

DIFERENCIAS ENTRE LOS IMPACTOS EN LA COSTA PERUANA DE LOS EVENTOS ENOS CÁLIDOS Y EL NIÑO COSTERO 2017: VIENTOS, AFLORAMIENTO, PRODUCTIVIDAD Y ANCHOVETA

CONTRASTING IMPACTS ON THE PERUVIAN COAST OF WARM ENSO AND THE 2017 COASTAL EL NIÑO: WINDS, UPWELLING, PRODUCTIVITY, AND ANCHOVETA

Dante Espinoza-Morriberón¹Vincent Echevin²Francois Colas²Erich Díaz³Jorge Tam¹Tony Anculle⁴Jesús Ledesma⁴Dimitri Gutiérrez¹

<https://doi.org/10.53554/boletin.v36i2.341>

RESUMEN

ESPINOZA-MORRIBERÓN D, ECHEVIN V, COLAS F, DÍAZ E, TAM J, ANCULLE T, LEDESMA J, GUTIÉRREZ D. 2021. *Diferencias entre los impactos en la costa peruana de los eventos ENOS cálidos y El Niño Costero 2017: vientos, afloramiento, productividad y anchoveta*. *Bol Inst Mar Perú*. 36(2): 329-348.- Durante los eventos cálidos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS), frente a Perú en verano, se presenta, generalmente, elevada Temperatura Superficial del Mar (TSM) y altos niveles de precipitación. En el verano 2017 se alcanzaron TSM y precipitaciones comparables con los eventos ENOS cálidos extremos; sin embargo, el origen de este calentamiento, llamado El Niño Costero 2017, no tuvo relación con ENOS. Nuestro objetivo es comparar los impactos de eventos ENOS cálidos (EN) y de El Niño Costero 2017 frente a Perú, usando un modelo físico-biogequímico acoplado (ROMS-PISCES) y datos satelitales. Durante eventos EN, existe intensificación del viento (verano-primavera), mientras que el afloramiento en verano se intensifica ligeramente. A lo largo de la costa se observa incremento de TSM, así como disminución de productividad y de anchoveta. Durante El Niño Costero 2017, el viento se debilitó generando reducción del afloramiento en el verano. Al norte de 10°S se observó mayor aumento de TSM y disminución de productividad, mientras que, al sur se registró anomalías positivas de clorofila-a. La anchoveta se desplazó hacia la zona centro de Perú, sin disminución significativa de su biomasa. Los mecanismos de calentamiento y disminución de la productividad durante eventos EN y en El Niño Costero 2017, son comparados y discutidos en este estudio. Asimismo, se discute la resiliencia del recurso anchoveta durante EN Costero 2017.

PALABRAS CLAVE: El Niño, El Niño Costero 2017, TSM, afloramiento, productividad, anchoveta peruana

ABSTRACT

ESPINOZA-MORRIBERÓN D, ECHEVIN V, COLAS F, DÍAZ E, TAM J, ANCULLE T, LEDESMA J, GUTIÉRREZ D. 2021. *Contrasting impacts on the Peruvian coast of warm ENSO and the 2017 coastal El Niño: winds, upwelling, productivity, and anchoveta*. *Bol Inst Mar Peru*. 36(2): 329-348.- Off Peru, in summer and during warm El Niño Southern Oscillation (ENSO) events, there is usually high Sea Surface Temperature (SST) and flooding rains. In summer 2017, SST and heavy rains comparable to extreme warm ENSO events were reached. Nevertheless, the origin of the warming, known as the 2017 coastal El Niño, was not related to ENSO. Our main goal is to compare the impacts of warm ENSO events (EN) and the 2017 coastal El Niño (2017 CEN) off Peru, using a coupled physical-biogeochemical model (ROMS-PISCES) and satellite data. There is coastal wind intensification during EN events (summer-spring). In summer, upwelling intensifies slightly and there is an increase in SST along the coast, as well as a decrease in productivity and anchoveta. When 2017 CEN occurred, the coastal winds weakened and there was reduced upwelling in the summer. There was a greater increase in SST north of 10°S, as well as a decrease in productivity, and positive chlorophyll-a anomalies were recorded to the south. The anchoveta's population exhibited a southward displacement (towards central Peru), but biomass was not significantly affected. Herein, we discussed the mechanisms responsible for the warming and low productivity during EN events and the 2017 CEN, as well as a tentative mechanism to explain the maintenance of the anchoveta biomass during 2017 CEN.

KEYWORDS: El Niño, 2017 Coastal El Niño, SST, upwelling, productivity, Peruvian anchovy

1 IMARPE, DGIOCC, Laboratorio de Modelado Oceanográfico, Ecosistémico y de Cambio Climático, Esq. Gamarra y Valle, Perú. despinoza@imarpe.gob.pe

2 Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie : Expérimentation et Analyse Numérique (LOCEAN), Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), IRD/CNRS/UPMC/MNHN, 4 Place Jussieu, Case 100, 75252, France.

3 IMARPE, DGIRP, Área Funcional de Dinámica de Población y Evaluación de Recursos

4 IMARPE, DGIOCC, Área Funcional de Oceanografía Química y Geológica

1. INTRODUCCIÓN

El Niño Oscilación Sur (ENOS) es el principal forzante de la variabilidad oceanográfica interanual observada frente al Sistema de Afloramiento Costero del Perú (SACP). La fase cálida del ENOS, conocida como El Niño (EN) se caracteriza por incremento de Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Océano Pacífico. De acuerdo a la distribución de las anomalías de TSM (ATSM) existen dos tipos de EN: EN del Pacífico Este (EN Canónico, Fig. 1a) y EN Modoki (Fig. 1b). Durante EN Canónico las máximas ATSM se observan en el Pacífico este, mientras que, durante EN Modoki son observadas en el Pacífico central ecuatorial (TAKAHASHI *et al.*, 2011). Por tal motivo, nos referiremos a los eventos ENOS cálidos (EN) para englobar a todos aquellos eventos de calentamiento que se originan en el Pacífico Ecuatorial (sea Modoki o Canónico).

Frente a Perú, los eventos EN producen incremento de Temperatura Superficial del Mar (TSM), así como la disminución de la productividad, que se registró mediante datos *in situ* (CALIENES, 2014; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a) y satelitales (CARR *et al.*, 2002). Además, especies de orden trófico superior también son impactadas, como el caso de la anchoveta en la que se observa disminución y cambio de distribución (ÑIQUEN y BOUCHÓN, 2004). Durante EN 1997-1998 extremo, en la columna de agua se registró profundización de la oxiclina (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2018) y de la nutriclina (GRACO *et al.*, 2017).

El calentamiento durante eventos ENOS cálidos frente a Perú se debe, principalmente, al arribo de Ondas Kelvin (OK) de hundimiento generadas en el Pacífico Ecuatorial oeste (KESSLER *et al.*, 1995), las cuales profundizan las principales clinas (termoclina, nutriclina) cuando se propagan a lo largo de la costa (ECHEVIN *et al.*, 2014).

Sin embargo, no todos los episodios de calentamiento frente a Perú se encuentran relacionados a eventos ENOS cálidos (sea Canónico o Modoki, Fig. 1). Es así que durante verano 2017 (enero-marzo) se observaron anomalías positivas extremas de la TSM principalmente al norte de 10°S (entre +8 °C a +10 °C, ENFEN, 2017), mientras que en el Océano Pacífico Central se registraban condiciones neutras (GARREAU, 2018). Este episodio fue definido como El Niño Costero 2017 (GARREAU, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; TAKAHASHI *et al.*, 2018). Eventos de calentamiento con características similares han sido registrados frente a Perú durante el verano 1891, 1925 (TAKAHASHI & MARTÍNEZ, 2017) y durante el invierno 2008, el cual tuvo un impacto menor (HU *et al.*, 2018).

1. INTRODUCTION

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) is the main forcing of the interannual oceanographic variability observed off the Peruvian coastal upwelling system. El Niño, which is the warm phase of ENSO, is characterized by an increase in the Sea Surface Temperature (SST) in the Pacific Ocean. There are two types of ENs according to the distribution of SST anomalies (SSTA): eastern Pacific EN (Canonical EN, Fig. 1a) and EN Modoki (Fig. 1b). SSTA peaks are observed in the eastern Pacific during canonical EN, whereas, they are observed in the central equatorial Pacific during EN Modoki (TAKAHASHI *et al.*, 2011). Therefore, we will refer to warm ENSO events (EN) to encompass all those warming events that originate in the equatorial Pacific (either Modoki or Canonical).

EN produces an increase in Sea Surface Temperature (SST) off Peru, as well as a decrease in productivity, which was recorded by *in situ* (CALIENES, 2014; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a) and satellite data (CARR *et al.*, 2002). These changes in temperature and productivity affect higher trophic order species, such as the anchoveta, which has been observed to decrease and change its distribution (ÑIQUEN & BOUCHÓN, 2004). The deepening of oxycline (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2018) and nutricline was recorded in the water column during extreme EN 1997-1998 (GRACO *et al.*, 2017).

Downwelling Kelvin waves (KW) generated in the western equatorial Pacific (KESSLER *et al.*, 1995), which deepen the main clines (thermocline, nutricline) as they propagate along the coast, are the main cause of the warming during warm ENSO events off Peru (ECHEVIN *et al.*, 2014).

Off Peru, not all warming episodes are related to warm ENSO events (either Canonical or Modoki, Fig. 1). In summer 2017 (January-March), extreme positive SSTA occurred, mainly north of 10°S (between +8 °C and +10 °C; ENFEN, 2017), while neutral conditions were recorded in the Central Pacific Ocean (GARREAU, 2018). This was defined as 2017 coastal El Niño (GARREAU, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; TAKAHASHI *et al.*, 2018). Similar warming events have been recorded off Peru during summer 1891, 1925 (TAKAHASHI & MARTÍNEZ, 2017), and winter 2008, which had a minor impact (HU *et al.*, 2018).

Durante El Niño Costero 2017 (ENC 2017), las anomalías de la TSM alcanzaron magnitud similar al de EN extremos 1982-1983 y 1997-1998 (Fig. 1c), (GARREAUD, 2018; HU *et al.*, 2018), asociadas al fuerte debilitamiento de los vientos alisios del sudeste frente al norte del Perú (GARREAUD, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). La precipitación acumulada durante el verano 2017 superó a todas las mediciones registradas desde 1982, lo que propició la presencia de lluvias extremas en diversas ciudades del norte de la costa peruana, causando inundaciones y cuantiosos daños materiales (RODRÍGUEZ-MORATA *et al.*, 2018).

El origen de El Niño Costero todavía se encuentra en discusión. TAKAHASHI & MARTÍNEZ (2017) mencionan que los procesos acoplados océano-atmósfera asociados al fortalecimiento de la banda sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en conjunto, son los principales mecanismos responsables del debilitamiento de los vientos alisios SE; mientras que, GARREAUD (2018) propone que el forzamiento remoto atmosférico a través del debilitamiento de los vientos del oeste que fluyen por encima de los Andes Subtropicales (27,5°S; 72,5°W) tienen una relación directa con este tipo de eventos.

