016a) occurred between April 2015 and March 2016. This event was similar to the EN 1997/98 and 1982/83, reaching a strong magnitude in spring 2015, according to the Coastal Niño Index (ICEN) and the Oceanic Niño Index (ONI) (ENFEN, 2016b; L'HEUREUX *et al.*, 2016) and associated with westerly wind anomaly pulses in the Central EP. During its propagation, it generated downwelling KW, thermocline deepening, and increased sea level anomaly (SLA) (MOSQUERA & DEWITTE, 2016; QUISPE *et al.*, 2021). Nevertheless, it did not cause heavy rainfall or flooding off northern Peru (L'HEUREUX *et al.*, 2016; TAKAHASHI & MARTINEZ, 2017).

The 2017 coastal El Niño (2017 CEN) occurred between December 2016 and May 2017. This warm event generated SST anomalies of +6 °C off northern Peru (ENFEN, 2017; ECHEVIN *et al.*, 2018; GARREAU *et al.*, 2018), which were similar to those of 1997/98 and 1982/83 (PENG *et al.*, 2019), resulting, like 2017 CEN, in heavy rainfall and flooding on the northern Peruvian coast. This warming would have been associated with the weakening of the southeasterly trade winds off central and northern Peru (GARREAU *et al.*, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018;

frente a la costa central y norte del Perú (GARREAUD *et al.*, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019), mientras que en el PE Central prevalecían TSM en el rango normal (GARREAUD *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). En el pasado habrían ocurrido otros eventos cálidos frente a la costa peruana de características similares, como el de 1891, 1925 (TAKAHASHI & MARTÍNEZ, 2017) y durante el invierno de 2008 (HU *et al.*, 2018).

El objetivo de este trabajo es comparar la relación de los forzantes remotos y locales con las anomalías térmicas en la columna de agua frente a la costa peruana durante los eventos EN 2015-2016 y ENC 2017, asociados a las OK en el PE y su extensión como OAC, así como a la variabilidad de los vientos zonales y meridionales en la franja costera peruana (FCP), respectivamente. Por otra parte, se evalúan algunas características de las OAC en base a la anomalía del nivel del mar (ANM) y a la anomalía térmica (AT), además de evaluar el monitoreo de las estaciones fijas como herramienta o indicador para el diagnóstico del impacto de estas ondas ecuatoriales.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Área de estudio: se analizaron los datos oceanográficos de tres estaciones fijas cercanas al litoral norte y central del Perú: estación fija Paita (EFP; 05°04'S y 81°16'W), estación fija Chicama (EFCh; 07°49'S y 79°41'W) y estación fija Callao (EFC; 12°02'S y 77°17'W), ubicadas a 7, 15 y 8 mn frente a Paita-Piura, Chicama- La Libertad y Callao, respectivamente, a una profundidad entre 90 y 100 m de la columna de agua (Fig. 1).

PENG *et al.*, 2019), while normal-range SST occurred in the central EP (GARREAUD *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). Other warm events off the Peruvian coast with similar characteristics would have been reported in 1891, 1925 (TAKAHASHI & MARTÍNEZ, 2017), and winter 2008 (HU *et al.*, 2018).

This work compares the relationship of remote and local forcings with thermal anomalies in the water column off the Peruvian coast during EN 2015/16 and 2017 CEN, associated with KWs in the PE and their extent as CTWs. Also, the variability of zonal and meridional flows in the Peruvian coastal strip (PCS) is analyzed. On the other hand, some characteristics of the CTWs are evaluated based on sea level anomaly (SLA) and thermal anomaly (TA), in addition to evaluating the monitoring of fixed stations as a tool or indicator for the diagnosis of the impact of these equatorial waves.

2. MATERIAL AND METHODS

Study area: we analyzed oceanographic data from three fixed stations near northern and central Peru: a fixed station at Paita (EFP; 05°04'S and 81°16'W), a fixed station at Chicama (EFCh; 07°49'S and 79°41'W), and a fixed station at Callao (EFC; 12°02'S and 77°17'W), located at 7, 15, and 8 nm off Paita-Piura, Chicama- La Libertad, and Callao, respectively, at a depth between 90 and 100 m from the water column (Fig. 1).

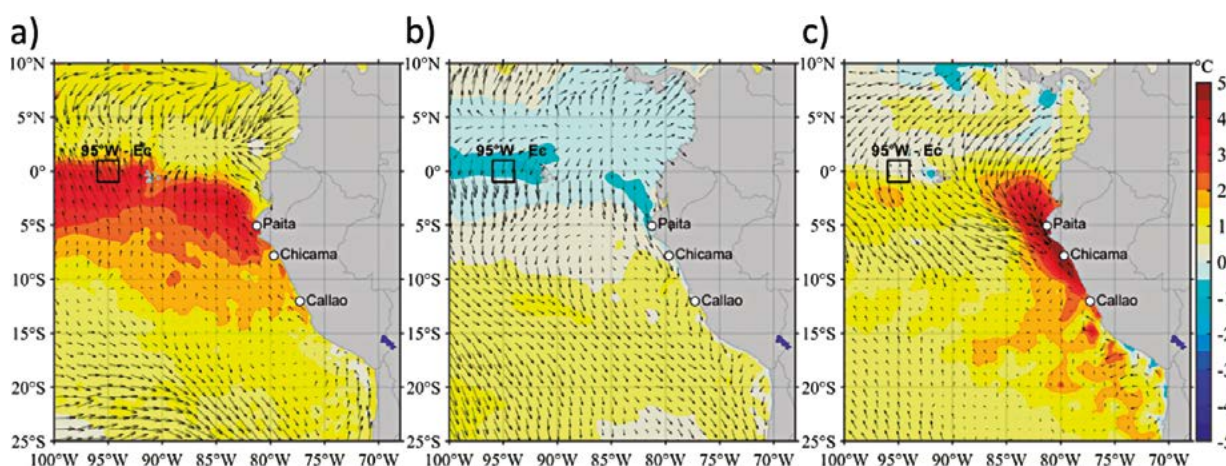


Figura 1.- Ubicación de las estaciones fijas Paita, Chicama, Callao y el cuadrante a 95°W-0° que se toma como referencia para calcular la señal de OK en el PE Oriental. Se superpone la anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) de OSTIA (color) y anomalía del viento con ASCAT (vectores) para a) octubre 2015, b) promedio de septiembre a diciembre de 2016, c) marzo 2017

Figure 1. Location of the fixed stations at Paita, Chicama, Callao, and the quadrant at 95°W-0°, taken as reference to estimate the KW signal in the Eastern EP. Superimposed sea surface temperature anomaly (SSTA) from OSTIA (color) and wind anomaly with ASCAT (vectors): a) October 2015, b) average from September to December 2016, c) March 2017

Datos: el monitoreo en cada estación fija registró datos verticales de temperatura, salinidad y oxígeno mediante un perfilador *Conductivity-Temperature Depth* (CTD), a resolución de un metro desde la superficie hasta 90-100 m de profundidad. La frecuencia del monitoreo no fue homogénea, sino se realizó aproximadamente de forma quincenal, aunque durante los eventos cálidos, la frecuencia cambió a semanal en la EFP. El monitoreo en la EFP empezó en abril 2014, en la EFCh en enero 2015, y en la EFC en agosto 2015. Para el cálculo de las climatologías de temperatura en esas estaciones se tomó en cuenta la información histórica de temperatura en la EFP (1994-2010; ANCULLE *et al.*, 2015) y en la EFC (1993-2010), así como la información de cruceros alrededor de EFCh (1990-2010).

También se utilizaron datos diarios de anomalía del nivel del mar de *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS) en la franja del Pacífico Ecuatorial (2°N-2°S) y frente a la costa de Perú (0°-20°S, 85°W-70°W) con una resolución de 0,25°, el cual combina todas las misiones de altímetro para la generación de dicho producto (1993-2018; <http://marine.copernicus.eu>).

Además, se manejaron datos diarios de viento satelital proveniente del escaterómetro ASCAT del IFREMER (*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*) a la resolución de 0,25° y a 10 m sobre la superficie del mar (2008-2018). Los datos de temperatura superficial del mar (TSM) provienen de OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis*) en su versión OSTIA-UKMO-L4-GLOB-v2.0 (2007-2018), la cual incluye tanto información satelital como *in situ* de barcos y boyas (<http://ghrsst-pp.metoffice.gov.uk/ostia-website/index.html>). Por último, se utilizó datos de temperatura de los flotadores ARGO, los cuales se encuentran a la deriva, y de las boyas TAO/TRITON en el PE. Estos flotadores brindan información de temperatura desde la superficie hasta 2000 m con alta resolución en la vertical y con frecuencia de 5 a 10 días (<https://argo.ucsd.edu/>), mientras que, las boyas TAO/TRITON brindan información diaria a profundidades estándares desde superficie hasta 500 m en el PE (<https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdel/>).

Teorema de Fourier y Transformada de Fourier de series de tiempo: se aplicó la transformada de Fourier a las series de tiempo de temperatura para cada profundidad y estación fija, lo cual permitió observar periodos significativos de doce, seis, cuatro y tres meses, además de establecer funciones armónicas que definieron la climatología de temperatura, en nuestro caso para la EFP (Ecuación 1), y la EFCh y EFC (Ecuación 2).

Data: vertical data on temperature, salinity, and oxygen were recorded at each fixed station using a *Conductivity-Temperature Depth* (CTD) profiler, at a resolution of one meter from the surface to depths of 90-100 m. The frequency of monitoring was not homogeneous but was carried out about every fortnight. However, in the EFP, during the warm events, the frequency changed to weekly. Monitoring in the EFP began in April 2014, in the EFCh in January 2015, and in the EFC in August 2015. Historical temperature information at EFP (1994-2010; ANCULLE *et al.*, 2015) and EFC (1993-2010), as well as information from cruises around EFCh (1990-2010), were used to estimate the temperature climatologies at these stations.

We also used daily sea level anomaly data from *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS) in the Equatorial Pacific fringe (2°N-2°S) and off the Peruvian coast (0°-20°S, 85°W-70°W) with a resolution of 0.25°. This data combines all altimeter missions for the generation of this product (1993-2018; <http://marine.copernicus.eu>).

Furthermore, we used daily satellite wind data from the IFREMER's (*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*) ASCAT scatterometer at 0.25° resolution and 10 m above the sea surface (2008-2018), while sea surface temperature (SST) data came from OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis*) in its version OSTIA-UKMO-L4-GLOB-v2.0 (2007-2018), which includes both satellite and *in situ* information from ships and buoys (<http://ghrsst-pp.metoffice.gov.uk/ostia-website/index.html>). Finally, temperature data from drifting ARGO floats and TAO/TRITON buoys in the EP were used; the first provides temperature data from the surface to 2000 m with high vertical resolution and a frequency of 5 to 10 days (<https://argo.ucsd.edu/>), while the latter provides daily data at standard depths from the surface to 500 m (<https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdel/>).

Fourier's Theorem and Fourier Transform of time series: the Fourier transform was applied to the temperature time series for each depth and fixed station. This allowed us to observe significant periods of twelve, six, four, and three months, as well as to establish harmonic functions that defined the temperature climatology, in our case for the EFP (Equation 1), and the EFCh and EFC (Equation 2).

$$T = b_0 + b_1 \cos\left(\frac{2\pi}{P}t\right) + b_2 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{P}t\right) + b_3 \cos\left(\frac{2\pi}{P/2}t\right) + b_4 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{P/2}t\right) + b_5 \cos\left(\frac{2\pi}{P/3}t\right) + b_6 \cos\left(\frac{2\pi}{P/4}t\right)$$

(Ecuación 1)

(Equation 1)

$$T = b_0 + b_1 \cos\left(\frac{2\pi}{P}t\right) + b_2 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{P}t\right) + b_3 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{P/2}t\right)$$

(Ecuación 2)

(Equation 2)

Donde T es la temperatura en °C, t es el tiempo en días, P = 365 días y b0, b1, ..., b6 los coeficientes a calcular.

Where T is the temperature in °C, t is the time in days, P = 365 days, and b0, b1, ..., b6 are the coefficients to be estimated.

Ajuste por mínimos cuadrados a funciones armónicas: para cada profundidad y estación fija se realizó el ajuste por mínimos cuadrados de los datos de temperatura a los días del año mediante el uso de las funciones armónicas anteriormente calculadas. Esto permitió determinar los coeficientes que definen las funciones climatológicas de temperatura diaria (RIDGWAY *et al.*, 2002). La Tabla 1 (a, b, c) muestra los coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados para cada profundidad de las tres estaciones fijas, indicando los armónicos significativos por cada nivel de profundidad.

Adjustment by least squares to harmonic functions: we performed a least-squares adjustment of the temperature data to the days of the year for each depth and fixed station by using the previously estimated harmonic functions. The coefficients defining the daily temperature climatological functions were determined (RIDGWAY *et al.*, 2002). Table 1 (a, b, c) shows the coefficients of the least-squares adjustment for each depth of the three fixed stations, indicating the significant harmonics for each depth level.