SSTA, during the occurrence of 2017 CEN, reached magnitudes similar to those of extreme ENs (1982/83 and 1997/98) (Fig. 1c, GARREAUD, 2018; HU *et al.*, 2018), associated with the strong weakening of the southeasterly trade winds off northern Peru (GARREAUD, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). In summer 2017, the accumulated rainfall exceeded all measurements recorded since 1982, which led to extreme impacts in several cities along the northern Peruvian coast, causing flooding and extensive material damage (RODRÍGUEZ-MORATA *et al.*, 2018).

We are still discussing the origin of the coastal El Niño. For example, TAKAHASHI & MARTÍNEZ (2017) mention that the coupled ocean-atmosphere processes associated with the strengthening of the southern band of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) are the main mechanisms responsible for the weakening of the SE trade winds. On the other hand, GARREAUD (2018) proposes that atmospheric remote forcing through the weakening of westerly winds flowing over the Subtropical Andes (27.5°S; 72.5°W) have a direct relationship with this type of event.

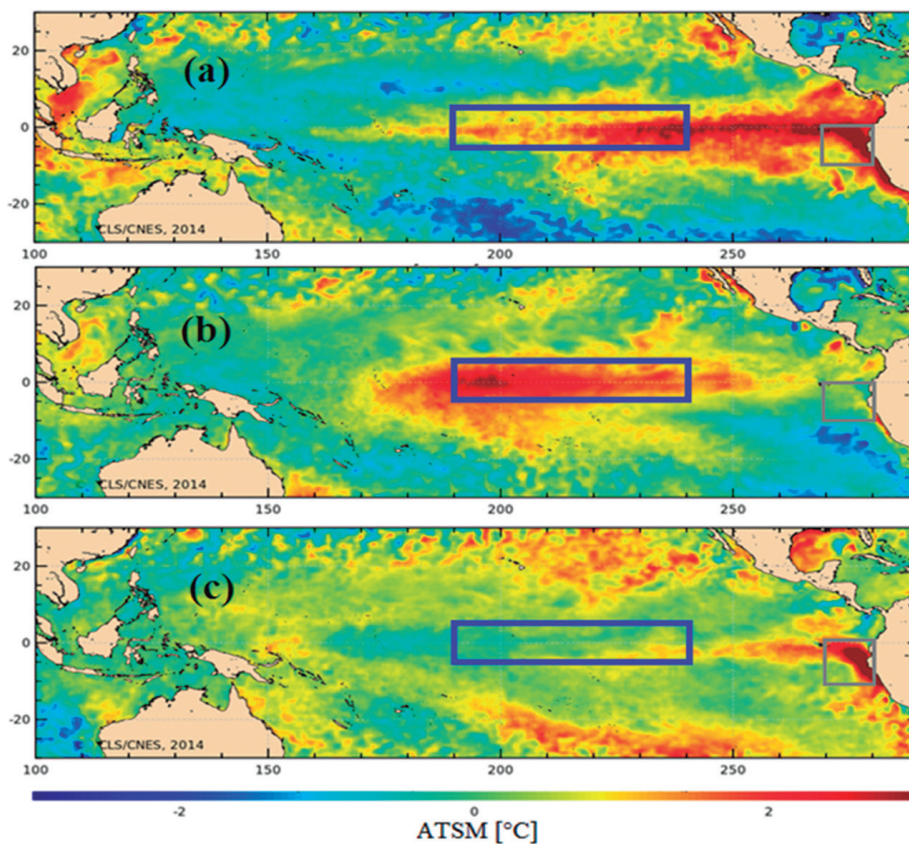


Figura 1.- Anomalia de la TSM durante: a) marzo 1998 (EN Canónico), b) enero 2010 (EN Modoki), c) marzo 2017 (EN Costero 2017). El recuadro azul delimita la región El Niño 3.4 y el gris la región El Niño 1+2. Las imágenes provienen de CLS/CNES, 2014

Figure 1. SSTA during: a) March 1998 (canonical EN), b) January 2010 (Modoki EN), c) March 2017 (EN Costero 2017). The blue box defines the El Niño 3.4 region and the gray box the El Niño 1+2 region. The images were taken from CLS/CNES, 2014

En este estudio, se hace un análisis comparativo de los impactos oceanográficos de los eventos ENOS cálidos (EN) y El Niño Costero 2017 (ENC 2017), enfatizando en los procesos involucrados en los cambios de la productividad, tales como afloramiento costero y disponibilidad de nutrientes. Por último, la distribución de la anchoveta durante ENC 2017 también es brevemente discutida en relación al patrón asociado a los eventos EN.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Para hacer el análisis comparativo entre los eventos EN y ENC 2017 se utilizaron datos provenientes de simulaciones de modelos numéricos e información satelital.

DATOS DE MODELO

Debido a la falta de bases de datos globales (para condiciones de frontera y/o forzante del modelo) que sean continuos en el tiempo y abarquen un gran número de eventos EN, así como a El Niño Costero 2017, se utilizaron dos simulaciones para distintos periodos.

Periodo 1958 – 2008

Se usó el modelo físico “*Regional Oceanic Modelling System*” (ROMS versión 3.1). ROMS es un modelo hidrostático que resuelve ecuaciones primitivas en un sistema en rotación y está basado en la aproximación de Boussinesq (SHCHEPETKIN & McWILLIAMS, 2005). ROMS se acopló al modelo biogeoquímico “*Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*” (PISCES versión 1). PISCES, en el océano (AUMONT *et al.*, 2015), simula la productividad biológica (nanofitoplancton y diatomeas), oxígeno y los ciclos biogeoquímicos de carbono y nutrientes (fósforo, nitrógeno, sílice y hierro).

El área modelada abarcó de 15°N a 40°S y de 100°W a 70°W, entre enero 1958 y diciembre 2008. La resolución horizontal fue de ~18 km (1/6°) con 32 niveles sigma verticales. Los forzantes atmosféricos provinieron de vientos de GOUBANOVA *et al.* (2011) (vientos de *National Centers for Environmental Prediction* - NCEP estadísticamente grillados a mayor resolución) y los flujos de calor de la unión de COADS (DA SILVA *et al.*, 1994) y anomalías de NCEP. El modelo oceánico global SODA (versión 2.1.6) fue utilizado como condición de frontera física. La frontera biogeoquímica provino de la base climatológica CARS2009 (RIDGWAY *et al.*, 2002) para nutrientes y oxígeno. El carbono orgánico e inorgánico disuelto y la alcalinidad procedieron de la climatología de WOA2005 (CONKRIGHT *et al.*, 2002). El hierro climatológico provino de una simulación

This study provides a comparative analysis of the oceanographic impacts of the warm ENSO (EN) and the 2017 coastal El Niño (2017 CEN), focusing on the processes involved in productivity changes, such as coastal upwelling and nutrient availability. In addition, the anchoveta's distribution during 2017 CEN is also briefly discussed in relation to the pattern associated with EN events.

2. MATERIAL AND METHODS

Data from numerical model simulations and satellite information were used to make the comparative analysis between EN and 2017 CEN.

DATA MODEL

We used two simulations for different periods since there are no global databases (for boundary conditions and/or model forcing) that are continuous in time and cover a large number of ENs, as well as 2017 CEN.

Period 1958 – 2008

We used the Regional Oceanic Modelling System (ROMS version 3.1), which is a hydrostatic model that solves primitive equations in a rotating system based on the Boussinesq approximation (SHCHEPETKIN & McWILLIAMS, 2005). ROMS was coupled to the biogeochemical model Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES versión 1). In the ocean, PISCES (AUMONT *et al.*, 2015), simulates biological productivity (nanophytoplankton and diatoms), oxygen, and biogeochemical cycling of carbon and nutrients (Phosphorus, Nitrogen, Silica, and Iron).

The modeled area ranged from 15°N to 40°S and from 100°W to 70°W, between January 1958 and December 2008. The horizontal resolution was ~18 km (1/6°) with 32 vertical sigma levels. GOUBANOVA *et al.* (2011) winds (National Centers for Environmental Prediction - NCEP winds statistically gridded at higher resolution) provided atmospheric forcing and COADS junction heat fluxes (DA SILVA *et al.*, 1994) and NCEP anomalies. The SODA global ocean model (version 2.1.6) was used as the physical boundary condition. The biogeochemical boundary came from the CARS2009 climatological database (RIDGWAY *et al.*, 2002) for nutrients and oxygen. Dissolved organic and inorganic carbon content and alkalinity came from the WOA2005 climatology (CONKRIGHT *et al.*, 2002). Climatological iron came from a global

global del modelo NEMO-PISCES (AUMONT & BOPP, 2006). Para mayor información sobre configuración y validación de la simulación (física y biogeoquímica) el lector es referido a ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a, 2018). Esta simulación es llamada RP-EN. Las anomalías para esta simulación fueron calculadas a partir de una climatología basada entre enero 1958 y diciembre 2008.

Periodo 2013 – 2017

El modelo físico “Coastal and Regional Ocean Community model” (CROCO) fue utilizado para este periodo. Este modelo resuelve las mismas ecuaciones de ROMS, adicionalmente posee un componente no hidrostático que mejora la representación de la dinámica a alta resolución (no usado en este estudio). El código de CROCO (versión 1.0) es similar al de ROMS (versión 3.1). El modelo es acoplado a la misma versión de PISCES empleada en la simulación RP-EN.

El dominio de esta simulación se extendió de 5°N a 20°S y de 92°W a 70°W, entre enero 2013 y junio 2017. La resolución horizontal fue de ~12 km (1/9°) y se utilizaron 32 niveles sigma verticales. Los forzantes atmosféricos en el caso de los vientos fueron del satélite ASCAT (BENTAMY *et al.*, 2009) y para los flujos de calor provinieron de ERA *Interim* (DEE *et al.*, 2011). Se aplicó el modelo Mercator (LELLOUCHE *et al.*, 2018) para las condiciones de frontera física y la base climatológica de CARS para las condiciones biogeoquímicas. Mayor descripción de la configuración y validación física de la simulación en ECHEVIN *et al.* (2018). La simulación en el presente trabajo es llamada RP-ENC. Las anomalías para esta simulación fueron calculadas a partir de la climatología entre enero 2013 y diciembre 2016.

DATOS SATELITALES

Se utilizaron datos satelitales de clorofila-a (Cl-a) para la validación del modelo y el análisis de la productividad durante los eventos EN y ENC 2017.

Los datos de Cl-a superficial provienen del acoplamiento de datos satelitales de SeaWiFS (set. 1997 – dic. 2010, O’REILLY *et al.*, 1998) y MODIS (ene. 2011 – dic. 2017, *Ocean Biology Processing Group*, 2003). Los datos de MODIS fueron corregidos debido al sesgo que presentan respecto a SeaWiFS (DEMARCQ & BENAZZOUZ, 2015; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017b). El producto SeaWiFS-MODIS posee una resolución espacial de ~4 km.