Tabla 1.- Coeficientes del ajuste por mínimos a cuadros a funciones armónicas para cada profundidad para las ecuaciones 2 y 3 en la a) EFP, b) EFCh y c) EFC

Table 1. Coefficients of the least squares adjustment to harmonic functions for each depth for equations 2 and 3 in a) EFP, b) EFCh, and c) EFC

(a)

	T 0m		T 10m		T 25m		T 60m		T 100m	
	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v
b ₀	18,47	0	17,99	0	17,28	0	16,01	0	15,08	0
b ₁	1,38	0	1,2	0	0,93	0	0,48	0	0,31	0
b ₂	2,13	0	2,01	0	1,66	0	0,89	0	0,23	0,01
b ₃	-0,28	0,03	-0,29	0,02	-0,18	0,15				
b ₄	0,71	0	0,66	0	0,4	0				
b ₅	-0,49	0	-0,44	0	-0,26	0,03				
b ₆	-0,21	0,1	-0,2	0,1	-0,12	0,31				
R ²		0,42		0,39		0,29		0,11		0,03

(b)

	T 0m		T 10m		T 20m		T 30m		T 40m		T 50m		T 60m		T 70m		T 80m		T 90m		T 100m	
	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v
b ₀	18,89	0	18,16	0	17,2	0	16,41	0	15,81	0	15,47	0	15,22	0	15,07	0	14,88	0	14,71	0	14,57	0
b ₁	0,73	0	0,26	0,39	-0,38	0,22	-0,6	0,01	-0,62	0	-0,58	0	-0,56	0	-0,55	0	-0,54	0	-0,52	0	-0,51	0
b ₂	2,49	0	1,92	0	1,38	0	1	0	0,67	0	0,6	0	0,55	0	0,55	0	0,56	0	0,53	0	0,53	0
b ₃	0,71	0	0,38	0,22	0,08	0,78																
R ²		0,62		0,37		0,2		0,17		0,17		0,18		0,19		0,21		0,22		0,23		0,23

(c)

	T 0m		T 5m		T 10m		T 20m		T 30m		T 40m		T 50m		T 60m		T 70m		T 80m		T 90m	
	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v	Coef	p-v
b ₀	17,23	0	16,52	0	15,96	0	15,39	0	15,04	0	14,83	0	14,66	0	14,55	0	14,45	0	14,36	0	14,27	0
b ₁	1	0	0,48	0					-0,25	0,05	-0,27	0,03	-0,28	0,02	-0,27	0,02	-0,25	0,03	-0,24	0,03	-0,23	0,03
b ₂	1,28	0	0,99	0	0,78	0	0,63	0	0,6	0	0,6	0	0,6	0	0,58	0	0,55	0	0,52	0	0,5	0
b ₃	0,55	0	0,41	0	0,31	0,03	0,29	0,03														
R ²		0,52		0,36		0,19		0,16		0,15		0,16		0,17		0,17		0,16		0,15		0,15

Interpolación vertical de los perfiles: una vez establecidas las climatologías diarias a las profundidades de 0, 10, 25, 60 y 100 m (EFP), 0 a 100 m cada 10 m (EFCh) y 0 a 90 cada 10 m (EFC), se procedió a realizar una interpolación en la vertical de 0 a 100 m (EFP y EFCh) y de 0 a 90 m (EFC), con resolución de un metro. La interpolación vertical se realizó utilizando la versión modificada del algoritmo de REINIGER & ROSS (1968), que se basa en una interpolación parabólica utilizando el polinomio de Lagrange de orden dos. Esto permitió obtener una grilla de climatología diaria entre 0 y 90-100 m para cada estación fija. A partir de los datos observados y las climatologías calculadas, se obtuvo las AT para cada fecha.

Climatologías de nivel del mar, viento y temperatura superficial del mar (OSTIA): a partir de los datos diarios de anomalía de nivel del mar de CMEMS (1993 - 2010), viento de ASCAT (2008-2018) y TSM-OSTIA (2007 - 2018) frente a Perú (100°W-70°W, 10°N-25°S) y en el PE (120°E-80°W, 2°N-2°S), se calcularon los promedios mensuales que luego fueron interpolados con una función *spline* a una resolución diaria. De esta manera se obtuvo la climatología diaria para las tres variables mencionadas y se calcularon las respectivas anomalías.

Cálculo de la anomalía de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial: en base a los perfiles de temperatura de los flotadores ARGO y de las boyas TAO-TRITON, del 2015 al 2017. se calculó la profundidad de la isoterma de 20 °C para cada flotador o boya en la región de 120°E-80°W y 2°N-2°S, considerada un indicador de la termoclina ecuatorial (McPHADEN & HAYES, 1990). Luego se calculó la diferencia con respecto a la climatología diaria de la isoterma de 20 °C, generada a partir de los datos mensuales de temperatura de GODAS (*Global Ocean Data Assimilation System*; BEHRINGER & XUE, 2004), con el fin de obtener la anomalía de profundidad de esa isoterma (AZT20). Para graficar los diagramas Hovmöller de la AZT20 (Fig. 6a) se siguió la metodología en base a los flotadores ARGO descrita por APARCO *et al.* (2014).

Comparación entre las anomalías térmicas, anomalía del nivel del mar y anomalía de viento: se determinaron las grillas diarias de anomalía de nivel del mar (ANM) para el PE. Se calcularon las anomalías de ANM, de la componente meridional del viento (AVM), de la componente zonal del viento (AVZ) y de la TSM (ATSM) frente a Perú. A partir de dichos campos se elaboraron los diagramas Hovmöller de ANM en el PE y en la FCP, esta última comprendiendo los 0°-20°S y los 110 km frente a la costa (Fig. 2b). Se aplicó un filtro pasa banda de 10 y 120 días a los campos de ANM y de ATSM, que permitió extraer la variabilidad intraestacional de la ANM (OK y forzante local debido

Vertical interpolation of profiles: a vertical interpolation was performed from 0 to 100 m (EFP and EFCh) and from 0 to 90 m (EFC), with a resolution of one meter, after establishing the daily climatologies at the depths of 0, 10, 25, 60, and 100 m (EFP), 0 to 100 m every 10 m (EFCh), and 0 to 90 m every 10 m (EFC). The vertical interpolation was performed using the modified version of the REINIGER & ROSS (1968) algorithm, which is based on a parabolic interpolation using the Lagrange second-degree polynomial. Thus, a daily climatology grid between 0 and 90-100 m was obtained for each fixed station. The TA for each date was obtained from the observed data and the calculated climatologies.

Sea level, wind, and sea surface temperature climatologies (OSTIA): monthly averages were estimated based on daily sea level anomaly data from CMEMS (1993 - 2010), wind from ASCAT (2008 - 2018), and SST-OSTIA (2007-2018) off Peru (100°W-70°W, 10°N-25°S) and in the EP (120°E-80°W, 2°N-2°S). Then, they were interpolated with a spline function to a daily resolution; thus, the daily climatology was obtained for the three variables mentioned above and the respective anomalies were calculated.

Estimate of the thermocline anomaly in the Equatorial Pacific: we estimated the depth of the 20 °C isotherm for each float or buoy in the region of 120°E-80°W and 2°N-2°S, which is considered an indicator of the equatorial thermocline (McPHADEN & HAYES, 1990). To do this, the temperature profiles of the ARGO floats and TAO-TRITON buoys between 2015 and 2017 were considered. Then, we calculated the difference over the daily climatology of the 20 °C isotherm, generated from the monthly temperature data of GODAS (*Global Ocean Data Assimilation System*; BEHRINGER & XUE, 2004), to obtain the depth anomaly of that isotherm (AZT20). The methodology based on ARGO floats described by APARCO *et al.* (2014) was used for plotting the Hovmöller diagrams of AZT20 (Fig. 6a).

Comparison between thermal anomalies, sea level anomaly, and wind anomaly: daily sea level anomaly (SLA) grids were determined for the EP. The SLA, meridional wind component (MWa), zonal wind component (ZWa), and SST (SSTA) anomalies off Peru were estimated. Hovmöller diagrams of SLA in the EP and PCS, the latter covering 0°-20°S and 110 km offshore, were produced (Fig. 2b). A 10- and 120-day bandpass filter was applied to the SLA and SSTA fields, which allowed extracting the intraseasonal

al viento) con la finalidad de analizar la dinámica de las OK, OAC y los vientos en la FCP (DEWITTE *et al.*, 2011) (Fig. 2c). Luego se calculó la correlación cruzada de la ANM intraestacional (ANMi) en la zona oriental del ecuador ($95^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$) con la ANMi en la FCP ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ y de 0 a 110 km frente a la costa) para cada latitud y cada distancia paralela a la costa (en km) entre 0° y 20°S en los periodos 1993-2018, EN 2015-2016 y ENC 2017 (Fig. 3). Ello permitió calcular el desfase entre la señal de la OK en el PE y la OAC en la FCP, además de calcular la velocidad de propagación de la OAC y la distancia de recorrido mediante un ajuste por mínimos cuadrados. De manera similar a la ANMi se calculó los campos de ATSM intraestacional (ATSMi) y su correlación con las AT intraestacional en superficie (0 – 5 m) de las estaciones fijas, pero solo para las fechas donde se contaba con información *in situ* de las estaciones fijas (Fig. 5).

Para analizar la variabilidad intraestacional de la AT (ATi) de la columna de agua en las estaciones fijas (resolución ~ 7 a 15 días), primero se realizó una interpolación lineal a cada profundidad con lo cual se obtuvo datos a una resolución diaria; en segundo lugar, se restó a dichas series una media móvil de 120 días, calculadas a partir de las series de AT interpoladas diarias, lo cual es similar a aplicar un filtro pasa alto de 120 días (Fig. 6b, c, d). También se calculó la correlación cruzada entre la señal de AZT20 en $95^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$ versus la señal de la AT intraestacional (ATi) en las estaciones fijas a diferentes profundidades. El análisis permitió calcular la profundidad de máxima correlación entre las series de tiempo de ANMi y las ATi, es decir la profundidad de máxima influencia de la OK en la capa subsuperficial (Fig. 7a, b).

Los campos diarios de AVM y AVZ se correlacionaron con la ANMi y ATSMi aproximadamente frente a Paita ($82^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}$ y $4^{\circ}\text{S}-6^{\circ}\text{S}$) debido a que dicha zona es la más sensible a la alta variabilidad oceanográfica asociado al forzamiento remoto (Fig. 6), con el objetivo de identificar las zonas de mayor influencia de la anomalía de los vientos sobre la ANMi y ATSMi durante ENC 2017 (Fig. 8).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS KELVIN Y DE LAS OAC EN EL NIVEL DEL MAR

En la figura 2b se muestran los diagramas Hovmöller de ANM en el PE ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ y $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$) y de la FCP ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ y de 0 a 110 km). Durante EN 2015-2016, se observó la propagación de hasta al menos seis pulsos de ANM positivas a lo largo del PE con valores de hasta +32 cm (flechas negras de A1-A6) mencionadas

variability of the SLA (KW and local forcing due to wind) to analyze the dynamics of KW, CTW, and winds in the PCS (DEWITTE *et al.*, 2011) (Fig. 2c). Then, we estimated the cross-correlation of the intraseasonal SLA (SLAi) in the eastern equatorial zone ($95^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$) with the SLAi in the PCS ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ and from 0 to 110 km offshore) for each latitude and each parallel distance to the coast (in km) between 0° and 20°S between 1993-2018, EN 2015/16, and 2017 CEN (Fig. 3). This allowed us to calculate the lag between the KW signal at the EP and the CTW at the PCS, as well as to estimate the propagation velocity of the CTW and the travel distance using a least-squares adjustment. Also, the SSTAi fields and their correlation with the surface (0-5 m) stations were calculated, but only for the dates where *in situ* information from the fixed stations was available (Fig. 5).

A linear interpolation at each depth was performed to analyze the intraseasonal variability of the TA (TAi) in the water column at the fixed stations (resolution ~ 7 to 15 days), resulting in data at daily resolution. Then, a 120-day moving average, calculated from the daily interpolated TA series, was subtracted from these series, which is similar to applying a 120-day bandpass filter (Fig. 6b, c, d). The cross-correlation between the AZT20 signal at $95^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$ versus the TAI signal at the fixed stations at different depths was also calculated. The analysis allowed us to determine the depth of maximum correlation between the SLAi and TAI time series, i.e., the depth of maximum influence of the KW in the subsurface layer (Fig. 7a, b).

The daily MWa and ZWa fields were correlated with the SLAi and SSTAi approximately off Paita ($82^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}$ and $4^{\circ}\text{S}-6^{\circ}\text{S}$) since this is the most sensitive zone to the high oceanographic variability associated with remote forcing (Fig. 6). We aimed to identify the areas of greatest influence of the wind anomaly on the SLAi and SSTAi during 2017 CEN (Fig. 8).

3. RESULTS AND DISCUSSION

KELVIN WAVES AND CTWs PROPAGATION AT SEA LEVEL

Figure 2b shows the Hovmöller diagrams of SLA in the EP ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ and $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$) and the PCS ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ and from 0 to 110 km). During EN 2015/16, the propagation of up to at least six positive SLA pulses was observed along the EP with values up to +32 cm (black arrows from A1-A6), as mentioned by

por MOSQUERA & DEWITTE (2016) y que estuvieron asociadas con anomalías de esfuerzo de viento zonal (AEVZ) del oeste (Fig. 2a, b, c); sin embargo, QUISPE *et al.* (2021) observaron hasta siete pulsos de ANM en el PE. Estos pulsos continuaron su propagación sobre la FCP hasta $\sim 20^{\circ}\text{S}$, con valores de hasta +24 cm, confirmando el arribo de hasta seis OK de hundimiento y su posterior propagación frente a la costa peruana como OAC. Entre abril y diciembre de 2016 se observó la propagación de ANM negativas en el PE con valores de hasta -8 cm (flechas purpura en la figura 2a, B1-B6), indicando la propagación de OK de afloramiento, continuando en la FCP como OAC de afloramiento, con valores de hasta -4 cm en el primer y quinto pulso (B1 y B5 hasta los 19°S) y los restantes de menor magnitud, alcanzando los $\sim 12^{\circ}\text{S}$.

MOSQUERA & DEWITTE (2016), and were associated with westerly zonal wind stress anomalies (ZWSA) (Fig. 2a, b, c). Nonetheless, QUISPE *et al.* (2021) observed up to seven SLA pulses in the EP, whose propagation continued over the PCS up to $\sim 20^{\circ}\text{S}$, with values up to +24 cm, confirming the arrival of up to six downwelling KWs and their later propagation off the Peruvian coast as CTWs. The propagation of negative SLA was observed between April and December 2016 in the EP, with values up to -8 cm (purple arrows in Figure 2a, B1-B6), indicated the propagation of upwelling KW, continuing over the PCS as upwelling CTW, with values up to -4 cm in the first and fifth pulses (B1 and B5 up to 19°S) and the remaining smaller magnitude ones, reaching $\sim 12^{\circ}\text{S}$.

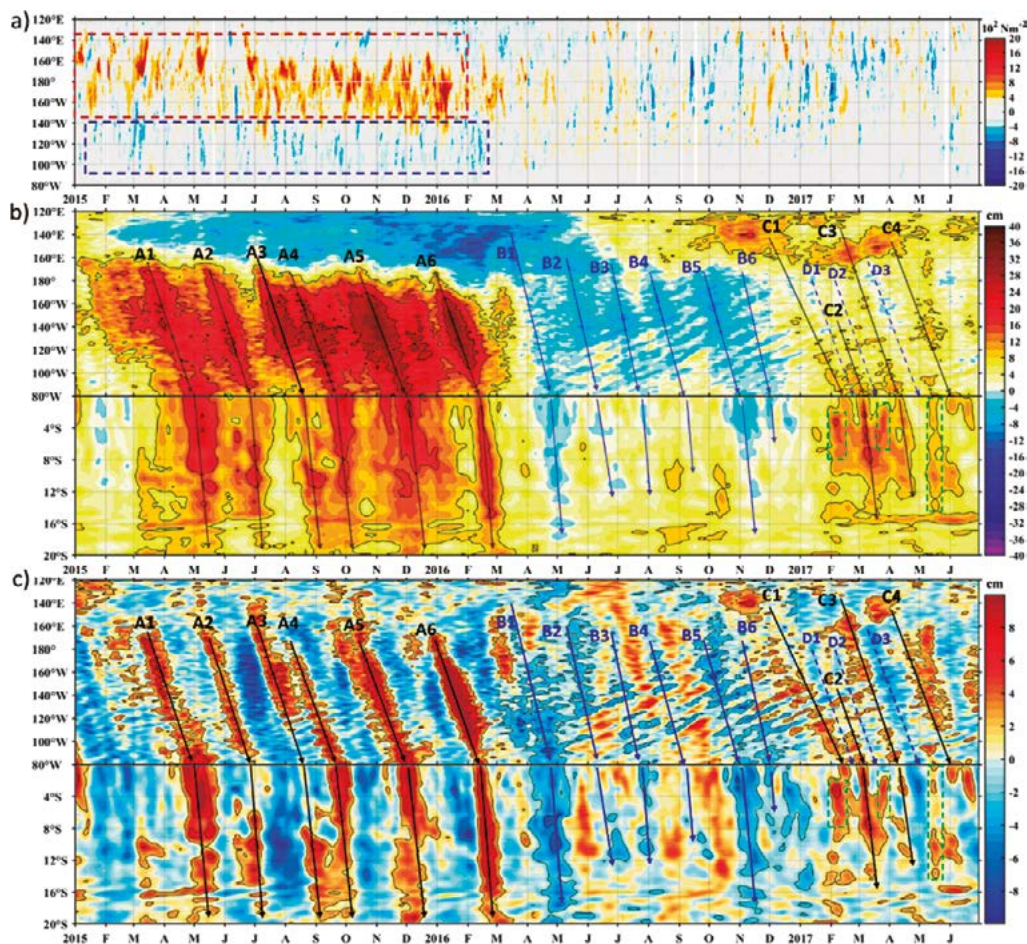


Figura 2.- Diagrama Hovmöller de a) anomalía de esfuerzo de viento zonal (10^2 N m^{-2}) a lo largo del Pacífico Ecuatorial ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ y $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$); los rectángulos rojo y azul indican pulsos de anomalía de esfuerzo de viento del oeste y del, respectivamente; b) anomalía del nivel del mar (cm); c) anomalía del nivel del mar intraestacional (filtro pasa banda entre 10 y 120 días, en cm) a lo largo del Pacífico Ecuatorial ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ y $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$), figura superior, y frente a la costa peruana ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ y de 0 a 110 km), figura inferior. Las flechas de color negro indican las OK-OAC de hundimiento y las flechas de color azul indican OK-OAC de afloramiento entre enero 2015 y julio 2017

Figure 2. Hovmöller diagram of a) zonal wind stress anomaly (10^2 N m^{-2}) along the Equatorial Pacific ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ and $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$). Red and blue rectangles indicate westerly and southerly wind stress anomaly pulses, respectively; b) sea level anomaly (cm); c) intraseasonal sea level anomaly (10- to 120-day bandpass filter, in cm) along the equatorial Pacific ($120^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ and $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$), upper figure, and off the Peruvian coast ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$ and 0 to 110 km), lower figure. Black arrows indicate downwelling KW-CTW and blue arrows indicate upwelling KW-CTW between January 2015 and July 2017

En el transcurso del ENC 2017 (diciembre 2016 a mayo 2017; ENFEN, 2017) se detectó anomalías de esfuerzo del viento zonal (AEVZ) del oeste y este en el PE Occidental y Central (120°E–150°W) con valores entre -800 y +800 N.m⁻², de menor intensidad respecto al periodo EN 2015-2016 (+1800 N.m⁻², Fig. 2a), en donde predominaron pulsos del oeste, generando OK de hundimiento. Por otro lado, la reflexión de OK cálidas en el este del PE durante EN 2015-2016 generó ondas Rossby que se propagaron hacia el oeste en el Pacífico (con mayor intensidad entre 4°S–6°S y 4°N–6°N, figura no mostrada), las cuales al reflejarse en el límite occidental generaron nuevamente OK cálidas (octubre 2016-abril 2017). En consecuencia, debido a la reflexión de ondas Rossby cálidas en el límite occidental y las AEVZ del oeste en el PE Occidental-Central en este período, se observó el desplazamiento de hasta cuatro pulsos de ANM positivas débiles en el PE, significativamente menores en magnitud respecto al período EN 2015-2016, ya que los valores máximos fueron de +10 cm (flechas negras, C1-C4). El primer pulso de ANM se detectó al oeste de 160°E y este de 160°W en diciembre 2016 y enero de 2017, respectivamente y arribó al extremo oriental del PE y a la costa norte a mediados de febrero 2017. El segundo, tercero y cuarto pulsos, arribaron a inicios de marzo, inicios de abril y fines de mayo, respectivamente. El primer pulso no generó una clara propagación en la FCP y más bien se observó la ocurrencia de ANM positivas entre 0° y 6°S (+10 cm), debido a procesos de mesoescala frente a la costa norte. El segundo y tercer pulsos de ANM sí se propagaron a lo largo de la franja costera hasta ~16°S y ~12°S, respectivamente, mostrando valores de hasta +16 cm para el segundo pulso, mientras que el cuarto pulso no generó una propagación en la FCP (Fig. 2b). PENG *et al.* (2019) y ECHEVIN *et al.* (2018) también mostraron estos tres primeros pulsos de ANM positivos, entre febrero y abril de 2017, generados por anomalías de viento del oeste en el PE, mientras que GALDÓS y MOSQUERA (2019) mostraron tres pulsos de ANM entre febrero y mayo de 2017 en el PE.

Para el mismo periodo se detectó anomalías de esfuerzo de viento del este en el PE Central (entre enero y marzo 2017 al oeste de 140°W), las cuales habrían generado OK de afloramiento débiles que se propagaron a lo largo del PE con ANM entre -2 y +2 cm (flechas discontinuas azules D1, D2 y D3). Cabe indicar que las OK de afloramiento (B1–B6, de marzo a diciembre 2016) al arribar al extremo oriental debieron dar origen a ondas Rossby de afloramiento, las cuales, al propagarse al oeste pudieron interferir y amortiguar la propagación de las OK de hundimiento señaladas más arriba. Esto explicaría la débil manifestación de las OK de hundimiento en el PE Central y Central –

During 2017 CEN (December 2016 to May 2017; ENFEN, 2017) westerly and easterly zonal wind stress anomalies (ZWSA) were detected in the Western and Central EP (120°E - 150°W) with values between -800 and +800 N.m⁻², which were of lower intensity compared to EN 2015/16 (+1800 N.m⁻², Fig. 2a), where westerly pulses predominated, generating downwelling KW. The warm KW in the east of the EP during EN 2015/16 reflected into Rossby waves that propagated westward in the Pacific (with greater intensity between 4°S–6°S and 4°N–6°N, figure not shown), which upon reflection at the western boundary again generated warm KW (October 2016 - April 2017). Thus, given the reflection of warm Rossby waves at the western boundary and westerly ZWSA in the West-Central EP, up to four weak positive SLA pulses were observed moving across the EP, significantly weaker in magnitude compared to the EN 2015/16 period, as the maximum values were +10 cm (black arrows, C1-C4). The first SLA pulse was detected west of 160°E and east of 160°W in December 2016 and January 2017, respectively, and arrived at the eastern end of the EP and the north coast in mid-February 2017. The second, third, and fourth pulses arrived in early March, early April, and late May, respectively. The first pulse did not generate a clear propagation in the PCS and the occurrence of positive SLA was observed between 0° and 6°S (+10 cm), resulting from mesoscale processes off the north coast. The second and third SLA pulses did propagate along the coastal strip up to ~16°S and ~12°S, respectively, showing values up to +16 cm for the second pulse, while the fourth pulse did not generate propagation in the PCS (Fig. 2b). PENG *et al.* (2019) and ECHEVIN *et al.* (2018) also showed these first three positive SLA pulses, between February and April 2017, generated by westerly wind anomalies in the EP, while GALDÓS & MOSQUERA (2019) showed three SLA pulses in the EP between February and May 2017.

Easterly wind stress anomalies were detected in the Central EP during the same period (between January and March 2017 west of 140°W). These anomalies would have generated weak upwelling KWs that propagated along with SLA between -2 and +2 cm (blue dashed arrows D1, D2, and D3) in the EP. The upwelling KWs (B1–B6, March to December 2016) arriving at the eastern end must have reflected into upwelling Rossby waves, which, as they propagated westward, could have interfered with and damped the propagation of the aforementioned upwelling KWs. This would explain the weak magnitude of the downwelling KWs in the Central and Central-Eastern EP,

Oriental, mientras que fueron más evidentes en el PE Occidental (120°E-160°E) y Oriental (120°W-80°W).

Por otro lado, las ANM registradas en la FCP fueron superiores en magnitud o no se desarrollaron a continuación respecto a lo observado en el PE, lo cual hace suponer que al menos algunas de estas ANM en la FCP no fueron consecuencia directa del forzante remoto. Además, en la FCP se observó ANM positivas a inicios de febrero y la segunda quincena de marzo (rectángulos en verde en la figura 2b, c), los cuales no mostraron relación con el arribo de los cuatro pulsos de ANM en el PE descritos anteriormente, por lo cual se debe analizar el forzante local para explicar la presencia de estas ANM positivas. Se debe tener en cuenta que a escala intraestacional la variabilidad oceanográfica del FCP obedece al forzante remoto (OK) y también al forzante local, como pulsos de vientos en diferentes frecuencias (DEWITTE, 2011).

El análisis de correlación cruzada de la ANMi entre la zona ecuatorial a 95°W y la FCP para el periodo 1993 a 2018 mostró, en promedio, mayor correlación en la zona norte ($r = 0,40 - 0,55$; $p < 0,05$, entre 0° y 8°S) que hacia el sur ($r = 0,30$; $p < 0,05$, entre 10°S y 18°S) indicando la mayor influencia del forzante remoto en la zona norte y centro de la costa peruana y, menor influencia en la zona sur (Fig. 3a). En general, la disminución de la influencia del forzante remoto en la zona sur de la FCP es explicada por la variabilidad de mesoescala (CHAIGNEAU *et al.*, 2009) y de los vientos locales (ECHEVIN *et al.*, 2014; DEWITTE *et al.*, 2011). El tiempo de desfase entre 95°W y el extremo norte, así como el tiempo con el extremo sur de la FCP (0° y 20°S) fue de ~5 y ~17 días, respectivamente, mientras que el desfase de la señal en la ubicación de las estaciones fijas EFP (5,06°S-81,26°W), EFCh (7,82°S-79,68°W) y EFC (12,03°S-77,28°W) fue de ~9, ~11 y ~12 días, respectivamente (Fig. 3a). A partir de este análisis se deduce que la señal de la ANMi tarda ~12 días en recorrer la FCP (asumiendo desde 0° hasta 20°S), con una velocidad promedio de ~2,64 ms⁻¹. Esta velocidad es cercana pero superior a la calculada también por ECHEVIN *et al.* (2014), quienes determinaron un valor de ~2,48 ms⁻¹ para el periodo de 2001 a 2006.

La correlación cruzada de ANMi entre 95°W y FCP durante EN 2015-2016 indicó valores de 0,75 a 0,60 ($p < 0,05$) entre 0° y 20°S, con disminución de norte a sur. Esto indicó que durante EN 2015-2016 toda la FCP estuvo más influenciada por el forzante remoto que el promedio, sugiriendo que el forzante remoto en el PE fue el factor principal para el desarrollo de EN 2015-2016 frente a Perú (Fig. 3b). El tiempo de recorrido de la señal de ANMi en la FCP fue de ~ 10 días a velocidad de 2,95 ms⁻¹. Por otro lado, alrededor de 8°S se observó

while they were more evident in the Western (120°E-160°E) and Eastern (120°W-80°W).

The SLA recorded in the PCS were stronger in magnitude or did not develop later than those observed in the EP, which suggests that at least some of these SLAs in the PCS were not a direct consequence of the remote forcing. Furthermore, positive SLAs were observed in the PCS in early February and mid-March (green rectangles in Figure 2b, c), which showed no relationship with the arrival of the four SLA pulses in the EP described above, so the local forcing must be analyzed to explain the presence of these positive SLA. Oceanographic variability of the PCUS, at the intraseasonal scale, responds to the remote forcing (KW) and also to the local forcing, such as wind pulses at different frequencies (DEWITTE, 2011).

On average, the cross-correlation analysis of the SLAi between the equatorial zone at 95°W and the PCS (for 1993-2018) showed a higher correlation in the northern zone ($r = 0.40 - 0.55$; $p < 0.05$, between 0° and 8°S) than to the south ($r = 0.30$; $p < 0.05$, between 10°S and 18°S) which indicates the greater influence of the remote forcing in northern and central Peru and, lower influence in the southern zone (Fig. 3a). The decrease in the influence of the remote forcing in the southern PCS is generally explained by mesoscale variability (CHAIGNEAU *et al.*, 2009) and local winds (ECHEVIN *et al.*, 2014; DEWITTE *et al.*, 2011). The time lag between 95°W and the northern end, as well as the time with the southern end of the PCS (0° and 20°S), was ~5 and ~17 days, respectively, while the signal lag at the location of the fixed stations EFP (5.06°S-81.26°W), EFCh (7.82°S-79.68°W), and EFC (12.03°S-77.28°W) was ~9, ~11, and ~12 days, respectively (Fig. 3a). Based on this analysis, it is inferred that the SLAi signal takes ~12 days to traverse the PCS (considering from 0° to 20°S), with a mean velocity of ~2.64 ms⁻¹. This velocity is quite close to but slightly higher than the one calculated by ECHEVIN *et al.* (2014), who determined a value of ~2.48 ms⁻¹ between 2001 to 2006.