Las anomalías de Cl-a fueron calculadas en base a la climatología mensual entre enero 1998 –

simulation of the NEMO-PISCES model (AUMONT & BOPP, 2006). We recommend ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a, 2018) for further information on simulation setup and validation (physical and biogeochemical). This simulation is called RP-EN. A climatology based between January 1958 and December 2008 was used to estimate the anomalies for this simulation.

Period 2013 – 2017

The physical Coastal and Regional Ocean Community (CROCO) model was used for this period and solved the same equations as ROMS. It also has a non-hydrostatic component that improves the representation of the dynamics at high resolution (which was not used in this study). The CROCO code (version 1.0) used is similar to that of ROMS (version 3.1). The model is coupled to the same version of PISCES used in the RP-EN simulation.

The simulation ranged from 5°N to 20°S and from 92°W to 70°W, between January 2013 and June 2017. The horizontal resolution was ~12 km (1/9°) and 32 vertical sigma levels were used. ASCAT satellite data provided the atmospheric forcing for winds (BENTAMY *et al.*, 2009), and for heat fluxes, they came from ERA-*Interim* (DEE *et al.*, 2011). The Mercator model (LELLOUCHE *et al.*, 2018) was used for the physical boundary conditions and the CARS climatological basis for the biogeochemical conditions. Further description of the simulation setup and physical validation in ECHEVIN *et al.* (2018). In this paper, the simulation is called RP-ENC. The anomalies for this simulation were estimated from the climatology between January 2013 and December 2016.

SATELLITE DATA

Chlorophyll-a (Cl-a) satellite data were used for model validation and productivity analysis during the ENs and 2017 CEN.

Surface Cl-a came from the coupling of satellite data from SeaWiFS (Sept. 1997 - Dec. 2010, O’REILLY *et al.*, 1998) and MODIS (Jan. 2011 - Dec. 2017, *Ocean Biology Processing Group*, 2003). Given the bias they present compared to SeaWiFS, the MODIS data were corrected (DEMARCQ & BENAZZOUZ, 2015; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017b). The output has a spatial resolution of ~4 km.

Cl-a anomalies were estimated based on monthly climatology between January 1998 - December 2015. Furthermore, we calculated the mean Cl-a

diciembre 2015. Además, utilizando el producto SeaWiFS-MODIS, con el cual se tienen ~20 años de observaciones, y diferentes eventos EN, se calculó anomalías promedio de CI-a para los eventos EN y EN Costero 2017, como indicador de productividad.

ANÁLISIS DEL AFLORAMIENTO

Para el cálculo del esfuerzo del viento, variable importante para entender el comportamiento del afloramiento, se siguió la formulación “bulk” en la configuración del modelo (LIU *et al.*, 1979), donde se toman en cuenta la TSM modelada y el forzante de la velocidad del viento.

Para el diagnóstico del afloramiento costero se utilizó la velocidad vertical modelada (en m día⁻¹) entre los 20 y 40 m de profundidad, dentro de 100 km a la costa y entre 6°S y 10°S debido a que fue la zona de mayor impacto de ENC 2017.

IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS EN

Para definir los eventos EN, se utilizó la metodología para el cálculo del ONI (*Oceanic Nino Index*) en la región El Niño 1+2 (0-10°S y 90°W-80°W) (www.cpc.ncep.noaa.gov). En este caso, se consideran periodos de evento EN, en los cuales la media móvil trimestral de las anomalías de la TSM fueron mayores a 0,5 °C, por al menos cinco meses consecutivos.

Además, para calcular la climatología de una variable durante el evento EN, se tomaron todos los meses entre 1958 a 2008 que se encontraron en condición EN y se promediaron sus valores por cada mes del año. Por tal motivo, cada mes climatológico de un evento EN no necesariamente fue calculado con el mismo número de observaciones.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Vientos y afloramiento costero

Para analizar el impacto de los eventos EN y ENC 2017 sobre el afloramiento es necesario entender el comportamiento de los vientos frente a la costa peruana. El esfuerzo del viento modelado se incrementa típicamente a lo largo de la costa durante los eventos EN. Es así que, durante los veranos EN 1982-83 y 1997-98 los valores alcanzaron $+0,5 \cdot 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$ a lo largo de la costa, con dirección hacia el ecuador (Fig. 2). Este incremento también ha sido señalado por ENFIELD (1981) frente a Callao (EN 1972-73) y KESSLER (2006) a lo largo de la costa (EN 1992-93 y 1997-98). CHAMORRO *et al.* (2018) utilizando un modelo regional atmosférico, demostró que durante EN 1997-98, el incremento del viento costero con dirección al

anomalies for the EN and 2017 CEN through the SeaWiFS-MODIS output, which has ~20 years of observations and different EN events, as an indicator of productivity.

UPWELLING ANALYSIS

Wind stress, which is an important variable for understanding the behavior of the upwelling, was estimated following the bulk formulation in the model configuration (LIU *et al.*, 1979), where the modeled SST and the wind speed forcing are considered.

Modeled vertical velocity (in m day⁻¹) between depths of 20 and 40 m, within 100 km offshore and between 6°S and 10°S was used for coastal upwelling diagnostics because it was the area where 2017 CEN had the greatest impact.

IDENTIFICATION OF EN EVENTS

We used the methodology for estimating the ONI (Oceanic Nino Index) in the El Niño 1+2 region (0-10°S and 90°W-80°W) to define EN events (www.cpc.ncep.noaa.gov). The occurrence of EN can be defined as periods in which the quarterly moving average of SSTA was greater than 0.5 °C for at least five consecutive months.

All the months between 1958 and 2008 (under EN condition) were considered to estimate the climatology of a variable during EN, and their values were averaged for each month of the year. We did not necessarily estimate each climatological month of an EN event with the same number of observations.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Winds and coastal upwelling

It is necessary to understand the wind behavior off the coast of Peru to analyze the impact of EN and 2017 CEN on upwelling. Modeled wind stress typically increases along the coast during El Niño. During EN 1982/83 and 1997/98, which occurred in summer, the values reached $+0.5 \cdot 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$ along the coast in an equatorward direction (Fig. 2). This increase has also been reported by ENFIELD (1981) off Callao (EN 1972/73) and KESSLER (2006) along the coast (EN 1992/93 and 1997/98). CHAMORRO *et al.* (2018), using a regional atmospheric model, showed that during EN 1997/98, the increase of the equatorward coastal wind was caused by the

ecuador fue ocasionado por el gradiente latitudinal presentado por TSM (más cálida al norte), que generó mayor disminución de la presión atmosférica al norte (6°S) respecto al sur (14°S). La intensificación del viento se observa durante casi todo el periodo de un evento EN (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

Aunque la intensificación del esfuerzo de viento es el principal mecanismo que genera el afloramiento costero, la simulación histórica RP-EN muestra que en promedio durante un año climatológico de un evento EN, el afloramiento (evaluado mediante la velocidad vertical modelada) tiende a presentar anomalías negativas en la mayoría de los meses (más intensas durante primavera), a excepción de febrero cuando se observan anomalías positivas (Fig. 3), (HUYER *et al.*, 1987; COLAS *et al.*, 2008). Esta disminución del afloramiento durante los eventos EN se encontraría relacionada al aumento de la estratificación (OERDER *et al.*, 2015) y a que el efecto del esfuerzo de viento es contrarrestado por una corriente zonal hacia la costa (especialmente durante otoño-primavera, ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a), la cual se origina debido al gradiente norte-sur del nivel del mar durante EN (COLAS *et al.*, 2008). Asimismo, la simulación 2015-2017 RP-ENC (Fig. 4) muestra que el afloramiento presentó anomalías negativas durante el pico de EN 2015-2016 (noviembre – diciembre 2015), relacionado a la corriente zonal hacia la costa (ESPINOZA-MORRIBERÓN, 2017b) recuperándose el verano 2016.

latitudinal gradient displayed by SST (warmer to the north), which generated a greater decrease in atmospheric pressure to the north (6°S) compared to the south (14°S). Wind intensification is observed during almost the entire period of an EN (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

The historical RP-EN simulation shows that on average during a climatological EN year, the upwelling (evaluated by the modeled vertical velocity) shows negative anomalies in most months (more intense during spring), except for February when positive anomalies are observed (Fig. 3, HUYER *et al.*, 1987; COLAS *et al.*, 2008). This decrease in upwelling during EN would be related to increased stratification (OERDER *et al.*, 2015) and to the effect of wind stress being counteracted by a coastward zonal current flow (especially in autumn-spring, ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a), which originates due to the north-south sea level gradient during EN (COLAS *et al.*, 2008). Likewise, the 2015-2017 RP-ENC simulation (Fig. 4) shows that the upwelling had negative anomalies during the peak of EN 2015/16 (November - December 2015), related to the coastward zonal current flow (ESPINOZA-MORRIBERÓN, 2017b), thus recovering in summer 2016.

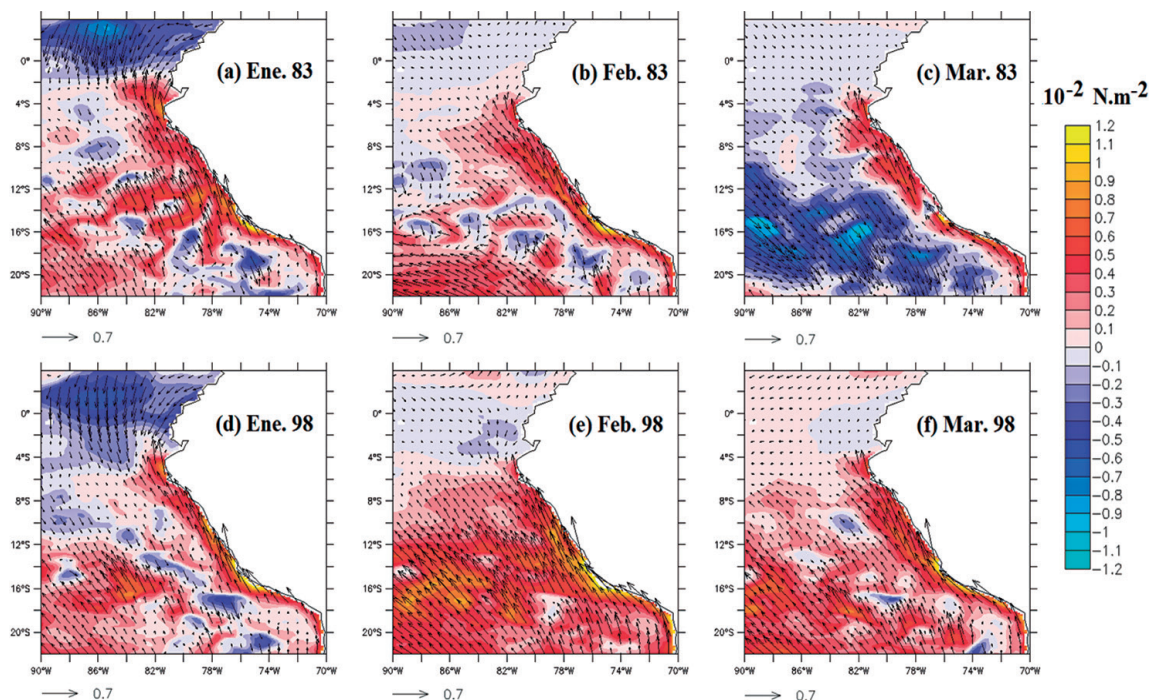


Figura 2.- Anomalías del esfuerzo (10^{-2} N m^{-2}) y de la dirección del viento durante los veranos 1983 (a-c) y 1998 (d-e). Los datos provienen del modelo configurado entre 1958 y 2008 (RP-EN)

Figure 2. Stress (10^{-2} N m^{-2}) and wind direction anomalies for summers 1983 (a-c) and 1998 (d-e). Data are from the 1958-2008 model (RP-EN)

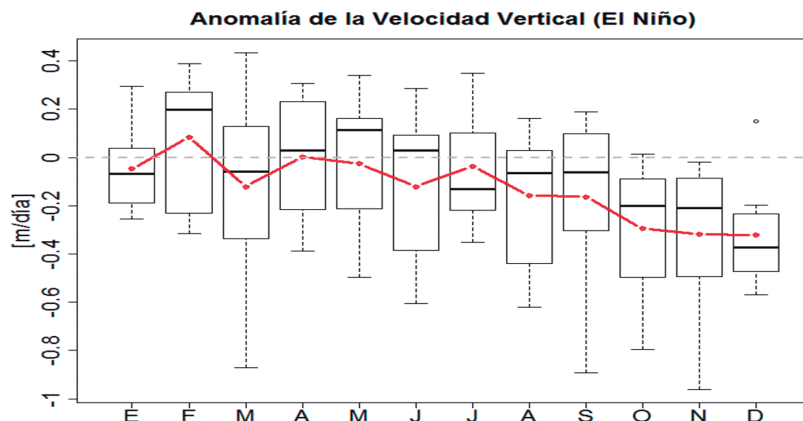


Figura 3.- Diagrama de cajas mensual de anomalías de la velocidad vertical (m día⁻¹) dentro de 100 km a la costa, entre 6°S-10°S y entre 20 a 40 m, durante EN. La línea roja representa la climatología de la velocidad vertical durante EN. Los datos provienen del modelo configurado entre 1958-2008

Figure 3. Monthly box plot of vertical velocity anomalies (m day⁻¹) within 100 km offshore, between 6°S-10°S and between 20 to 40 m, during EN. The red line represents the vertical velocity climatology during EN. The data are from the 1958-2008 model

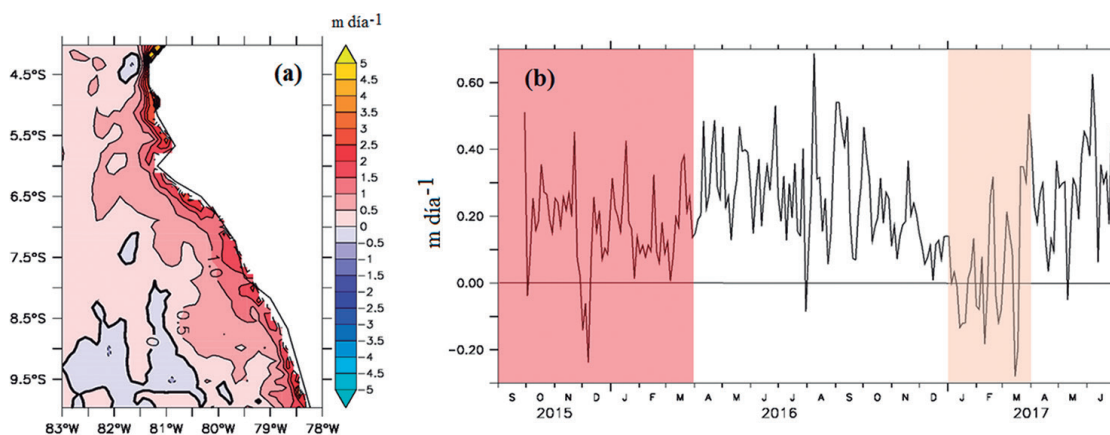


Figura 4.- (a) Velocidad vertical promedio (m día⁻¹, 2013 – 2017) entre 20 y 40 m, en la región norte del Perú. (b) Serie de tiempo de las anomalías de velocidad vertical (setiembre 2015 - junio 2017) dentro de 100 km, de 6°S-10°S y entre 20 y 40 m. En (b), el área roja representa el periodo EN 2015-2016 y el área crema toma en cuenta el periodo El Niño Costero 2017. Los datos provienen de la simulación RP-ENC

Figure 4. (a) Average vertical velocity (m day⁻¹, 2013 – 2017) between 20 and 40 m, in northern Peru. (b) Time series of vertical velocity anomalies (September 2015 - June 2017) within 100 km, from 6°S-10°S and between 20 and 40 m. In (b), the red area represents the EN 2015/16 period and the cream area considered the 2017 CEN. Data are from the RP-ENC simulation

Las observaciones sugieren que la formación de un gradiente de TSM entre Panamá-Ecuador (con anomalías negativas) y entre 2°S y 10°S (con anomalías positivas) (efecto “Bjerknes costero”; ENFEN, 2017; PENG *et al.*, 2019) provocó un efecto inverso sobre el viento en el verano 2017 a lo típicamente observado durante un evento EN, llegando a generarse vientos hacia el sur en la zona norte de Perú (TAKAHASHI *et al.*, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). De acuerdo a la simulación RP-ENC, el afloramiento costero presentó anomalías negativas durante el verano 2017, con un mínimo en marzo (−0,28 m día⁻¹) (Fig. 4b). La disminución del afloramiento costero se encontraría relacionada a la intensa estratificación y al debilitamiento del viento

In summer 2017, observations showed that there were atypical effects on the wind, thus differing from what has been recorded during EN, with southward winds being generated in northern Peru (TAKAHASHI *et al.*, 2018; ECHEVIN *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). Several authors suggest that this was caused by the formation of an SST gradient between Panama-Ecuador (with negative anomalies) and between 2°S and 10°S (with positive anomalies) (coastal Bjerknes feedback; ENFEN, 2017; PENG *et al.*, 2019). The coastal upwelling presented negative anomalies in summer 2017, according to the RP-ENC simulation, with a minimum in March (−0,28 m day⁻¹) (Fig. 4b). The decrease in coastal upwelling

costero durante enero-febrero; sin embargo, durante marzo, a pesar del incremento de los vientos cerca de la costa, el debilitamiento de los vientos oceánicos habría ocasionado la disminución rotacional del esfuerzo de viento y por lo tanto menor succión de Ekman (ECHEVIN *et al.*, 2018).

Durante ENC 2017, a diferencia de un evento EN, se observó que las anomalías de la dirección del viento se orientaron hacia el sur, sobre todo al norte de 10°S, las cuales se atenuaron hacia fines de marzo y, las anomalías del esfuerzo del viento también presentaron valores negativos sobre todo durante enero, para tornarse positivos muy cerca de la costa en marzo (ver figura 2 en ECHEVIN *et al.*, 2018).

Temperatura del mar

El Niño Costero 2017 produjo anomalías positivas de la TSM similares a las generadas durante eventos EN extremos de acuerdo a los modelos (Fig. 5), lo cual es consistente con las observaciones y lo descrito por otros estudios (ECHEVIN *et al.*, 2018; HU *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). Sin embargo, el patrón de distribución de las anomalías de la TSM asociadas a ENC 2017 difiere del que se presenta en los eventos EN frente a Perú. Durante EN, se observa que toda la costa peruana presenta anomalías positivas de TSM, las cuales se proyectan desde la franja ecuatorial, pudiéndose encontrar la isolínea de +4 °C distribuida entre ~2°S y 16°S, abarcando una extensión de ~150 km frente a la costa (Fig. 5a, b). Durante ENC 2017, las anomalías positivas abarcaron la región costera entre 2°S y 10°S dentro de 150 km a la costa (+3 °C a +5 °C), mientras que al sur de los 14°S se observaron condiciones neutras a negativas de TSM (mínima de -0,5 °C) dentro de los 60 km a la costa.

would be related to the intense stratification and weakening of the coastal wind during January-February. Nevertheless, in March, despite the increase in nearshore winds, the weakening of the oceanic winds would have caused the rotational decrease in the wind stress and therefore lower Ekman suction (ECHEVIN *et al.*, 2018).

Wind direction anomalies during 2017 CEN, unlike an EN event, had a southward direction, especially north of 10°S, which attenuated in late March. Also, wind stress anomalies showed negative values especially in January, becoming positive in March, very nearshore (see Figure 2 in ECHEVIN *et al.*, 2018).

Sea temperature

2017 CEN produced positive SST anomalies similar to those generated during extreme ENs according to the models (Fig. 5). This is in line with observations and what has been described by other studies (ECHEVIN *et al.*, 2018; HU *et al.*, 2018; PENG *et al.*, 2019). Nonetheless, SSTA distribution, associated with 2017 CEN, differs from that of EN events off Peru. During EN, there are positive SSTA along the entire Peruvian coast, which are projected from the equatorial fringe, and the +4 °C isoline can be found distributed between ~2°S and 16°S, covering an extension of ~150 km offshore (Fig. 5a, b). During 2017 CEN, positive anomalies covered the coastal region between 2°S and 10°S within 150 km offshore (+3 °C to +5 °C), while south of 14°S neutral to negative SST conditions (minimum -0.5 °C) was observed within 60 km offshore.