During EN 2015/16, the cross-correlation of SLAi, between 95°W and PCS, indicated values from 0.75 to 0.60 ($p < 0.05$) between 0° and 20°S, with north-to-south decreasing. This means that during this period, the entire PCS was more influenced by the remote forcing than the average, which suggests that the remote forcing in the EP was the main factor for the development of the event off Peru (Fig. 3b). The travel time of the SLAi signal in the PCS was ~ 10 days at a velocity of 2.95 ms⁻¹. On the other hand, around 8°S, discontinuity or break in the SLAi signal propagation was observed at A1, A2, A3, and A5

discontinuidad o quiebre en la propagación de la señal de ANMi en A1, A2, A3 y A5 (Fig. 2b, c) y en el gráfico de correlación cruzada (Fig. 3b). Esto posiblemente se deba a que la OAC en la FCP se propaga a velocidad que varía entre 1,70 y 3,0 ms⁻¹, además de ser la superposición de diversos modos baroclinicos, donde el segundo modo baroclinico es más importante en la zona norte (hasta ~7°S) y se disipa hacia la zona centro-sur, mientras que el primer modo se hace más importante en la zona centro-sur (~7°S – ~30°S) (ILLIG *et al.*, 2014, 2018). Además, se pudo calcular la velocidad de la señal de ANMi de 2,07 ms⁻¹ entre 0° y 8°S (ajuste de los máximo valores de correlación línea azul) la cual es cercana con la velocidad del segundo modo de la OAC para el periodo 2001 a 2006 (2,02 ms⁻¹, ECHEVIN *et al.*, 2014), esto haría suponer un predominio del segundo modo de la OAC durante ENC 2017.

Entre enero y mayo 2017 la correlación cruzada indicó valores de r entre 0,30 y 0,50 (p <0,05) de 0° a 11°S, menores respecto a EN 2015-2016 y, correlación no significativa entre 16°S y 20°S (Fig. 3c). Esto sugiere influencia del forzante ecuatorial durante ENC 2017 solo en la zona norte-centro y de menor magnitud respecto a EN 2015-2016. Sin embargo, se apreció intensa oscilación de los máximos valores de correlación cruzada de 10°S a 16°S, lo cual no corresponde a la propagación esperada de la señal ecuatorial y más bien estaría relacionada a procesos de mesoescala o interacción con el viento, descritos anteriormente. La velocidad de propagación de la ANMi fue de 2,28 m s⁻¹ desde 0° hasta 8°S, mayor a la velocidad durante EN 2015-2016 en la misma región.

(Fig. 2b, c) and in the cross-correlation plot (Fig. 3b). Probably, this is caused by the propagation velocities of the CTW in the PCS, which vary between 1.70 and 3.0 ms⁻¹; additionally, the CTW is the result of the superposition of several baroclinic modes, where the second baroclinic mode is more important in the northern zone (up to ~7°S) and dissipates towards the south-central zone, while the first mode becomes more important in the south-central zone (~7°S - ~30°S) (ILLIG *et al.*, 2014, 2018). Furthermore, the SLAi signal velocity of 2.07 ms⁻¹, between 0° and 8°S (adjustment of the maximum correlation values, blue line), was estimated. This is close to the velocity of the second mode of the CTW, between 2001 and 2006 (2.02 ms⁻¹, ECHEVIN *et al.*, 2014), which would suggest that, during 2017 CEN, there was a dominance of the second mode of the CTW.

The cross-correlation between January and May 2017 indicated r values between 0.30 and 0.50 (p <0.05) from 0° to 11°S, which were lower compared to EN 2015/16, and a non-significant correlation between 16°S and 20°S (Fig. 3c). This suggests the influence of the equatorial forcing during 2017 CEN only in the north-central zone. Nevertheless, intense oscillation of the maximum cross-correlation values from 10°S to 16°S was observed. This does not correspond to the expected propagation of the equatorial signal and would rather be related to mesoscale processes or interaction with the wind, as described above. The propagation velocity of the SLAi was 2.28 m s⁻¹ from 0° to 8°S, higher than the velocity during EN 2015/16 in the same region.

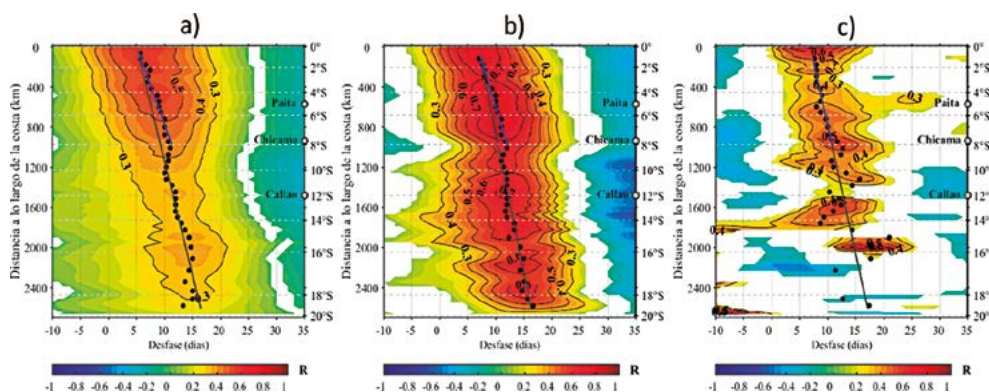


Figura 3.- Diagramas Hovmöller de la correlación cruzada de la anomalía del nivel del mar intraestacional (ANMi, con filtro pasa banda entre 10 y 120 días) entre 95°W y 0° (97°W-93°W y 2°N – 2°S) y la FCP (franja costera peruana, 0° - 20°S y 0-110 km), para a) 1993 a 2018, b) de abril 2015 a marzo 2016, c) enero a mayo 2017, d) abril 1997 a marzo 1998. Los círculos negros indican el máximo valor de la correlación y la región en blanco indica valores de la correlación no significativos, la línea azul y gris indica un ajuste lineal entre el tiempo de desfase y distancia recorrida por los núcleos de 0° a 8°S y 0° a 20°S, respectivamente. Además, se señala la posición en latitud de las estaciones fijas de Paita, Chicama y Callao

Figure 3. Hovmöller diagrams of the cross-correlation of the intraseasonal sea level anomaly (SLAi, with 10- to 120-day bandpass filter) between 95°W and 0° (97°W-93°W and 2°N - 2°S) and the PCS (Peruvian coastal strip, 0° - 20°S and 0-110 km), for a) 1993 to 2018, b) April 2015 to March 2016, c) January-May 2017, d) April 1997 to March 1998. The black circles indicate the maximum correlation value and the blank region indicates non-significant correlation values, the blue and gray lines indicate a linear adjustment between the lag time and distance traveled by the 0° to 8°S and 0° to 20°S nuclei, respectively. The position in latitude of the fixed stations of Paita, Chicama, and Callao are also shown

PROPAGACIÓN DE LA ONDA KELVIN Y DE LA OAC EN LA ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA COLUMNA DE AGUA

KELVIN WAVES AND CTWs PROPAGATION IN THE THERMAL STRUCTURE OF THE WATER COLUMN

La figura 4 muestra las climatologías de temperatura diaria a un metro de resolución en la vertical para las estaciones fijas, donde se observó en febrero temperaturas máximas en la EFP (22,40 °C), EFCh (22,30 °C) y EFC (19,85 °C), además de temperaturas mínimas en la capa más profunda en la EFP (en agosto 14,69 °C), EFCh (en noviembre 13,84 °C) y EFC (en octubre 13,74 °C). Por otra parte, se evidenció en la capa profunda (~60 - 100 m) que los máximos valores de temperatura se presentaron entre abril y mayo, posiblemente asociados a mayor intensificación del ramal sur de la Corriente Ecuatorial Subsuperficial y de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile en dichos meses (FLORES *et al.*, 2009; MONTES, 2014).

Figure 4 shows the daily temperature climatology at one-meter vertical resolution for the fixed stations, where maximum temperatures were observed in February in the EFP (22.40 °C), EFCh (22.30 °C), and EFC (19.85 °C), as well as minimum temperatures in the deepest layer in the EFP (in August 14.69 °C), EFCh (in November 13.84 °C), and EFC (in October 13.74 °C). In the deep layer (~60 - 100 m), maximum temperature values were observed between April and May, possibly associated with greater intensification of the southern branch of the Equatorial Undercurrent and the Peru-Chile Undercurrent in those months (FLORES *et al.*, 2009; MONTES, 2014).

Las correlaciones máximas entre la ATSM (0 - 5 m) *in situ* en la EFP, EFCh y EFC versus la ATSM de OSTIA en la región de Pacífico Oriental próxima a la costa de Perú (5°N-20°S y 70°W-90°W) fue de 0,60 - 0,75 (p < 0,05), 0,60 - 0,70 (p < 0,05) y 0,50 - 0,55 (p < 0,05), respectivamente. Sin embargo, la mayor cobertura espacial de la correlación máxima resulta en la EFCh (2,5°S-10°S, 0 - 60 mn), en la EFP (2,5°S-8°S, 0 - 50 mn) (r > 0,60); y finalmente (r > 0,50) en la EFC (11,5°S-14°S, 0 - 60 mn) (Fig. 5). Esto demuestra que las estaciones fijas representan la variabilidad de la TSM a una escala regional y puede explicar la variabilidad en la FCP, como por ejemplo el arribo y proyección hacia la costa de las OK y OAC, respectivamente.

The maximum correlations between *in situ* SSTA (0 - 5 m) in the EFP, EFCh, and EFC versus OSTIA SSTA in the Eastern Pacific nearshore region of Peru (5°N-20°S and 70°W-90°W) was 0.60 - 0.75 (p < 0.05), 0.60 - 0.70 (p < 0.05), and 0.50 - 0.55 (p < 0.05), respectively. However, the highest spatial coverage of the maximum correlation results in the EFCh (2.5°S-10°S, 0 - 60 nm), in the EFP (2.5°S-8°S, 0 - 50 nm) (r > 0.60); and finally (r > 0.50) in the EFC (11.5°S-14°S, 0 - 60 nm) (Fig. 5). This proves that the fixed stations represent the SST variability on a regional scale and can explain the variability in the PCS, such as the arrival and onshore projection of the KW and CTW, respectively.

Durante EN 2015-2016, en las estaciones fijas se registraron AT positivas sobre 90-100 m, asociadas a OK cálidas detectadas en la termoclina ecuatorial (MOSQUERA & DEWITTE, 2016), (Fig. 6a). En la EFP se registró hasta cinco pulsos correspondientes a las OK y OAC identificadas (A1, A2, A4, A5, A6, Fig. 6b), con anomalías entre +3,0 °C y +6,0 °C en la columna de agua sobre 100 m (Fig. 6b), las mismas que se

Positive TAs above 90-100 m were recorded at fixed stations during EN 2015/16, associated with warm KWs detected in the equatorial thermocline (MOSQUERA & DEWITTE, 2016), (Fig. 6a). In the EFP, up to five pulses corresponding to the identified KWs and CTWs were recorded (A1, A2, A4, A5, A6, Fig. 6b), with anomalies between +3.0 °C and +6.0 °C in the water column above 100 m (Fig. 6b), the same as those manifested in the EFCh, although some

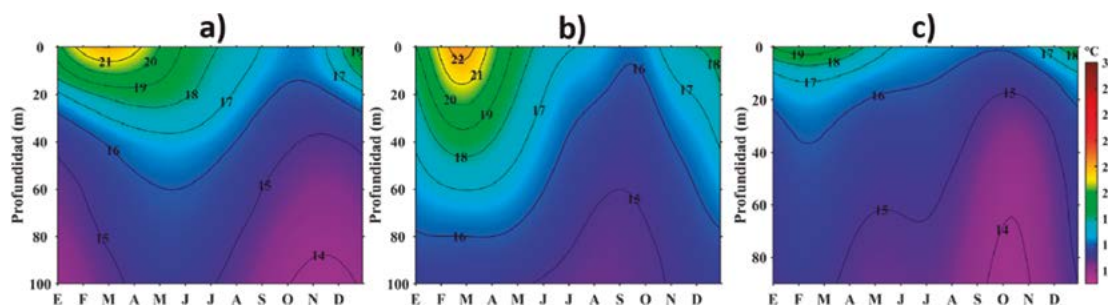


Figura 4.- Climatología diaria de temperatura en las estaciones fijas de: a) Paita (0 – 100 m), b) Chicama (0 – 100 m), c) Callao (0 – 90 m), calculada a partir del periodo de 1994-2010, 1990-2010 y 1993-2010, respectivamente

Figure 4. Daily climatology of temperature at the fixed stations of: a) Paita (0 - 100 m), b) Chicama (0 - 100 m), c) Callao (0 - 90 m), estimated from 1994-2010, 1990-2010, and 1993-2010, respectively

manifestaron en la EFCh, aunque algunas de ellas con menor intensidad respecto a la EFP (A2, A4 Fig. 6c). En la EFC se registraron con claridad dos pulsos de AT de hasta +3,0 °C y +2,0 °C (A5, A6, respectivamente), asociados a la propagación de las OAC (Fig. 6d).

of them with lower intensity compared to the EFP (A2, A4 Fig. 6c). Two TA pulses of up to +3.0 °C and +2.0 °C (A5, A6, respectively), associated with the propagation of CTWs, were recorded in the EFC (Fig. 6d).

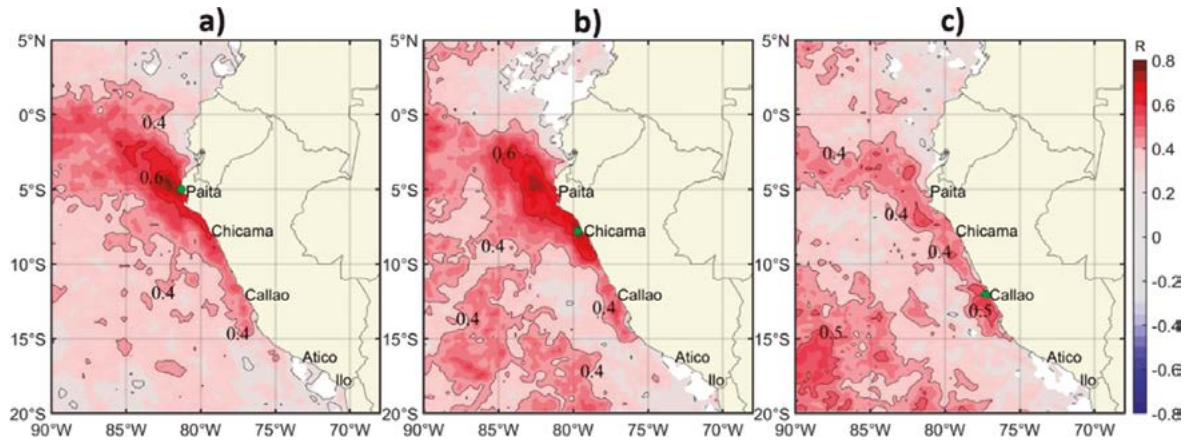


Figura 5.- Mapas de correlación entre la anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) de OSTIA (90°W – 70°W y 5°N – 20°S) y la ATSM (0 – 5 m) *in situ* en a) EFP (2014 - 2019), b) EFCh (2015 - 2019), c) EFC (2015 - 2019)

Figure 5. Correlation maps between OSTIA sea surface temperature anomaly (SSTA) (90°W - 70°W and 5°N - 20°S) and *in situ* SSTA (0 - 5 m) in a) EFP (2014 - 2019), b) EFCh (2015 - 2019), c) EFC (2015 - 2019)

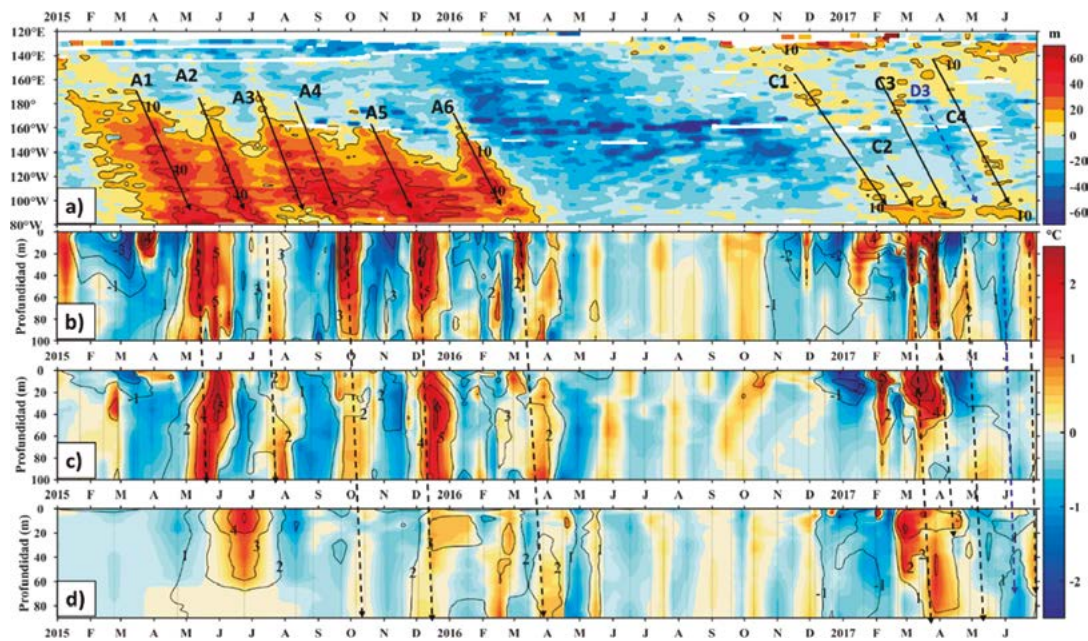


Figura 6.- Diagrama Hovmöller de a) anomalía de la profundidad de la termoclina (anomalía de la profundidad de la isoterma de 20 °C) en el Pacífico Ecuatorial (120°E-80°W y 2°N-2°S) en base a las boyas ARGO suavizado con una media móvil de once días, climatología GODAS en base al periodo 1993 - 2010, y anomalía de temperatura (AT) en las estaciones fijas en contorno casa 1 °C y la AT intraestacional (ATi) en color for: a) Paita (0-100 m), b) Chicama (0-100 m), c) Callao (0-90 m). En base al monitoreo de ~7 a ~15 días con CTD y resolución de 1 m en la vertical, climatología fue calculada en base al periodo 1993-2010.

Las flechas negras y azul indican ondas kelvin de hundimiento y afloramiento, respectivamente

Figure 6. Hovmöller diagram of a) thermocline depth anomaly (20 °C isotherm depth anomaly) in the Equatorial Pacific (120°E-80°W and 2°N-2°S) based on ARGO buoys smoothed with an eleven-day moving average, GODAS climatology based on the period 1993 - 2010, and temperature anomaly (TA) at fixed stations and the intraseasonal TA (TAi) in color for: (a) Paita (0-100 m), (b) Chicama (0-100 m), (c) Callao (0-90 m). Based on ~7 to ~15 days monitoring with CTD and 1 m vertical resolution. Climatology was estimated based on the period 1993-2010. Black and blue arrows indicate downwelling and upwelling kelvin waves, respectively

Durante el desarrollo de ENC 2017, al igual que con la señal de la ANM, se observó la propagación de pulsos débiles de AZT20 tanto de OK cálidas como frías (C1–C4, D3). En las estaciones fijas se observó un comportamiento diferente entre la capa superficial y profunda. En la EFP entre la quincena de enero e inicios de abril se detectaron AT entre +3,0 °C y +6,0 °C sobre los 30 m, mientras que por debajo de esta capa se determinaron AT negativas (entre -1,0 °C y -0,5 °C) hasta fines de febrero y AT positivas (de hasta +3 °C) durante marzo. En marzo destacaron dos pulsos de AT en toda la columna, el primero a inicios de mes (+5,0 °C a +1,0 °C) y el segundo a fines de marzo (+6,0 °C a +2,0 °C), posiblemente ambos asociados a la OK-OAC C2.

Posteriormente a fines tanto de abril como de junio se observaron dos pulsos con AT de hasta +2,0 °C (OK-OAC C3 y C4, respectivamente). En la EFCh, entre fines de enero y la primera semana de abril, se detectaron AT entre +3 °C y +7 °C sobre los 40 m, mientras que por debajo de esta capa predominaron AT de +1,0 °C. Aquí destacaron dos pulsos de hasta +5,0 °C y +7,0 °C sobre los 50 m, el primero asociado al forzante local, mientras que el segundo pulso en la segunda semana de marzo correspondió probablemente a la OK-OAC C2. En la EFC, entre fines de febrero y fines de abril, se registraron AT de +3,0 °C sobre 25 m y de +1,0 a +2,0 °C en el resto de la columna de agua, pero su relación con el paso de las OAC no es tan evidente debido a la menor influencia del forzante remoto en dicha zona, como se vio en base a la ANM (Fig. 3c). En conclusión, entre enero y febrero el calentamiento en las estaciones fijas se desarrolló en la capa superficial, para luego expandirse sobre toda la columna de agua entre fines de febrero y abril. El calentamiento subsuperficial estuvo relacionado al arribo de las dos OK de hundimiento C1 y C2, pero luego, las OK restantes (C3 y C4) no fueron de gran impacto en la columna de agua. Además, el arribo de una OK de afloramiento (D3) y su propagación como OAC, habría causado la disipación de las AT positivas hacia fines de mayo e inicios de junio en la EFP, EFCh y EFC (Fig. 6 b, c, d).

En el transcurso del EN 2015-2016, se observó que la máxima correlación cruzada entre la AZT20i en 95°W y la ATi en las EFP, EFCH y EFC (*in situ*) se presentó en el rango de [0,60 – 0,78, $p < 0,05$] a 0 – 55 m (lag = ~15 – 21 días), [0,60 – 0,79, $p < 0,05$] a 8 – 100 m (lag = ~20 – 24 días) y [0,20 – 0,38, $p < 0,05$] a 40 – 90 m (lag = ~10 – 18 días), respectivamente. Las correlaciones exhibieron, en promedio para la columna de agua, una disminución de norte (EFP y EFCH) a sur (EFC), reflejando mayor influencia remota en la estructura vertical de la columna de agua frente al norte del Perú (EFP y EFCh). Además, el rango de máxima correlación (relacionado con el efecto de las OK y

The propagation of weak AZT20 pulses from both warm and cold KWs (C1-C4, D3) was observed during 2017 CEN. At the fixed stations, different behavior was observed between the shallow and deep layers. In the EFP, between mid-January and early April, TAs between +3.0 °C and +6.0 °C were detected above 30 m, while below this layer negative TAs (between -1.0 °C and -0.5 °C) were determined until late February and positive TAs (up to +3 °C) during March. Two pulses of TA were prominent throughout the column, the first in early March (+5.0 °C to +1.0 °C) and the second at the end of the same month (+6.0 °C to +2.0 °C), possibly both associated with the KW-CTW C2.

Subsequently, two pulses with TA up to +2.0 °C (KW-CTW C3 and C4, respectively) were observed in late April and June. In the EFCh, between late January and early April, TAs between +3 °C and +7 °C were detected above 40 m, while below this layer TAs of +1.0 °C predominated. Two pulses of up to +5.0 °C and +7.0 °C above 50 m were prominent, the first associated with local forcing, while the second pulse in the second week of March probably corresponded to KW-CTW C2. In the EFC, between late February and late April, TA of +3.0 °C above 25 m and +1.0 to +2.0 °C in the rest of the water column were recorded, but their relationship with the passage of the KW-CTW is not so evident due to the lower influence of the remote forcing in that area, as seen based on SLA (Fig. 3c). Therefore, between January and February, the warming at the fixed stations developed in the surface layer, and then expanded over the entire water column between late February and April. The subsurface warming was related to the arrival of the two downwelling KWs C1 and C2, but then the remaining KWs (C3 and C4) did not have a major impact on the water column. The arrival of an upwelling KW (D3) and its propagation as a CTW would have caused the dissipation of the positive TAs in late May and early June at the EFP, EFCh, and EFC (Fig. 6 b, c, d).

During EN 2015/16, the maximum cross-correlation between AZT20i at 95°W and TAI at EFP, EFCH, and EFC (*in situ*) was observed to occur in the range of [0.60 - 0.78, $p < 0, 05$] at 0 - 55 m (lag = ~15 - 21 days), [0.60 - 0.79, $p < 0.05$] at 8 - 100 m (lag = ~20 - 24 days), and [0.20 - 0.38, $p < 0.05$] at 40 - 90 m (lag = ~10 - 18 days), respectively. On average for the water column, correlations showed a northward (EFP and EFCH) to southward (EFC) decrease, thus reflecting greater remote influence on the vertical structure of the water column off northern Peru (EFP and EFCh). The range of maximum correlation (related to the effect of KW and downwelling CTWs) also

OAC de hundimiento) tendió a profundizarse de norte a sur entre la EFP y la EFCh (Fig. 7a).

Durante ENC 2017, las correlaciones entre la AZT20i en 95°W y las ATi en las estaciones fijas fueron menores, en promedio, respecto de EN 2015-2016. Para la EFP y EFCh se observó una correlación de [0,22 - 0,53, $p < 0,05$] sobre los 100 m (lag = ~20 - 25 días) y de [0,20 - 0,41, $p < 0,05$] a 0 - 75 m (lag = ~26 - 30 días), respectivamente, mientras que en la EFC se observó correlación de [0,20 - 0,50, $p < 0,05$] a 0 - 66 m (lag = ~16 - 22 días) (Fig. 7b). Además, se observó la aparente mayor influencia de las OK en la EFP y EFCh en capa superficial (20 - 50 m)

deepened from north to south between the EFP and EFCh (Fig. 7a).

During 2017 CEN, correlations between AZT20i at 95°W and ATi at fixed stations were on average lower compared to EN 2015/16. For EFP and EFCh, correlations of [0.22 - 0.53, $p < 0.05$] were observed over 100 m (lag = ~20 - 25 days) and [0.20 - 0.41, $p < 0.05$] at 0 - 75 m (lag = ~26 - 30 days), respectively, while correlations of [0.20 - 0.50, $p < 0.05$] at 0 - 66 m (lag = ~16 - 22 days) were observed at EFC (Fig. 7b). Additionally, the apparent greater influence of KWs on EFP and EFCh in the surface layer (20 - 50 m) was observed.

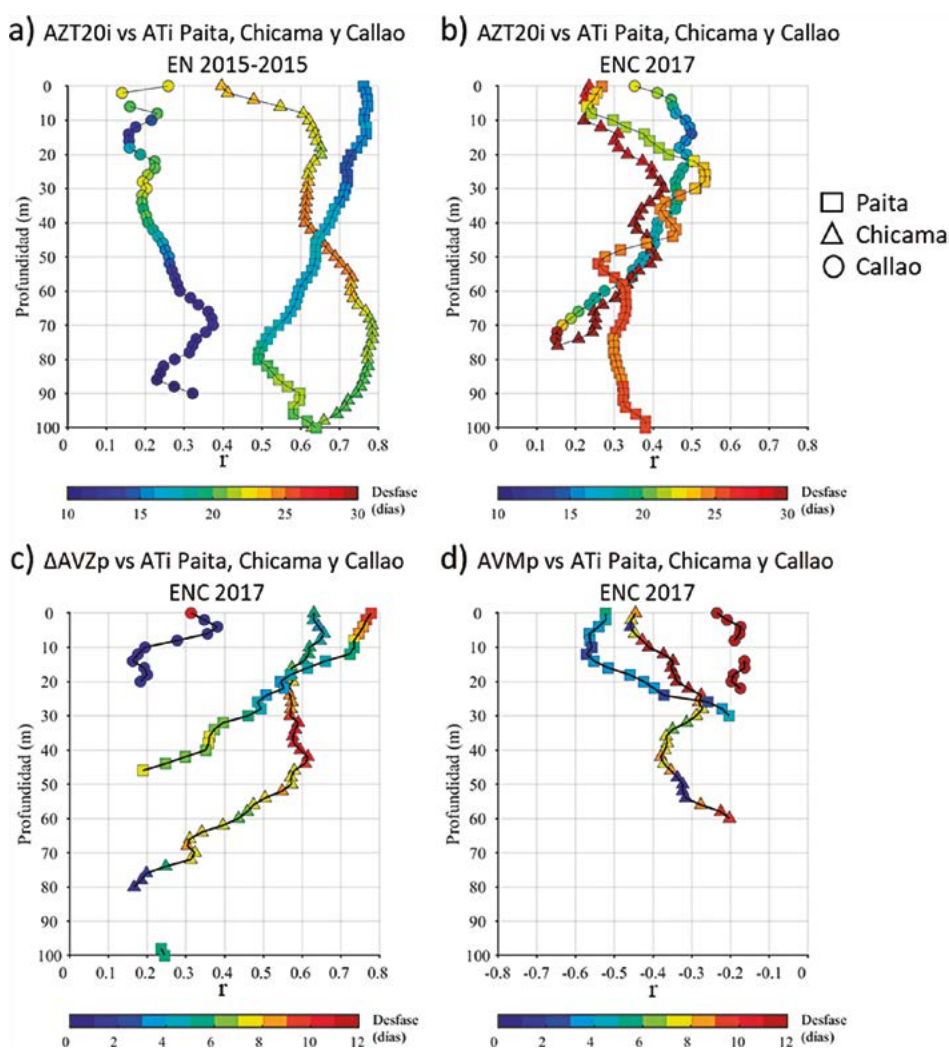


Figura 7.- Gráficos de correlación entre la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20 °C intraestacional (AZT20i, 95°W-0°) y la anomalía de la temperatura intraestacional (ATi) en las estaciones fijas de Paita, Chicama y Callao a profundidades de 0 a 90-100 m para los periodos a) abril 2015 a marzo 2016 (EN 2015-2016), b) enero a mayo 2017 (ENC 2017), c) correlación entre dipolo de anomalía de viento zonal promedio ($\Delta AVZp$) y ATi, d) anomalía de viento meridional promedio (AVMp) y ATi para el periodo de enero a mayo 2017 (ENC 2017). El color indica el desfase en días para el máximo módulo de correlación, las líneas solidas indican correlaciones significativas ($p < 0,05$)