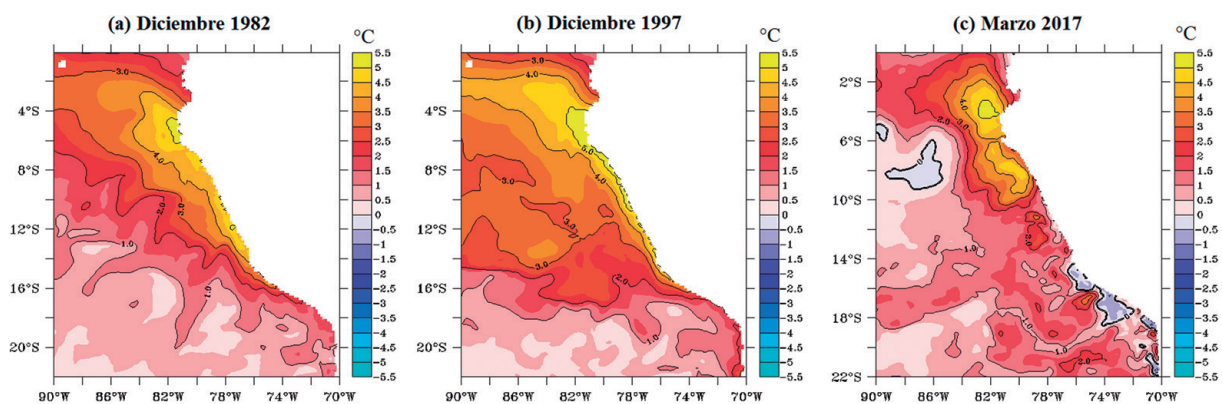


Figura 5.- Anomalía de la TSM (°C) durante el segundo pico de EN extremo 1982-1983 (a) y 1997-1998 (b), y durante marzo 2017 (c). Los datos de (a) y (b) provienen de la simulación RP-EN, mientras que (c) proviene de la simulación RP-ENC

Figure 5. SSTA (°C) during the second peak of extreme EN 1982/83 (a) and 1997/98 (b), and in March 2017 (c). The data in (a) and (b) are from the RP-EN simulation, while (c) is from the RP-ENC simulation

El calentamiento durante EN es debido, principalmente, al paso de ondas Costeras Atrapadas (OCA) de hundimiento, producidas por el arribo de ondas Kelvin (OK) de hundimiento generadas en el Pacífico Central u Occidental. Al propagarse las OCA de hundimiento, a lo largo de la costa generan el incremento del nivel del mar y la profundización de la termoclina (COLAS *et al.*, 2008), aumentando el contenido de calor en la columna de agua. Una OCA de hundimiento a su vez, también profundiza la oxiclina (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; GRACO *et al.*, 2017; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2018) y la nutriclina, desencadenando disminución de la productividad a lo largo de la costa (ECHEVIN *et al.*, 2014; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

Durante El Niño Costero 2017, el calentamiento en la zona norte se observó especialmente en superficie ($-28\text{ }^{\circ}\text{C}$ encima de 20 m en Paita, ENFEN, 2017) y con una capa de mezcla que se redujo durante enero (-6 m) y se profundizó ligeramente durante febrero-marzo (ECHEVIN *et al.*, 2018). Mediante el uso de modelos numéricos físicos, ECHEVIN *et al.* (2018) y PENG *et al.* (2019) evaluaron la contribución de la OCA y el debilitamiento del viento durante ENC 2017. ECHEVIN *et al.* (2018) encontró que el debilitamiento del viento costero en el norte del Perú (forzante local), tuvo mayor influencia en el calentamiento de la columna de agua en comparación al arribo de las OCA de hundimiento (forzante remoto). Cabe recalcar que, primero se debilitó el viento (desde enero) y luego se produjo el arribo de dos OCA de hundimiento (una en febrero y otra en marzo). En contraste, PENG *et al.* (2019) en el modelo que empleó, encontró que el debilitamiento del viento costero en el norte, junto con el arribo de las OCA tuvieron un papel igualmente importante en el calentamiento durante ENC 2017.

Productividad

Nuestro análisis muestra la disminución de la productividad durante los eventos EN, tal como ya ha sido señalado por otros autores (BARBER & CHAVEZ, 1983; CARR, 2003; CALIENES, 2014), con anomalías negativas distribuidas principalmente entre ~ 20 y 150 km de la costa y de 7°S a 14°S (Fig. 6a, c). ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a) señalaron que la disminución de la productividad durante El Niño en verano está relacionada al aumento de la limitación por luz debido a la profundización de la capa de mezcla, que influye negativamente en el crecimiento fitoplanctónico (CALIENES *et al.*, 1985, en un año climatológico) debido al transporte del fitoplancton hasta la "profundidad crítica" donde no captaría luz suficiente para realizar la fotosíntesis. En cambio, durante otoño-invierno, la limitación

During EN, the warming is mainly due to the passage of downwelling coastal-trapped waves (CTWs), produced by the arrival of downwelling Kelvin waves (KW) generated in the Central or Western Pacific. As these CTWs propagate along the coast, they cause sea level to rising and the thermocline to deepen (COLAS *et al.*, 2008), increasing the heat content in the water column. In turn, a downwelling CTW also deepens the oxycline (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; GRACO *et al.*, 2017; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2018) and nutricline, triggering decreased productivity along the coast (ECHEVIN *et al.*, 2014; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

During 2017 CEN, surface warming was particularly observed in the northern area ($\sim 28\text{ }^{\circ}\text{C}$ above 20 m at Paita, ENFEN, 2017) and with a mixing layer that was reduced in January (-6 m) and slightly deepened between February-March (ECHEVIN *et al.*, 2018). ECHEVIN *et al.* (2018) and PENG *et al.* (2019) evaluated the contribution of the CTW and wind weakening during 2017 CEN through numerical physics modeling. ECHEVIN *et al.* (2018) found that in northern Peru, coastal wind weakening (local forcing) had a greater influence on the warming of the water column compared to the arrival of downwelling CTW (remote forcing). The wind first weakened (since January) and then there was the arrival of two downwelling CTWs (one in February and the other in March). PENG *et al.* (2019) found in their model that the weakening of the coastal wind in the north, together with the arrival of the CTWs played an equally important role in the warming during 2017 CEN.

Productivity

Our analysis is consistent with what has already been reported by other authors (BARBER & CHAVEZ, 1983; CARR, 2003; CALIENES, 2014) on the decrease in productivity during ENs, with negative anomalies distributed mainly between ~ 20 and 150 km offshore and from 7°S to 14°S (Fig. 6a, c). ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a) indicated that during EN in summer, the decrease in productivity is related to increased light limitation given the deepening of the mixing layer, which negatively influences phytoplankton growth (CALIENES *et al.*, 1985, in a climatological year) due to the transport of phytoplankton to the "critical depth" where it would not capture enough light to perform. During autumn-winter, the nutrient limitation would instead be the main mechanism, as the passage of the downwelling CTW deepens

por nutrientes sería el mecanismo principal, ya que el paso de la OCA de hundimiento profundiza la nutriclina (BARBER & CHAVEZ, 1983; GRACO *et al.*, 2017) y, además, existe un menor contenido de nutrientes en las aguas que alimentan el afloramiento y mayor subducción de NO_3 costa-océano (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

Durante EN, en una franja muy costera (~15 km a la costa), se observan anomalías positivas que varían entre +1 a +2 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 6a). Este incremento cercano a la costa ha sido documentado anteriormente por CALIENES (2014) durante enero-febrero de 1983 (segundo pico de EN 1982-1983), quien lo atribuyó a mayor aporte de silicatos por parte del río Guayaquil (Ecuador). Durante EN 2015-2016, también se observaron anomalías positivas de la Cl-a cerca de la costa (COLAS *et al.*, 2018; ESPINOZA-MORRIBERÓN, 2017b); sin embargo, estas podrían estar relacionadas a la regeneración de nutrientes por la resuspensión de los sedimentos en la columna de agua (DALE *et al.*, 2017; Colas, comunicación personal).

the nutricline (BARBER & CHAVEZ, 1983; GRACO *et al.*, 2017) and there is also lower nutrient content in the waters feeding the upwelling and greater coastal-ocean NO_3 subduction (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a).

Positive anomalies varying between +1 to +2 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 6a) are observed during EN in a very coastal strip (~15 km offshore). CALIENES (2014) has previously documented this nearshore increase during January-February 1983 (second peak of EN 1982/83) and attributed it to increased silicate input from the Guayaquil River (Ecuador). During EN 2015/16, nearshore positive Cl-a anomalies were also observed (COLAS *et al.*, 2018; ESPINOZA-MORRIBERÓN, 2017b). However, these could be caused by the regeneration of nutrients via the resuspension of sediments in the water column (DALE *et al.*, 2017; Colas, personal communication).

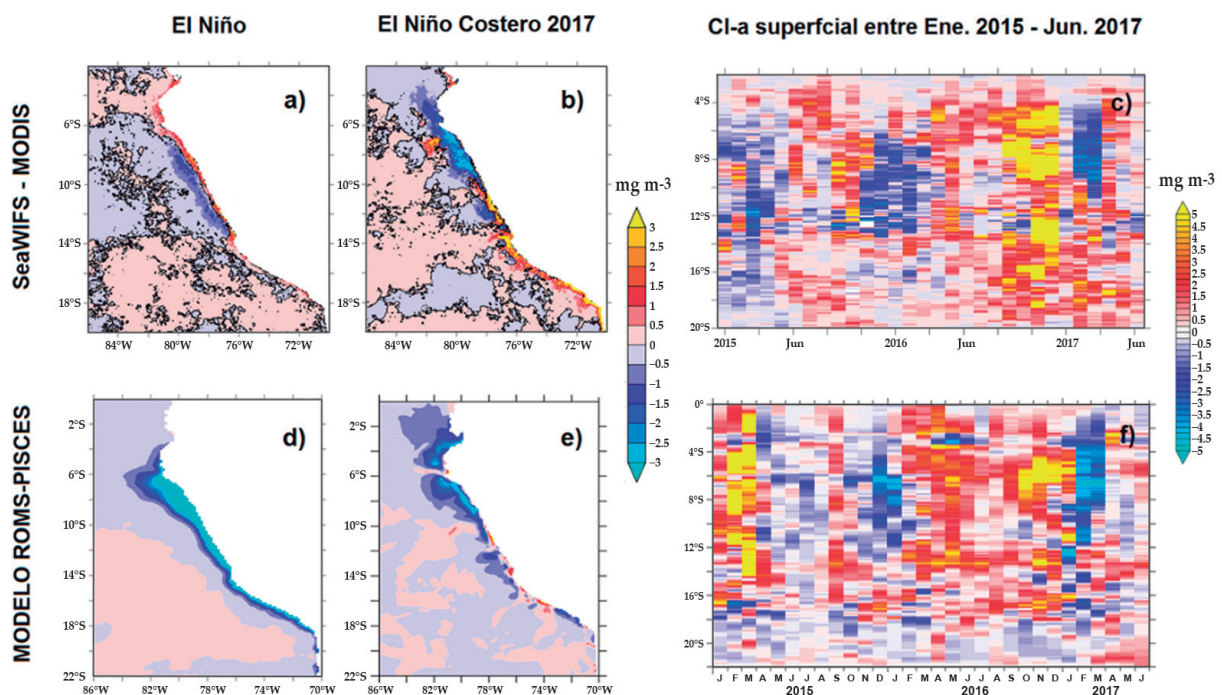


Figura 6.- Anomalía de la Cl-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) promedio durante un año promedio EN y durante verano 2017 (Ene - Mar) para los datos satelitales (a, b) y el modelo (d, e). Diagrama Hovmöller (latitud vs tiempo) de las anomalías de Cl-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) a lo largo de la costa entre ene. 2015 y jun. 2017, promediada dentro de 100 km y de la costa mensualmente para el satélite (c) y el modelo (f). Para (a), (b) y (c) los datos provienen del producto SeaWiFS-MODIS a 4 km de resolución y la climatología para el cálculo de las anomalías se basa en el periodo 2000-2015. Para (d), los datos provienen del modelo configurado entre 1958-2008 RP-EN, mientras que (e) y (f) proviene de la simulación 2013-2017 RP-ENC.

Figure 6. Mean Cl-a anomaly ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) during a mean EN year and summer 2017 (Jan - Mar) for satellite (a, b) and model (d, e) data. Hovmöller plot (latitude vs time) of Cl-a anomalies ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) along the coast between Jan 2015 and Jun 2017, averaged within 100 km offshore monthly for satellite (c) and model (f). For (a), (b), and (c), the data come from the SeaWiFS-MODIS product at 4 km resolution and the climatology for the anomaly calculation is based on the period 2000-2015. For (d), the data comes from the 1958-2008 RP-EN model, while (e) and (f) comes from the 2013-2017 RP-ENC simulation.

La información satelital muestra que durante El Niño Costero 2017, la distribución y persistencia de las anomalías negativas de *Cl-a* fueron distintas a las condiciones promedio durante EN (Fig. 6b, c). Las anomalías negativas se observaron de enero a marzo 2017, estando restringidas dentro de la zona norte entre 5°S y 10°S, dentro de 150 km frente a la costa (-2 a 3 mg.m⁻³). Al sur de 10°S predominaron anomalías positivas dentro de ~60 km (~+2,5 mg.m⁻³). En la figura 6 (d-f) se puede observar que las simulaciones fueron capaces de reproducir las condiciones generales de la productividad durante un evento EN y ENC 2017, aunque la simulación RP-EN no reprodujo la franja altamente productiva cerca de la costa (Fig. 6d) observada por el satélite durante los eventos EN (Fig. 6a). Esto podría deberse a la falta de aporte de los ríos en la configuración de nuestra simulación y a la falta de representación de los procesos que suceden en el sedimento cerca de la costa en el modelo. Sin embargo, la simulación RP-ENC capta el dipolo observado durante ENC 2017 de anomalías negativas al norte y anomalías positivas al sur de 10°S (Figs. 6e, 7a), así como la duración de las mayores anomalías negativas al norte de 10°S durante verano 2017 (febrero-marzo, Figs. 6f, 7a). Cabe mencionar que las anomalías positivas al sur de 10°S del modelo, no se presentan constantes (a diferencia del satélite) entre 10°S-16°S y se intercalan con anomalías negativas, por lo que el promedio en esa región puede no representar anomalías positivas; sin embargo, si tomamos una región al sur más pequeña (15°S-16°S, Fig. 7a), el modelo reproduce anomalías positivas durante marzo 2017 (~+1,8 mg.m⁻³). Esto permite, a partir del modelo, evaluar cuales fueron los principales factores que determinaron los cambios de la productividad.

Como se ha mencionado anteriormente, los factores limitantes del crecimiento del fitoplancton están relacionados a la luz y a los nutrientes. Para evaluar la limitación por luz, tomamos en cuenta la profundidad de la Capa de Mezcla (CM) y la radiación solar incidente. Referente a la profundidad de la CM (anomalía positiva: profundización negativa: somerización), ECHEVIN *et al.* (2018) muestran a partir del modelo, al norte de 10°S durante enero 2017, una CM somerizada (~ -5,5 m), mientras que durante febrero-marzo 2017 (periodo de intensas anomalías negativas de *Cl-a* en el modelo), la anomalía de la CM varió entre 0 y +2 m. Entre 10°S y 16°S, la CM mostró una evolución similar al norte de 10°S durante verano; sin embargo, en febrero todavía se encontró ligeramente somerizada (-2 m). Este comportamiento es diferente a lo observado durante un evento EN, en el cual la CM se mantiene profunda durante el máximo pico de TSM (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a). Esto también fue observado durante EN 2015-2016, cuando las anomalías de la profundidad de la CM alcanzaron valores de +6 m a lo largo de la costa (Fig. 7c).

During 2017 CEN, satellite data show that the distribution and persistence of negative *Cl-a* anomalies were different from the mean conditions during a typical EN (Fig. 6b, c). From January to March 2017, negative anomalies were observed, restricted between 5°S and 10°S, within 150 km offshore (-2 a 3 mg.m⁻³), while south of 10°S, positive anomalies predominated within ~60 km (~+2.5 mg.m⁻³). Figure 6 (d-f) shows that the simulations were able to reproduce the general productivity conditions during ENs and 2017 CEN, although the RP-EN simulation did not reproduce the highly productive nearshore strip (Fig. 6d) observed by the satellite during ENs (Fig. 6a). The lack of river input in our simulation setup and the lack of representation of the processes occurring in the nearshore sediment in the model could explain this. The RP-ENC simulation captures the observed dipole of negative anomalies north and positive anomalies south of 10°S during ENC (Figs. 6e, 7a), as well as the duration of the largest negative anomalies north of 10°S in summer 2017 (February-March, Figs. 6f, 7a). The positive anomalies south of 10°S from the model were not constant (unlike the satellite) between 10°S-16°S and are interspersed with negative anomalies, so the average in that region may not represent positive anomalies. However, if we take a smaller southern region (15°S-16°S, Fig. 7a), the model reproduces positive anomalies in March 2017 (~ +1.8 mg.m⁻³). Based on the model, this allows us to assess which were the main factors that determined the changes in productivity.

The limiting factors for phytoplankton growth are related to light and nutrients, as mentioned above, so we considered the depth of the mixing layer (ML) and the incident solar radiation to evaluate the limitation by light. Regarding the ML depth (positive anomaly: negative deepening: shallowing), ECHEVIN *et al.* (2018) based on the model, showed a shallow ML (~ -5.5 m), north of 10°S in January 2017, while between February-March 2017 (period of intense negative *Cl-a* anomalies in the model), the ML anomaly varied between 0 and +2 m. In summer, between 10°S and 16°S, the ML showed a similar evolution north of 10°S, but in February it was still slightly shallow (-2 m), which is completely different from what has been observed during a typical EN, in which the ML remains deep during the maximum SST peak (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a). This was also observed during EN 2015/16 when ML depth anomalies reached values of +6 m along the coast (Fig. 7c).

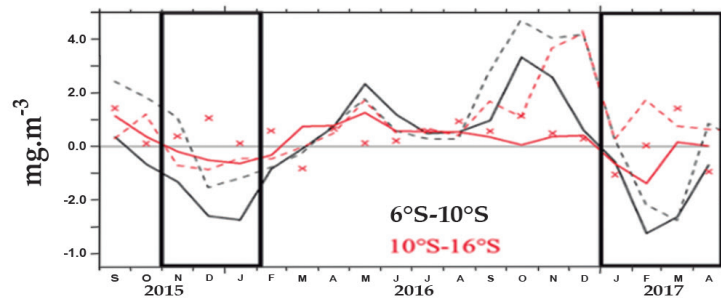
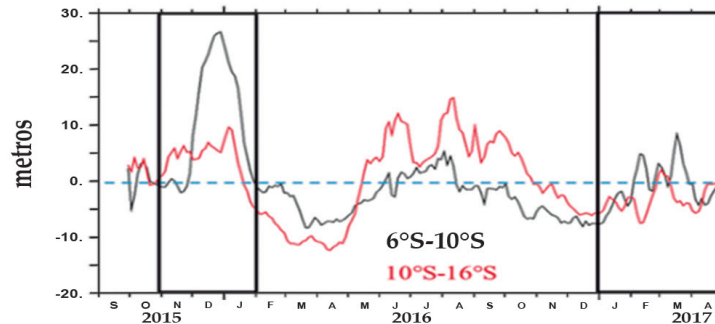
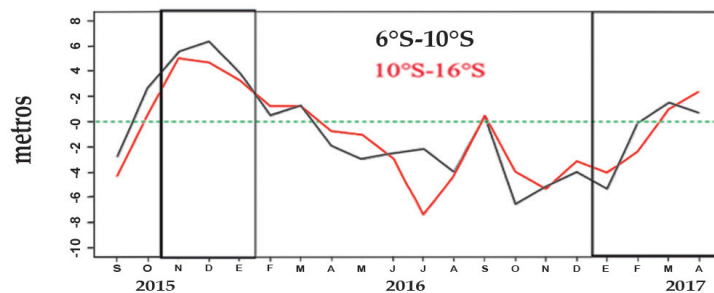
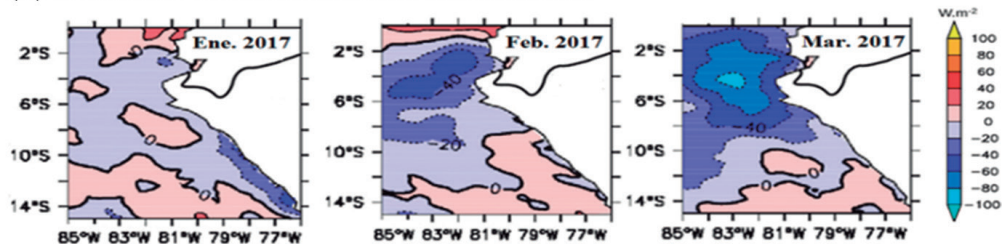
(a) Anomalía de la Clorofila-a superficial**(b) Anomalía de la profundidad de la nitracлина****(c) Anomalía de la profundidad de la capa de mezcla****(d) Anomalía de la radiación de la onda corta**

Figura 7.- Serie tiempo de la anomalía de Cl-a superficial del modelo (línea gruesa) y satélite promedio (línea punteada) (a). En (a), las cruces representan la anomalía de Cl-a superficial del modelo entre 15°S y 16°S dentro de 100 km a la costa. Serie de tiempo de la anomalía de la profundidad de la nitracлина, en metros (positivo: profundización, negativo: somerización) (b). Anomalía de la profundidad de la capa de mezcla del modelo, en metros (positivo: profundización, negativo: somerización) (c). En (a), (b) y (c), las series de tiempo abarcan de set. 2015 a abr. 2017 y los recuadros representan el pico de EN 2015-2016 y el periodo de EN Costero 2017; los promedios han sido calculados dentro de los 100 km a la costa y entre 6°S y 10°S (negro) y 10°S y 16°S (rojo). Los datos provienen de la simulación RP-ENC. La figura (d) es adaptada de ECHEVIN *et al.* (2018) en la que se muestra la anomalía de la radiación de onda corta ($W m^{-2}$) como indicador de nubosidad durante el verano 2017

Figure 7. Time series of the model's surface Cl-a anomaly (thick line) and satellite average (dashed line) (a). In (a), crosses represent the model's surface Cl-a anomaly between 15°S and 16°S within 100 km offshore. Time series of nitracline depth anomaly, in meters (positive: deepening, negative: shallowing) (b). Mixing layer depth anomaly model, in meters (positive: deepening, negative: shallowing) (c). In (a), (b) and (c), the time series cover from Sep. 2015 to Apr. 2017 and the boxes represent the peak of EN 2015/16 and the 2017 CEN; averages have been calculated within 100 km offshore and between 6°S and 10°S (black) and 10°S and 16°S (red). The data are from the RP-ENC simulation. Figure (d) is adapted from ECHEVIN *et al.* (2018) which shows the shortwave radiation anomaly ($W m^{-2}$) as an indicator of cloudiness in summer 2017

Respecto a la radiación solar incidente, durante febrero-marzo 2017 en la zona norte, las anomalías negativas de la radiación de onda corta del modelo (fig. 8 en ECHEVIN *et al.*, 2018), alcanzaron sus valores más extremos, indicando mayor nubosidad (-40 a -100 W m^{-2} , Fig. 7d). Para corroborar esta información, se evaluó el porcentaje de cobertura de nubes (días con nubes durante el mes) obtenidas del satélite MODIS (figura no mostrada). El satélite evidenció que la anomalía del porcentaje de cobertura de nubes, dentro de 100 km, varió entre $+20\%$ y $+40\%$ en marzo 2017 al norte de 10°S , superior a las detectadas en enero o febrero (entre -5% y $+5\%$); mientras que, entre $10^\circ\text{S} - 16^\circ\text{S}$ las anomalías fueron predominantemente negativas (-15% a -5%), propiciando mayor radiación solar incidente. En cambio, durante el pico de EN 2015-2016 (nov. 2015 – ene. 2016), la anomalía del porcentaje de cobertura de nubes a lo largo de la costa varió entre $+5\%$ y $+15\%$, menor a lo observado durante marzo 2017 al norte de 10°S . En conclusión, la baja incidencia de luz solar, durante ENC 2017, podría haber tenido mayor influencia que la profundidad de la CM (profundizada ligeramente) en incrementar la limitación por luz para el crecimiento del fitoplancton en la región norte del Perú.