Figure 7. Correlation plots between intraseasonal 20 °C isotherm depth anomaly (AZT20i, 95°W-0°) and intraseasonal temperature anomaly (TAi) at the fixed stations of Paita, Chicama, and Callao at depths from 0 to 90-100 m for the periods a) April 2015 to March 2016 (EN 2015/16), (b) January to May 2017 (2017 CEN), (c) correlation between mean zonal wind anomaly dipole ($\Delta ZWap$) and TAi, d) mean meridional wind anomaly (Mwap) and TAi from January to May 2017 (2017 CEN). Color indicates lag in days for the maximum correlation modulus, solid lines denote significant correlations ($p < 0.05$)

Se debe tener en cuenta que el desfase encontrado es referencial debido a que el monitoreo en las estaciones fijas es de frecuencia semanal a quincenal, por lo tanto, la frecuencia de observación en las estaciones fijas es una limitación que puede generar que no se capture el arribo o el máximo impacto de la OK y OAC.

VARIABILIDAD DEL VIENTO FRENTE A LA COSTA PERUANA Y SU RELACIÓN CON LA ATSM Y ANM

A partir de los mapas de correlación entre la AVM – AVZ (100°W–60°W y 20°N–20°S) y la ANMi y ATSMi frente a Paita (4°S–6°S y 80°W–82°W) (Fig. 8) se observó, durante ENC 2017, que el incremento de la ANMi fue favorecido por las anomalías de los vientos del este en la zona 7°N–0° y 85°W–78°W ($r_{\text{promedio}} = -0,45$ con desfase de 5 días, rectángulo negro en la figura 8a) y las anomalías de los vientos del oeste en la región 2°S–7°S y 80°W–85°W ($r_{\text{promedio}} = 0,65$ con desfase de 5 días, rectángulo verde), es decir, un comportamiento tipo dipolo en los vientos zonales (Fig. 8a). También se observó que la ANMi es favorecido por el incremento de los vientos del norte o el debilitamiento de los vientos del sur en la región 85°W–78°W y de 7°N–7°S ($r_{\text{promedio}} = -0,50$ con desfase de 5 días, rectángulo negro, Fig. 8b). Durante EN 2015-2016, la influencia del viento zonal en la zona norte sobre la ANMi fue débil ($r_{\text{promedio}} = -0,20$ a 80°W–85°W y 3°N–5°S, con desfase de 7 días); además el debilitamiento del viento meridional influyó de manera débil sobre la ANMi, pero fue más importante respecto al viento zonal ($r_{\text{promedio}} = -0,35$ a 78°W–85°W y 7°N–0°, con desfase de 5 días) (no mostrado).

De forma similar, la ATSMi fue favorecida por anomalías de los vientos del este en la región 78°W–85°W y 7°N–0° ($r_{\text{promedio}} = -0,45$ con desfase de 6 días, rectángulo negro en Fig. 8c) y anomalías de los vientos del oeste en la región 80°W–85°W y 2°S–7°S ($r_{\text{promedio}} = 0,75$ con desfase de 6 días, rectángulo verde), en un patrón similar al de las correlaciones con ANMi. Por otro lado, la ATSMi también se vio favorecida por la intensificación de los vientos del norte o el debilitamiento de los vientos del sur en la región 85°W–78°W y 7°N–7°S ($r_{\text{promedio}} = -0,60$ con desfase de 6 días, rectángulo negro, Fig. 8d). Este análisis nos permite verificar que los vientos guardaron relación con el incremento de la ATSM y la ANM, además de reconocer las regiones donde la alteración en los vientos favoreció su incremento durante ENC 2017. El mismo análisis se repitió para el periodo EN 2015-2016, donde se observó que la AVZ mostró débil correlación con la ATSMi ($r_{\text{promedio}} = -0,20$ a 90°W–85°W y 5°S–10°S, con desfase de 4 días); de igual manera la correlación entre AVM y la ATSMi fue débil ($r_{\text{promedio}} = -0,20$ a 90°W–80°W y 5°N–0°, con desfase de 6 días) (no mostrado).

Note that the time lag found is referential because the monitoring at fixed stations is performed on a weekly to biweekly basis. Therefore, the frequency of observation at the fixed stations is a limitation that may result in not recording the arrival or maximum impact of the KW and CTW.

WIND VARIABILITY OFF THE COAST OF PERU AND ITS RELATIONSHIP WITH SSTA AND SLA

We observed that during 2017 CEN, from the correlation maps between the MWa - ZWa (100°W - 60°W and 20°N - 20°S) and the SLAi and SSTAi off Paita (4°S-6°S and 80°W-82°W) (Fig. 8), the increase in SLAi was favored by easterly wind anomalies at 7°N-0° and 85°W-78°W-78°W ($r_{\text{mean}} = -0.45$ with 5-day lag, black rectangle in Figure 8a) and the westerly wind anomalies at 2°S-7°S and 80°W-85°W ($r_{\text{mean}} = 0.65$ with 5-day lag, green rectangle), i.e., a dipole-like behavior in the zonal winds (Fig. 8a). Also, the SLAi was favored by increasing northerly winds or weakening southerly winds at 85°W-78°W and from 7°N-7°S ($r_{\text{mean}} = -0.50$ with 5-day lag, black rectangle, Fig. 8b). During EN 2015/16, the influence of the zonal wind on SLAi was weak in the northern area ($r_{\text{mean}} = -0.20$ at 80°W-85°W and 3°N-5°S, with a 7-day lag). The weakening of the southerly wind also had a weak influence on SLAi, but was more important compared to the zonal wind ($r_{\text{mean}} = -0.35$ at 78°W-85°W and 7°N-0°, with a 5-day lag) (not shown).

SSTAi was similarly favored by easterly wind anomalies at 78°W-85°W and 7°N-0° ($r_{\text{mean}} = -0.45$ with 6-day lag, black rectangle in Fig. 8c) and westerly wind anomalies at 80°W-85°W and 2°S-7°S ($r_{\text{mean}} = 0.75$ with 6-day lag, green rectangle), following a similar pattern to that of the SLAi correlations. On the other hand, SSTAi was also favored by the intensification of northerly winds or weakening of southerly winds at 85°W-78°W and 7°N-7°S ($r_{\text{mean}} = -0.60$ with 6-day lag, black rectangle, Fig. 8d). This analysis allows us to verify that the winds were related to the increase in SSTA and SLA, as well as to recognize the regions where the alteration in the winds favored their increase during 2017 CEN. This analysis was repeated for EN 2015/16, where we observed that ZWa showed a weak correlation with SSTAi ($r_{\text{mean}} = -0.20$ at 90°W-85°W and 5°S-10°S, with a 4-day lag). Likewise, the correlation between MWa and SSTAi was weak ($r_{\text{mean}} = -0.20$ at 90°W-80°W and 5°N-0°, with a 6-day lag) (not shown).

En base al análisis descrito se calculó el dipolo de AVZ, es decir, $\Delta AVZ_p = AVZ(85^\circ W - 80^\circ W \text{ y } 2^\circ S - 7^\circ S) - AVZ(85^\circ W - 78^\circ W \text{ y } 7^\circ N - 0^\circ)$ y la AVM entre 2015 y 2017. El análisis de correlación (Fig. 7c) indicó que el incremento del dipolo del viento zonal favoreció el calentamiento anómalo de la columna de agua en EFP ($r = 0,70, p < 0,05$, sobre 12 m) y en EFCh ($r = 0,60, p < 0,05$, sobre 14 m). Asimismo, las anomalías del viento del norte favorecieron el calentamiento anómalo en EFP ($r = -0,50, p < 0,05$ sobre 16 m) y en EFCh ($r = -0,40, p < 0,05$ sobre 11 m) (Fig. 7d).

Based on the analysis, we estimated the ZWa dipole, i.e., $\Delta ZWap = ZWa(85^\circ W - 80^\circ W \text{ and } 2^\circ S - 7^\circ S) - ZWa(85^\circ W - 78^\circ W \text{ and } 7^\circ N - 0^\circ)$ and the ZWa between 2015-2017. Correlation analysis (Fig. 7c) indicated that increased zonal wind dipole favored anomalous water column warming at EFP ($r = 0.70, p < 0.05$, over 12 m) and EFCh ($r = 0.60, p < 0.05$, over 14 m). Also, northern wind anomalies favored anomalous warming at EFP ($r = -0.50, p < 0.05$ over 16 m) and EFCh ($r = -0.40, p < 0.05$ over 11 m) (Fig. 7d).

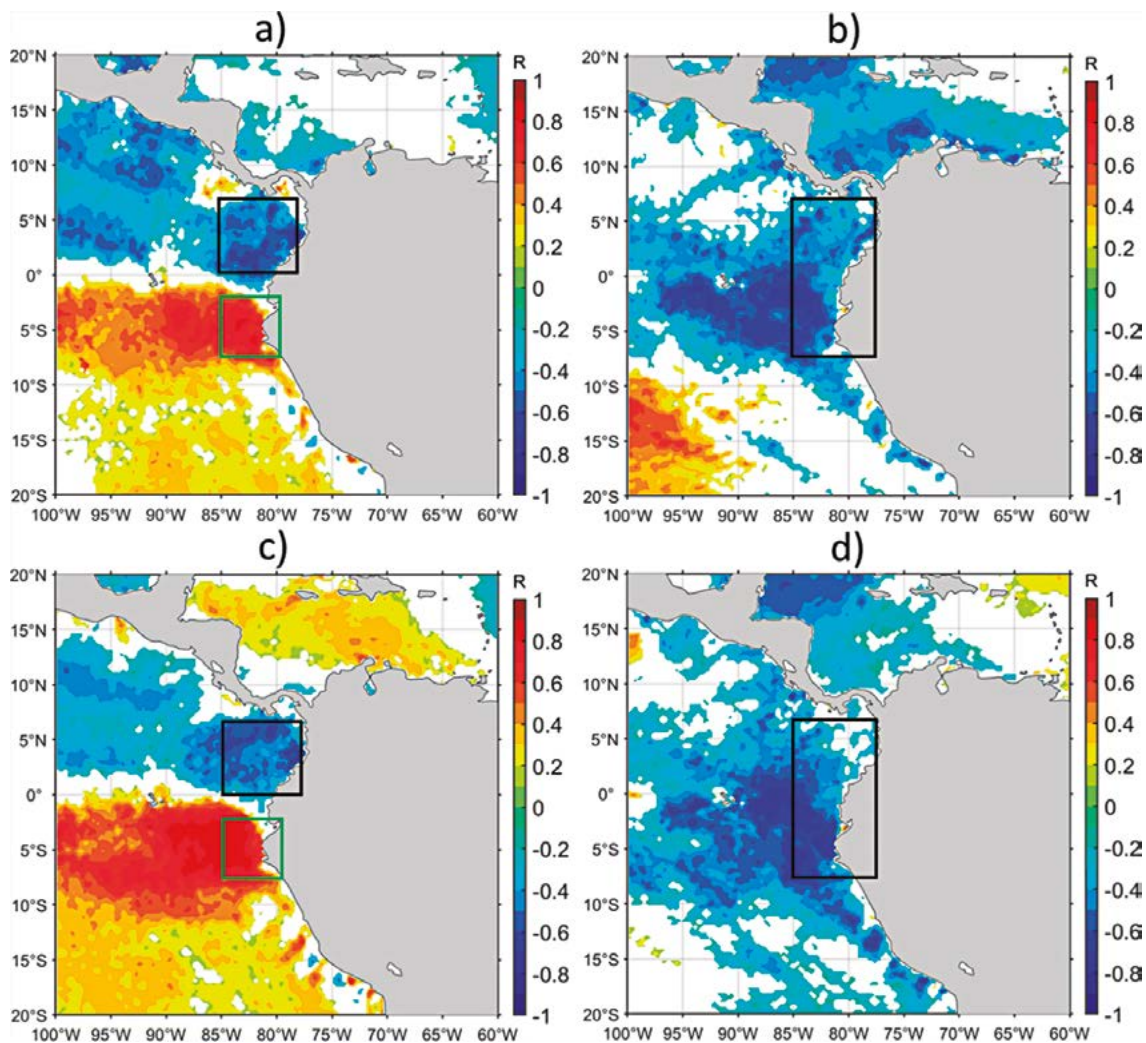


Figura 8.- Mapas de correlación espacial entre la anomalía del nivel del mar intraestacional (ANMi, $4^\circ S - 6^\circ S$ y $80^\circ W - 82^\circ W$) y: a) AVZ, b) AVM para enero a mayo de 2017. Mapas de correlación entre anomalía de la temperatura superficial del mar intraestacional ATSMi y: c) anomalía del viento zonal (AVZ), d) anomalía de viento meridional (AVM) para enero a mayo de 2017. La zona en blanco indica una correlación no significativa ($p > 0,05$)

Figure 8. Spatial correlation maps between intraseasonal sea level anomaly (SLAi, $4^\circ S - 6^\circ S$ and $80^\circ W - 82^\circ W$) and: a) ZWa, b) MWa for January to May 2017. Correlation maps between intraseasonal sea surface temperature anomaly SSTAi and: c) zonal wind anomaly (ZWa), d) meridional wind anomaly (MWa) for January to May 2017. Blank area indicates non-significant correlation ($p > 0.05$)

En la figura 9, a manera de resumen, se observan los seis pulsos más importantes de AEVZ del oeste (A1 – A6; Fig. 9a) asociados al desarrollo de EN 2015-2016, los cuales generaron OK de hundimiento manifestándose con mayor profundidad de la termoclina (Fig. 9b) y elevación del nivel del mar (Fig. 9c) en 110°W (línea gris) y 95°W (línea negra), con un desfase de 7 a 20 días para la AZT20 y de 5 a 8 días para la ANM, entre dichas posiciones. En la franja costera, las ANMn (0–6°S) y ANMs (6°–16°S) mostraron clara relación con las OK (A1 –A6), aunque los pulsos A2, A3 y A5 se manifestaron casi en simultaneo en la zona norte y sur (Fig. 9d, e). En EFP el paso de las OAC generó cuatro pulsos de AT de +4 °C a +7 °C sobre 60 m (0–30 m línea negra) y 30–60 m (línea verde) y valores de +2 °C a +5 °C en la capa profunda (60 – 100 m línea azul) (A1, A4, A5 y A6). En EFCh fue bastante similar, aunque con menor amplitud, mientras que en EFC la variación de las AT, de hasta +3 °C, solo estuvo claramente relacionada con las OAC A5 y A6. Las AVMp y DAVZp no mostraron una relación importante con las OK y OAC, como se describió en los párrafos anteriores.