Para evaluar la limitación por nutrientes, se utilizó como índice la profundidad de la nitracina (isolínea de $21 \mu\text{mol.L}^{-1}$), debido a que el nitrato es comúnmente el nutriente más limitante para el crecimiento del fitoplancton frente a Perú (ECHEVIN *et al.*, 2008; ESPINOZA- MORRIBERÓN *et al.*, 2017a). La profundización/elevación de la nitracina está asociada a menor/mayor concentración de nutrientes en la superficie. La figura 7b, muestra que durante EN 2015–2016, la nitracina se profundizó a lo largo de la costa, aunque en mayor magnitud en la zona norte ($6^\circ\text{S} - 10^\circ\text{S}$, $+27 \text{ m}$), debido al arribo de las OCA de hundimiento, lo cual habría incrementado la limitación por nutrientes. Sin embargo, durante El Niño Costero 2017, la nitracina en la zona norte se profundizó solo ligeramente durante febrero y marzo (máx. $+8 \text{ m}$), sin llegar a los niveles alcanzados durante EN 2015-2016, con lo cual se podría concluir que la limitación por nutrientes fue reducida en verano 2017.

Cabe recalcar que las OCA de hundimiento que arribaron durante febrero-marzo 2017, tuvieron un efecto superficial (encima de los 20 m, ENFEN, 2017), pudiendo no tener efecto a la profundidad típica de la nitracina modelada al norte de 10°S (20 a 30 m). En la zona centro ($10^\circ\text{S} - 16^\circ\text{S}$) la nitracina subió a superficie, pudiendo haber influenciado en la aparición de anomalías positivas de clorofila-a en esa zona.

Regarding incident solar radiation, the negative shortwave radiation anomalies of the model (Fig. 8 in ECHEVIN *et al.*, 2018), between February-March 2017 in the northern zone, reached their most extreme values, indicating higher cloud cover (-40 a -100 W m^{-2} , Fig. 7d). To corroborate this information, the percentage of cloud cover (days with clouds during the month) obtained from the MODIS satellite (figure not shown) was evaluated. The satellite evidenced that the cloud cover percentage anomaly, within 100 km, varied between $+20\%$ and $+40\%$ in March 2017 north of 10°S , higher than those detected in January or February (between -5% and $+5\%$). In contrast, between $10^\circ\text{S} - 16^\circ\text{S}$, the anomalies were mainly negative (-15% to -5%), favoring higher incident solar radiation. During the peak of EN 2015/16 (Nov. 2015 - Jan. 2016), the cloud cover percentage anomaly along the coast varied between $+5\%$ and $+15\%$, lower than what was observed north of 10°S in March 2017. The low incidence of sunlight, during 2017 CEN, could have had a greater influence than the ML depth (slightly deepened) in increasing the light limitation for phytoplankton growth in northern Peru.

Nitracline depth ($21 \mu\text{mol.L}^{-1}$ isoline) was used as an index to assess nutrient limitation since nitrate is commonly the most limiting nutrient for phytoplankton growth off Peru (ECHEVIN *et al.*, 2008; ESPINOZA- MORRIBERÓN *et al.*, 2017a). Nitracline deepening/upwelling is associated with lower/higher surface nutrient concentration. Figure 7b shows that during EN 2015/16, nitracline deepened along the coast, although in greater magnitude in the northern zone ($6^\circ\text{S} - 10^\circ\text{S}$, $+27 \text{ m}$), due to the arrival of downwelling CTWs, which would have increased nutrient limitation. We can conclude that some of these nutrient limitations were reduced in summer 2017 since, during 2017 CEN, the nitracline in the northern zone deepened only slightly between February and March (max. $+8 \text{ m}$), without reaching the levels reached during EN 2015/16.

The CTWs that arrived between February-March 2017, had a surface effect (above 20 m, ENFEN, 2017), and may have had no effect at the typical depth of the modeled nitracline north of 10°S (20 to 30 m). Off central Peru ($10^\circ\text{S} - 16^\circ\text{S}$), nitracline rose to the surface and may have influenced the occurrence of positive chlorophyll-*a* anomalies in that area.

En conclusión, la profundización de la nitraclina durante ENC 2017 fue casi la cuarta parte de lo que la nitraclina se profundizó durante EN 2015-16; sin embargo, las anomalías negativas de $Cl-a$ fueron comparables entre ambos eventos (Fig. 7a). Esto implica que, durante ENC 2017 la disminución en la zona norte de la productividad estuvo más relacionada al colapso del afloramiento (Fig. 4), aumentando la limitación por nutrientes, debido a la ampliación de la estratificación y debilitamiento de los vientos, en lugar de la profundización de la nitraclina. Así como, la menor radiación solar incidente por mayor cobertura de nubes, también habría jugado papel importante en la disminución abrupta de la $Cl-a$ y en la formación del dipolo de anomalías negativas y positivas de $Cl-a$ entre el norte y centro frente a Perú, respectivamente. En contraste, durante EN 2015-2016, al parecer el factor más influyente en la disminución de la $Cl-a$, estuvo relacionado a la intensa profundización de la nitraclina, desencadenada por el arribo de las OCA de hundimiento, mientras que la profundización de la CM y el ligero aumento de la cobertura nubosa podrían también haber influenciado.

Anchoveta peruana

La anchoveta peruana (*Engraulis ringens*) es un pequeño pez pelágico de rápido crecimiento, vida corta y alta producción que se encuentra ampliamente distribuida en el SACP y sustenta la pesquería monoespecífica más grande del mundo (FAO, 2018). Sin embargo, también se trata de un recurso cuya dinámica poblacional es altamente sensible a los cambios ambientales, siendo el ENOS uno de sus principales forzantes interanuales (IMARPE, 1972; MATHISEN, 1989; ÑIQUEN y BOUCHÓN, 2004; BERTRAND *et al.*, 2004).

Así tenemos que durante los eventos EN, se han observado cambios drásticos en su biomasa, distribución espacial, aspectos reproductivos y condición somática. Durante los eventos EN 1997-1998 y 2015-2016 los valores de biomasa estimados por el método acústico fueron los más bajos desde 1986 (1,14 y 3,38 millones t, respectivamente), mientras que la distribución espacial en ambos casos se presentó más reducida, heterogénea, desplazada en sentido sur y muy cercana a la costa (BERTRAND *et al.*, 2004; IMARPE, 2015). Además, durante el invierno de 1997 se observó que el ciclo reproductivo de la anchoveta fue más corto, presentó retraso en relación al momento del máximo desove y reducción de la fecundidad parcial, mientras que durante el verano 1998 casi no se observó actividad reproductiva (BUITRÓN y PEREA, 2000). En concordancia con esto, durante el invierno 2015, si bien se registró madurez gonadal similar al patrón histórico, el desove efectivo

Nitracline deepening during 2017 CEN was almost a quarter of that during EN 2015/16. Nevertheless, the negative $Cl-a$ anomalies were comparable between the two events (Fig. 7a). So, the decline in northern productivity, during 2017 CEN, was more related to upwelling collapse (Fig. 4), increasing nutrient limitation given the broadening stratification and weakening winds, rather than nitracline deepening. Likewise, the lower incident solar radiation resulting from increased cloud cover would also have played an important role in the noticeable decrease in $Cl-a$ and the formation of the dipole of negative and positive $Cl-a$ anomaly between northern and central Peru, respectively. Conversely, during EN 2015/16, an intense nitracline deepening, triggered by the arrival of CTWs, seems to have been the most influential factor in the decrease in $Cl-a$, while the ML deepening and the slight increase in cloud cover may also have influenced such decrease.

Anchoveta

The Peruvian anchoveta (*Engraulis ringens*) is a small, fast-growing, short-lived, high-producing pelagic fish that is widely distributed in the Peruvian coastal upwelling system and supports the largest monospecific fishery in the world (FAO, 2018). However, it is also a resource whose population dynamics are highly sensitive to environmental changes, with ENSO being one of its main interannual forcers (IMARPE, 1972; MATHISEN, 1989; ÑIQUEN & BOUCHÓN, 2004; BERTRAND *et al.*, 2004).

The drastic changes in biomass, spatial distribution, reproductive aspects, and somatic condition have been observed during ENs. During the EN events 1997/98 and 2015/16, acoustic-estimated biomass values were the lowest since 1986 (1.14 and 3.38 million t, respectively), while the spatial distribution in both cases was smaller, heterogeneous, displaced in a southerly direction, and very nearshore (BERTRAND *et al.*, 2004; IMARPE, 2015). Also, in winter 1997, it was observed that the reproductive cycle of anchoveta was shorter, presented a delay compared to the time of maximum spawning and a reduction in partial fecundity, while in summer 1998 almost no reproductive activity was observed (BUITRÓN & PEREA, 2000). Therefore, in winter 2015, although gonadal maturity similar to the historical pattern was recorded, effective spawning resulted in a

se tradujo en un solo pulso, observado en setiembre 2015 (IMARPE, 2016). En relación a la condición somática, esta se vio seriamente afectada durante EN 1997-1998, mientras que durante EN 2015-2016, fue ligeramente menor al patrón histórico (IMARPE, 2016). Cabe mencionar, que el evento EN 2015-2016 es considerado como un evento mixto entre EN Modoki y EN Canónico, por lo que se observó un calentamiento en la capa superficial frente a Perú, pero no como la observada en el Pacífico central (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017 b). No obstante, aun así, hubo un impacto negativo en los parámetros biológico-pesqueros de la anchoveta.

Por otro lado, durante El Niño Costero 2017 también se observaron cambios en los componentes de la dinámica poblacional, aunque no fueron tan drásticos. Por ejemplo, la biomasa del stock Norte-Centro observada el 1 de abril 2017 fue de 7,78 millones t, cifra que es solo 14% menor al promedio de todas las observaciones de verano realizadas desde 1994 a 2016 (8,13 millones t), mientras que la biomasa total ascendió a 8,94 millones t. En cuanto a la distribución espacial, en el 2017 fue notoria la ausencia del recurso al norte de 8°S; sin embargo, a partir de esa latitud se registró presencia continua y altas densidades de anchoveta, incluso hasta el extremo sur del dominio marítimo peruano. Esto no quita que, como suele suceder durante todos los eventos EN, la distribución del recurso haya sido altamente heterogénea y restringida a las primeras millas de la costa. En relación al proceso reproductivo se observó que la madurez gonadal fue mayor al patrón histórico mientras que el desove efectivo se manifestó a manera de un pulso en enero 2017. En cambio, la condición somática siguió la tendencia del patrón histórico, aunque con anomalías negativas en el factor de condición (IMARPE, 2017).