Como se mencionó, la reflexión de ondas Rossby en el extremo occidental generó OK cálidas débiles (C1 – C4). Estas profundizaron la termoclina y elevaron el nivel del mar (Fig. 9b, c) en 110°W (línea gris) y 95°W (línea negra) en menor magnitud que durante EN 2015-2016. Por otro lado, la variabilidad de $\Delta AVZp$ (línea negra) y AVMp (línea azul) mostró hasta cuatro picos y valles importantes, respectivamente (sombreado en gris, Fig. 9d). Se detectaron pulsos positivos de ANM asociados a las OK - OAC (C1 – C4) en la zona norte (línea negra, Fig. 9e), aunque estas también pueden haber sido reforzadas por la variabilidad de los vientos, como se concluyó en base a las figuras 8a y 8b. En EFP se detectó un incremento en la AT hasta +2 °C en enero en los primeros 30 m de la columna de agua, asociada a los dos primeros eventos de variación zonal y meridional del viento regional; pero en subsuperficie (30–100 m, línea verde y azul) no se registraron AT. En marzo se detectaron dos incrementos de la AT de hasta +6 °C (0–30 m) y de hasta +2,0 °C a +4,0 °C en subsuperficie (30–100 m, línea verde y azul), que coincidieron con los dos últimos eventos de variación del viento regional y el primero de ellos, al posible paso de la OAC C2, observado en la ANMi. Finalmente, a fines de abril se observó incremento en AT de +2,0 °C en la capa superior de 30 m, posiblemente relacionado con el paso de la OAC C3.

En la EFCh se detectó dos episodios de intenso calentamiento anómalo. El primero a inicios de febrero, de hasta +5,0 °C (0–30 m, línea negra), asociado principalmente al segundo evento de variación del viento regional. El segundo duró alrededor de dos

As a summary, Figure 9 shows the six most important western ZWSA pulses (A1 – A6; Fig. 9a) associated with EN 2015/16, which generated downwelling KWs with increased thermocline depth (Fig. 9b) and sea-level rise (Fig. 9c) at 110°W (gray line) and 95°W (black line), with 7- to 20-day lag for AZT20 and 5- to 8-day lag for SLA, between these positions. In the coastal strip, the SLAn (0 - 6°S) and SLAs (6°-16°S) showed a clear relationship with the KW (A1 -A6), although the A2, A3, and A5 pulses occurred almost simultaneously in the north and south (Fig. 9d, e). The passage of the CTWs at EFP generated four TA pulses of +4 °C to +7 °C, over 60 m (0 - 30 m black line) and 30 - 60 m (green line) and values of +2 °C to +5 °C in the deep layer (60 - 100 m blue line) (A1, A4, A5, and A6). In EFCh it was quite similar, although with smaller amplitude, while in EFC the variation of TAs, up to +3 °C, was only clearly related to CTWs A5 and A6. Mwap and ZWap dipole did not show a significant relationship with KW and CTW, as described in the previous paragraphs.

Rossby waves in the far west reflected into weak warm KWs (C1 - C4), which deepened the thermocline and raised sea level (Fig. 9b, c) at 110°W (gray line) and 95°W (black line) by lesser magnitude than during EN 2015/16. On the other hand, the variability of $\Delta ZWap$ (black line) and Mwap (blue line) showed up to four major peaks and valleys, respectively (gray shading, Fig. 9d). Positive SLA pulses associated with KW - CTW (C1 - C4) were detected in the northern area (black line, Fig. 9e), although these may also have been enhanced by wind variability, as it was concluded from Figs. 8a and 8b. There was an increase in TA up to +2 °C in January at EFP in the first 30 m of the water column, associated with the first two events of zonal and meridional regional wind variation. No TA was detected in the subsurface (30-100 m, green and blue line). In March, two increases in TA of up to +6 °C (0-30 m) and up to +2.0 °C to +4.0 °C in the subsurface (30-100 m, green and blue line) were detected, which coincided with the last two regional wind variation events and the first of them, to the possible passage of CTW C2, observed in the SLAi. Finally, in late April, an increase in TA of +2.0 °C was observed in the upper 30 m layer, possibly related to the passage of CTW C3.

Two episodes of intense anomalous warming were detected in the EFCh. The first one in early February, up to +5.0 °C (0-30 m, black line), is mainly associated with the second regional wind variation event. The second lasted about two weeks in the first fortnight

semanas en la primera quincena de marzo alcanzando valores de AT de hasta +7 °C en la capa superior de 30 m, y de +1,0 °C a +3,0 °C en la capa de 30–100 m. Este episodio estuvo posiblemente asociado al paso de la OAC C2 sumado al efecto del tercer y/o cuarto evento de variación del viento regional.

of March, reaching TA values of up to +7 °C in the upper 30 m layer, and from +1.0 °C to +3.0 °C in the 30-100 m layer. This episode was possibly associated with the passage of the CTW C2 coupled with the effect of the third and/or fourth regional wind variation event.

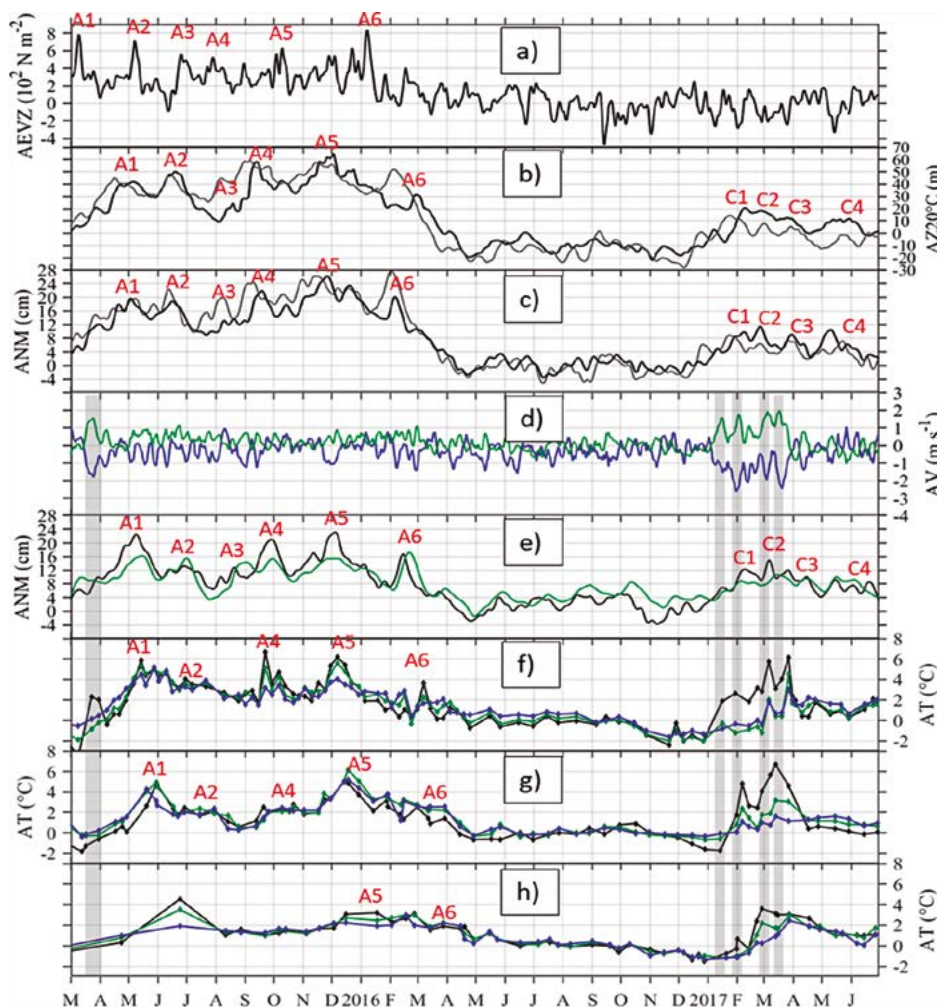


Figura 9.- Serie de tiempo de a) la anomalía de esfuerzo de viento zonal (AEVZ, 140°E - 160°W y 2°S - 2°N), b) AZT20 en 110°W (línea gris) y en 95°W (línea negra), c) ANM en 110°W (línea gris) y ANM en 95°W (línea negra), d) ΔAVZp (línea verde) y AVMp (línea azul), e) ANM zona norte (0° - 6°S y de 0 a 110 km frente a la costa, línea negra), ANM zona sur (8° - 16°S y de 0 a 110 km frente a la costa, línea verde), f) AT en la EFP, g) AT en la EFCh y h) AT en la EFC en promedios de 0 - 30 m (línea negra), 30 - 60 m (línea verde) y 60 - 100 m (línea azul), para el periodo de tiempo de marzo 2015 a marzo 2016. Las letras enumeradas indican los pulsos cálidos (OK y OAC de hundimiento), la franja gris indica un debilitamiento de AVMp e incremento de DAVZp. Las etiquetas (A1 - A6 y C1 - C4) asociadas a las OK en el PE se identificaron a partir del análisis de la variabilidad de la ANM y AZT20 en el PE (Figs. 2, 6), sin embargo, para el periodo ENC 2017 en el panel de las etiquetas identifican la posible señal esperada de la OAC basada en la identificación de la OK en el PE

Figure 9. Time series of a) zonal wind stress anomaly (ZWSA, 140°E - 160°W and 2°S - 2°N), b) AZT20 at 110°W (gray line) and at 95°W (black line), c) SLA at 110°W (gray line) and SLA at 95°W (black line), d) ΔZVap (green line) and MZap (blue line), e) SLA northern zone (0° - 6°S and 0 to 110 km offshore, black line), SLA southern zone (8° - 16°S and 0 to 110 km offshore, green line), f) TA in the EFP, g) TA in the EFCh, and h) TA in the EFC at averages of 0 - 30 m (black line), 30 - 60 m (green line), and 60 - 100 m (blue line), between March 2015 and March 2016. Numbered letters indicate warm pulses (KW and downwelling CTW), gray band indicates a weakening of MZap and increase of ZVap dipole. The labels (A1 - A6 and C1 - C4) associated with KW in the EP were identified from the analysis of SLA and AZT20 variability in this area (Figs. 2, 6). However, during 2017 CEN, the possible expected signal from the CTW is identified, in the label panel, based on the identification of the KW in the EP

Finalmente, en EFC se registró un pequeño incremento de AT de hasta +1,0 °C a inicios de febrero asociado al forzante regional; entre la segunda quincena de febrero y marzo se registró un incremento del calentamiento anómalo, relacionado posiblemente con el tercer evento regional del viento y la OAC C2.

ANÁLISIS DE LOS FORZANTES QUE PROPICIARON EL NIÑO COSTERO 2017

GARREAUD (2018) menciona que el principal factor que provocó ENC 2017 fue el debilitamiento de los vientos alisios del sureste e incremento de los vientos del norte en la FCP, debido a una dinámica atípica de los vientos del oeste en la troposfera y presencia de trenes de ondas Rossby en el Pacífico. PENG *et al.* (2019) mostraron que tanto el debilitamiento de los vientos locales en la FCP como el arribo de las OK provocaron un calentamiento atípico en la FCP, gatillando una retroalimentación positiva de Bjerknes frente a la costa. Nuestros resultados apoyan la importancia del viento local, al confirmar cuatro pulsos de anomalías de viento zonal y viento meridional en la zona ecuatorial adyacente a la costa sudamericana, los cuales incidieron en el calentamiento de la columna de agua costera frente al norte del Perú.

Además, PENG *et al.* (2019) señalaron, entre noviembre 2016 y enero 2017, la persistencia de ligeras ATSM positivas frente a la costa oeste de Sudamérica (10°S-30°S) y ligeras ATSM negativas en el PE (140°W-90°W y 5°N-5°S), que habrían contribuido a generar un gradiente de presión y presencia de vientos anómalos del norte. Probablemente lo observado por PENG *et al.* (2019) tenga una explicación asociada a los eventos previos durante el 2015 y 2016 en el PE. En el periodo EN 2015-2016 se gestaron varias OK de hundimiento y, por consiguiente, ondas Rossby de afloramiento en el PE. Estas últimas, al reflejarse en el límite occidental del PE generaron OK de afloramiento (marzo a junio de 2016), que fueron reforzadas por AEVZ del este (junio a noviembre 2016), las cuales se propagaron hasta el PE Oriental (Fig. 2a, b, c), generando de manera sostenida condiciones frías débiles (-0,5 °C) entre septiembre y diciembre 2016 al norte de 5°S y desde la costa hasta 100°W (Fig. 1b). En cambio, al sur de 5°S se desarrollaron paralelamente ATSM de +1°C, en promedio, posiblemente debido a las anomalías negativas de los vientos del sureste en la zona oceánica (Fig. 1b), asociadas al debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Sur (Fig. 3, IMARPE, 2020). El dipolo resultante de la ATSM podría haber contribuido a la formación de un gradiente de presión entre el norte y sur del paralelo 5°S y a las anomalías de viento del norte entre 80°W y 100°W

Finally, a small increase in TA of up to +1.0 °C was recorded at EFC in early February. This was associated with the regional forcing and between mid-February and March, there was an increase in anomalous warming, possibly related to the third regional wind event and the CTW C2.

ANALYSIS OF THE FORCING FACTORS THAT LED TO 2017 CEN

GARREAUD (2018) indicates that the main factor triggering 2017 CEN was the weakening of southeasterly trade winds and increase of northerly winds in the PCS, caused by atypical westerly wind dynamics in the troposphere and the presence of Rossby wave trains (RWTs) in the Pacific. PENG *et al.* (2019) showed that both the weakening of local winds in the PCS and the arrival of the KWs caused atypical warming in the PCS, triggering a Bjerknes positive feedback offshore. Our results support the importance of the local wind by confirming four pulses of zonal and meridional wind anomalies in the equatorial zone adjacent to the South American coast, which influenced the warming of the coastal water column off northern Peru.

Furthermore, PENG *et al.* (2019) noted, between November 2016 and January 2017, the persistence of slight positive SSTAs off the western South American coast (10°S-30°S) and slight negative SSTAs in the EP (140°W-90°W and 5°N-5°S), which would have contributed to generate a pressure gradient and the presence of anomalous northerly winds. The aforementioned observation probably has an explanation associated with previous events between 2015 and 2016 in the EP. During EN 2015/16, several downwelling KWs and, consequently, upwelling Rossby waves were generated in the EP. The latter propagated off the western boundary of the EP thus reflecting into upwelling KWs (March to June 2016), which were reinforced by ZWSA from the east (June to November 2016), which propagated into the eastern EP (Fig. 2a, b, c), resulting in sustained weak cold conditions (-0.5 °C) between September and December 2016 north of 5°S and from the coast up to 100°W (Fig. 1b). In contrast, south of 5°S, parallel SSTA of +1°C, on average, developed, possibly resulting from negative southeasterly wind anomalies in the oceanic zone (Fig. 1b), associated with the weakening of the South Pacific Anticyclone (Fig. 3, IMARPE, 2020). The resulting SSTA dipole could have contributed to the formation of a pressure gradient between north and south of 5°S and to the northerly wind anomalies between 80°W and 100°W (Fig. 1b), as noted by

(Fig. 1b) y, como lo señalaron PENG *et al.* (2019), estas condiciones previas habrían sido propicias para el desarrollo posterior de ENC 2017, retroalimentando el calentamiento local y el incremento de los vientos del norte del Golfo de Panamá. Por su parte, el arribo de las OK cálidas desde febrero 2017 contribuyó a extender la duración del evento. Se plantea que la ocurrencia de LN 2016 (con OK de afloramiento) a continuación de EN 2015-2016 y la persistencia del APS debilitado en la primavera austral de 2016, contribuyeron a desencadenar ENC 2017.

4. CONCLUSIONES

Las estaciones fijas analizadas se encuentran ubicadas estratégicamente entre la zona norte y centro de la franja costera peruana y representan la variabilidad a escala regional de la temperatura de la columna de agua frente a la costa peruana.

Durante ENC 2017 se observó la generación de OK de hundimiento en el PE, asociadas a la reflexión de ondas Rossby en el extremo occidental del PE y a esfuerzos del viento del oeste débiles, sin embargo, su magnitud fue débil en el PE Central y Central-Oriental, posiblemente debido a la interferencia con las ondas Rossby de afloramiento y presencia de OK de afloramiento débiles en el PE.

Al comparar la señal de la ANM en la FCP para los periodos EN 2015-2016 y ENC 2017, se concluye que las OAC fueron débiles durante ENC 2017. Sin embargo, las ATSM frente a la costa peruana fue mucho mayor durante ENC 2017 (hasta +5 °C frente a la costa norte-centro en marzo de 2017) respecto EN 2015-2016 (hasta +3 °C en la región Niño 1+2 en octubre de 2016).

Las AT en la EFP y EFCh, asociadas al arribo de las OK-OAC, mostraron un patrón distinto entre el 2015 y 2017. Durante EN 2015-2016 el arribo de las OK-OAC afectaron la AT en toda la columna de agua, mientras que, para ENC 2017 las AT se concentraron en la capa superficial (sobre los ~40 m) y la EFP recién en marzo mostró dos pulsos en toda la columna de agua, señalando un efecto tardío de las OK-OAC durante ENC 2017. A partir de fines de abril, las AT disminuyeron hasta +1 °C, en promedio, a pesar del arribo de otras dos OK frente a la costa peruana.

El debilitamiento de los vientos del sur frente a la costa peruana e intensificación de los vientos del norte en el Golfo de Panamá (85°W–80°W y 7°N–7°S) favoreció la presencia de anomalías positivas de temperatura sobre los 10 m de profundidad en las estaciones fijas de Paita y Chicama. Además, la intensificación de

PENG *et al.* (2019), these previous conditions would have been conducive to the later development of 2017 CEN, enhancing local warming and increased northerly winds from the Gulf of Panama. On the other hand, the arrival of warm KW since February 2017 extended the duration of the event. It is proposed that the occurrence of LN 2016 (with upwelling KW), following EN 2015/16, and the persistence of the weakened SPA in spring 2016, triggered 2017 CEN.

4. CONCLUSIONS

The fixed stations analyzed are strategically located between northern and central Peru's coastal strip and represent the regional scale variability of the water column temperature off the Peruvian coast.

Rossby waves at the western end of the EP reflected into downwelling KWs observed in the EP during 2017 CEN. The latter was also associated with weak westerly wind stresses; however, their magnitude was weak in the Central and Central-Eastern EP, possibly due to interference with upwelling Rossby waves and the presence of weak upwelling KWs in the EP.

When comparing the SLA signal at the pcs for the EN 2015/16 and 2017 CEN, we conclude that the CTWs were weak during the latter. Nevertheless, the SSTA off the Peruvian coast was much higher during 2017 CEN (up to +5 °C off the north-central coast in March 2017) compared to EN 2015/16 (up to +3 °C in the Niño 1+2 region in October 2016).

TA in the EFP and EFCh, associated with the arrival of KWs-CTWs, followed a different pattern between 2015 and 2017. During EN 2015/16, the arrival of KWs-CTWs affected TA throughout the water column, whereas, for 2017 CEN, TAs were concentrated in the surface layer (above ~40 m). Only in March, the EFP showed two pulses throughout the water column, indicating a late effect of KWs-CTWs during 2017 CEN. By late April, the TA decreased to +1 °C, on average, despite the arrival of two more KWs off the Peruvian coast.

The weakening of the southerly winds off the Peruvian coast and the intensification of the northerly winds in the Gulf of Panama (85°W - 80°W and 7°N - 7°S) favored the presence of positive temperature anomalies over a depth of 10 m at the fixed stations of Paita and Chicama. Also, the intensification of zonal winds from the east (85°W - 78°W and 7°N - 0°) and west (85°W - 80°W

los vientos zonales del este (85°W–78°W y 7°N–0°) y del oeste (85°W–80°W y 2°S–7°S) mostró relación directa con las anomalías positivas de la temperatura sobre 12 m en las estaciones fijas de Paita y Chicama. Por lo tanto, se propone utilizar esta región para monitorear la variabilidad de los vientos e identificar eventos similares a El Niño Costero 2017.

and 2°S - 7°S) showed a direct relationship with the positive temperature anomalies above 12 m at the fixed stations of Paita and Chicama. Therefore, we propose to use this region to monitor wind variability and identify events similar to 2017 CEN.

REFERENCIAS / REFERENCES

- ANCULLE T, GUTIÉRREZ D, CHAIGNEAU A, CHAVEZ F. 2015. Anomalías del perfil vertical de temperatura del punto fijo Paita como indicador de la propagación de Ondas Kelvin. Boletín Trimestral Oceanográfico. Instituto del Mar del Perú. 1 (1-4): 6-8.
- APARCO J, MOSQUERA K, TAKAHASHI K. 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. 1(5): 8-9.
- BARBER R T, CHAVEZ F P. 1983. Biological consequences of El Niño. Science. 222: 1203–1210. doi: 10.1126/science.222.4629.1203
- BEHRINGER D, XUE Y. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean, paper presented at Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface, Am. Meteorol. Soc., Seattle, Wash.
- CHAVEZ F, BERTRAND A, GUEVARA-CARRASCO R, SOLER P, CSIRKE J. 2008. The Northern Humboldt Current System: brief history, present status and a view towards the future. Prog. Oceanogr. 79: 95–105.
- CHAIGNEAU A, EL DIN G, DEWITTE B. 2009. Eddy activity in the four major upwelling systems from altimetry (1992–2007). Progr. Oceanogr. 83: 117–123.
- CRAVATTE S, PICAUT J, EL DIN G. 2003. Second and first baroclinic kelvin modes in the equatorial pacific intraseasonal time scales. J. Geophys. Res. 108(C8): 3266. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001511>
- DEWITTE B, ILLIG S, RENAULT L, GOUBANOVA K, 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). J. Geophys. Res. 116: C04028. doi:10.1029/2010JC006495
- DEWITTE B, VAZQUEZ-CUERVO J, GOUBANOVA K, ILLIG S, TAKAHASHI K, CAMBON G, PURCA S, CORREA D, GUTIERREZ D, SIFEDDINE A, ORTLIEB L. 2012. Change in El Niño flavours over 1958–2008: implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. Deep Sea Res. II. 77–80: 143–156.
- ECHEVIN V, ALBERT A, LÉVY M, GRACO M, AUMONT O, PIÉTRI A, *et al.* 2014. Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: the role of coastal trapped waves. Cont. Shelf Res. 73: 14–30. doi: 10.1016/j.csr.2013.11.015
- ECHEVIN V, COLAS F, ESPINOZA-MORRIBERON D, ANCULLE T, VÁSQUEZ L, GUTIERREZ D. 2018. Forcings and evolution of the 2017 coastal El Niño off Northern Peru and Ecuador. Frontiers in Marine Science. 5: 367. doi: 10.3389/fmars.2018.00367
- ENFEN. 2016a. Informe Técnico No. 006-2016. Disponible en <http://enfen.gob.pe/download/informe-tecnico-2016-6/>
- ENFEN. 2016b. Informe Técnico No. 003-2016. Disponible en <http://enfen.gob.pe/download/informe-tecnico-2016-3/>
- ENFEN. 2017. Informe Técnico Extraordinario No. 001-2017/ENFEN El Niño Costero 2017. Disponible en <http://enfen.gob.pe/download/informe-tecnico-el-nino-costero-2017/>
- FLORES R, TENORIO J, DOMÍNGUEZ N. 2009. Variaciones de la Extensión Sur de la Corriente Cromwell frente al Perú entre 3 y 14°S. Bol Inst Mar Perú. 24(1 -2): 39-52.
- GALDÓS A, MOSQUERA K. 2018. Observando el océano durante el evento El Niño costero 2017. Boletín técnico: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño. 5(1): 10-12.
- GARREAU R D. 2018. A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. Int. J. Climatol. doi:10.1002/joc.5426
- HU Z-Z, HUANG B, ZHU J, KUMAR A, MCPHADEN M J. 2018. On the variety of coastal El Niño events. Climate Dynamics. doi:10.1007/s00382-018-4290-4
- ILLIG S, BACHÈLERY M L, CADIER E. 2018. Subseasonal coastal-trapped wave propagations in the southeastern Pacific and Atlantic Oceans: 2. Wave characteristics and connection with the equatorial variability. J. Geophys. Res. 123: 3942–3961.
- ILLIG S, DEWITTE B, GOUBANOVA K, CAMBON G, BOUCHARÉL J, MONETTI F, ROMERO C, PURCA S, FLORES R. 2014. Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off Central Peru in 2000–2008. J. Geophys. Res. Oceans. 119: 3548–3573. doi:10.1002/2013JC009779
- IMARPE. 2020. Informe Grupo de Trabajo Interdisciplinario de enero de 2020. Disponible en http://www.imarpe.gob.pe/imarpe/lista.php?id_seccion=I01382900000000000000
- KESSLER W S, MCPHADEN M J. 1995. Oceanic equatorial waves and the 1991–1993 El Niño. J. Climate. 8: 1757–1774.
- L'HEUREUX M, TAKAHASHI K, WATKINS A B, BARNSTON A, BECKER E J, DI LIBERTO T E, GAMBLE F, GOTTSCHALCK J, HALPERT M S, HUANG B, MOSQUERA-VÁSQUEZ K, WITTENBERG A. 2016. Observing and predicting the 2015–16 El Niño. Bulletin of the American Meteorological Society. doi:10.1175/BAMS-D-16-0009.1
- MCPHADEN M J, HAYES S P. 1990. Variability in the eastern equatorial Pacific Ocean during 1986–1988. J. Geophysical Research. 95. doi: 10.1029/90JC00509
- 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. 1(1): 4-7.

- MOSQUERA K, DEWITTE B. 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 modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño". Instituto Geofísico del Perú. 3(3): 4 – 8.
- MONTES I. 2014. La circulación del Pacífico tropical este y su conexión con el Perú. Boletín Técnico «Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño», Instituto Geofísico del Perú. Abril. 1(4): 4-7.
- PENG Q, XIE S –P, WANG D, ZHENG X –T, ZHANG H. 2019. Coupled ocean-atmosphere dynamics of the 2017 extreme coastal El Niño. Nature Communication. doi:10.1038/s41467-018-08258-8
- 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.
- QUISPE-CCALLUARI C, CHAMORRO A, ARELLANO C, TAM T. 2021. Comparación de ondas de Kelvin ecuatoriales y ondas atrapadas a la costa ocurridas durante El Niño 2015 – 16 y durante El Niño Costero 2017 frente a Perú: simulaciones y observaciones. Bol Inst Mar Perú. 36(2): 349 - 361.
- REINIGER R F, ROSS C F. 1968. A method of interpolation with application to oceanographic data. Deep-Sea Res. 9: 185 – 193.
- RIDGWAY K R, DUNN J R, WILKIN J L. 2002. Ocean Interpolation by Four-Dimensional Weighted Least Squares - Application to the Waters around Australia. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 19: 1357 – 1375.
- TAKAHASHI K, MARTÍNEZ A G. 2017. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. Clim. Dyn. 1–27. doi: 10.1007/s00382-017-3702-1