Estas diferencias en la magnitud del impacto hacen cuestionarnos: ¿es la temperatura el principal factor que influye en los cambios de distribución y biomasa en la anchoveta? Hasta ahora, las disminuciones a escala interanual de la biomasa del recurso han coincidido con los eventos EN (ÑIQUEN y BOUCHÓN, 2004), en los cuales existe un fuerte incremento de la TSM; sin embargo, también se presenta fuerte disminución de la productividad (SÁNCHEZ, 2000; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a). En contraste, durante El Niño Costero 2017: (i) al norte de 10°S fuertes anomalías positivas y negativas de TSM y Cl-a, respectivamente, coincidieron con la migración hacia el sur de anchoveta; sin embargo, (ii) entre 10°S y 14°S, aunque hubo condiciones cálidas anómalas (+1 a +2 °C, Fig. 6b), se presentó alta productividad, al parecer por la persistencia del afloramiento costero, condiciones que habrían favorecido a la biomasa del zooplancton

single pulse, observed in September 2015 (IMARPE, 2016). During EN 1997/98, the somatic condition was severely affected, while during EN 2015/16, it was slightly lower than the historical pattern (IMARPE, 2016). EN 2015/16 is considered as a mixed event between EN Modoki and Canonical EN, so warming was observed in the surface layer off Peru, but not like the one observed in the central Pacific (ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017 b). Nevertheless, there was a negative impact on the anchoveta's biological-fishery parameters.

Changes in the components of the population dynamics were also observed during 2017 CEN, although they were not as drastic. For example, the biomass of the North-Central stock observed on April 1, 2017, was 7.78 million t, a figure that is only 14% lower than the average of all summer observations made from 1994 to 2016 (8.13 million t), while the total biomass amounted to 8.94 million t. Regarding spatial distribution, the absence of the resource north of 8°S was notorious in 2017, yet from that latitude onwards there was a continuous presence and high densities of anchoveta, even up to the southern end of the Peruvian maritime domain. Although, like most EN events, the distribution of the resource was highly heterogeneous and restricted to the first miles offshore. The reproductive process showed that gonadal maturity was greater than the historical pattern, while an effective spawning pulse was evident in January 2017. On the other hand, somatic conditions followed the historical pattern, although with negative anomalies in the condition factor (IMARPE, 2017).

Such differences in the magnitude of the impact raise the question: is the temperature the main factor influencing changes in anchoveta distribution and biomass? So far, interannual-scale declines in *E. ringens* biomass occurred during EN events (ÑIQUEN & BOUCHÓN, 2004), in which there is a strong increase in SST. However, there is also a strong decrease in productivity (SÁNCHEZ, 2000; ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.*, 2017a), while during 2017 CEN: (i) to the north of 10°S, strong positive and negative SST and Cl-a anomalies, respectively, coincided with the anchoveta's southward migration, although (ii) between 10°S and 14°S, despite anomalous warm conditions (+1 a +2 °C, Fig. 6b), there was high productivity, apparently as a result of the persistence of coastal upwelling, conditions that would have favored zooplankton biomass and especially euphausiids,

y especialmente de los eufáusidos, proporcionado alimento a la anchoveta para su sobrevivencia. Estudios de laboratorio han encontrado alta sobrevivencia de ejemplares de anchoveta bajo condiciones cálidas, pero con suficiente alimento (AGUIRRE *et al.*, 2018). Esta hipótesis merece analizarse en estudios posteriores, combinando más experimentos y/o pruebas de sensibilidad con simulaciones numéricas.

4. CONCLUSIONES

Durante el verano 2017 se observaron anomalías de la TSM comparables a los observados durante eventos ENOS cálidos (EN) extremos, las cuales fueron acompañadas por lluvias extremas, causando cuantiosos daños económicos en las regiones de la costa norte y centro. Frente a la costa peruana, El Niño Costero 2017 (ENC 2017) presentó similitudes y diferencias respecto a los eventos EN:

- Nuestros resultados muestran que durante los eventos EN, sobre todo en los eventos extremos, los vientos costeros hacia el ecuador se intensifican a lo largo de la costa. De acuerdo a CHAMORRO *et al.* (2018) este proceso es debido al gradiente de TSM entre el norte (más cálido) y el sur (menos cálido). Por otro lado, estudios previos evidencian que durante ENC 2017, los vientos en la región norte se debilitaron y/o presentaron dirección hacia el sur, posiblemente asociados al patrón inverso de la distribución de la TSM entre Panamá-Ecuador (anomalías negativas) y el norte peruano (anomalías positivas).
- En nuestras simulaciones es claro que, el afloramiento costero durante EN se intensifica y/o se mantiene neutro durante el verano; mientras que durante el resto del año se debilita debido a la presencia de una corriente zonal hacia la costa que contrarresta el efecto del esfuerzo del viento. Durante ENC 2017, en el norte del Perú, se presentó en promedio disminución del afloramiento costero, debido al debilitamiento o inversión de la dirección del esfuerzo del viento.
- Aunque las anomalías positivas de la TSM son comparables entre los eventos EN extremos y ENC 2017, el patrón de distribución es distinto. Durante EN, toda la costa (hasta 16°S) presenta anomalías térmicas positivas altas (+4 °C durante un evento extremo); mientras que, durante ENC 2017, las mayores anomalías térmicas (+4 °C) solo se observaron hasta 10°S.
- Estudios previos indican que el calentamiento frente a la costa durante EN especialmente se

providing food for anchoveta's survival. Laboratory studies have found that *E. ringens* can survive under warm conditions if it has enough food (AGUIRRE *et al.*, 2018). Further studies combining more experiments and/or sensitivity tests with numerical simulations should analyze this hypothesis.

4. CONCLUSIONS

Anomalies of SST similar to those observed during extreme warm ENSO events were observed in summer 2017. As a result, extreme rainfall caused significant economic damage in the northern and central Peruvian coast. This is what we called the 2017 coastal El Niño (2017 CEN), which showed similarities and differences compared to ENSO events:

- During extreme ENs, our results show that the equatorward coastal winds intensify along the coast. According to CHAMORRO *et al.* (2018), this process is caused by the SST gradient between the north (warmer) and the south (less warm). Previous studies show that during 2017 CEN, winds in the northern region weakened and/or moved southward, possibly associated with the inverse pattern of SST distribution between Panama-Ecuador (negative anomalies) and northern Peru (positive anomalies).
- Coastal upwelling, during EN, intensifies and/or remains neutral in summer, while it weakens over the rest of the year given the presence of a zonal current towards the coast that counteracts the effect of the wind stress in our simulations. In northern Peru, during 2017 CEN, coastal upwelling decreased on average, due to the weakening or reversal of the wind stress direction.
- The distribution pattern of both events, EN and 2017 CEN, is different, even though positive SSTA are comparable between them. During EN, the entire coast (up to 16°S) presents high positive thermal anomalies (+4 °C during an extreme event); whereas, during 2017 CEN, the highest thermal anomalies (+4 °C) were only observed up to 10°S.
- According to previous studies, during EN, the warming offshore is caused by the southward propagation of CTWs. Our study considers that

debe a la propagación al sur de las OCA de hundimiento. Nuestro estudio apoya que durante ENC 2017, el debilitamiento del viento (menor afloramiento, determinado en nuestras simulaciones) que se observó durante enero 2017, sumado al paso de OCAs de hundimiento, que arribaron a las costas peruanas en febrero-marzo 2017, son los mecanismos responsables del calentamiento.

- Nuestros resultados evidencian que durante los eventos EN y en ENC 2017 se han observado intensas anomalías negativas de la CI-a; sin embargo, mientras que en los eventos EN las anomalías suelen observarse a lo largo de la costa, en ENC 2017, las anomalías negativas se presentaron al norte de 10°S, mientras que al sur de esa latitud se presentaron anomalías positivas.
- Respecto a los factores que afectan el crecimiento del fitoplancton, de acuerdo a lo mostrado por ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a), durante los eventos EN, en verano el aumento de limitación por luz (profundización de la capa de mezcla) dirige la disminución de la productividad, mientras que en otoño-invierno, el factor responsable es limitación por nutrientes (profundización de la nutriclina). En contraste, nuestro estudio muestra que durante ENC 2017, al norte de 10°S, la limitación por nutrientes estuvo más relacionada al colapso del afloramiento costero, debido al debilitamiento de los vientos costeros; mientras que, el aumento de la limitación por luz estuvo relacionada a menor radiación solar incidente, por mayor cobertura de nubes.
- Estudios previos muestran que el impacto de los eventos El Niño en la anchoveta suele ser significativo sobre la biomasa, distribución espacial, proceso reproductivo y su condición somática. Sin embargo, ENC 2017 no afectó significativamente la biomasa de la población, aunque sí su distribución espacial y en menor medida el proceso reproductivo o la condición del recurso. Considerando el impacto mayor de EN sobre la productividad frente a la costa peruana, cabe postular que la disponibilidad de alimento y no la TSM es el factor crítico que controla la variabilidad de la población de anchoveta.

Más estudios a detalle son necesarios para entender los mecanismos que han producido la disminución de la productividad durante El Niño Costero 2017. Hay que tener en cuenta, para estudios futuros, que los modelos pueden proporcionar datos cuantitativos de los efectos de la limitación por nutrientes y por luz en el crecimiento del fitoplancton.

the mechanisms responsible for the warming during 2017 CEN are: the weakening of the wind (lower upwelling, as determined in our simulations) observed in January 2017, coupled with the passage of CTWs, which arrived at the Peruvian coast in February-March 2017.

- Our results evidence that intense negative CI-a anomalies have been observed during EN events and in 2017 CEN. Nevertheless, while in EN events anomalies are usually observed along the coast; negative anomalies were present north of 10°S in 2017 CEN, while positive anomalies were present south of that latitude.
- During ENs, as shown by ESPINOZA-MORRIBERÓN *et al.* (2017a), the increase in light limitation in summer (the ML deepening) drives the decrease in productivity, while in autumn-winter, the factor responsible is a nutrient limitation (nutricline deepening). In contrast, our study shows that during 2017 CEN, north of 10°S, the nutrient limitation was more related to the collapse of coastal upwelling, due to the weakening of coastal winds; whereas, the increase in light limitation was related to lower incident solar radiation, due to higher cloud cover.
- It is known that El Niño impacts anchoveta, particularly on biomass, spatial distribution, reproductive process, and somatic condition. However, 2017 CEN did not significantly affect its biomass, but its spatial distribution and to a lesser extent the reproductive process or the condition of the resource. Therefore, considering these impacts, we postulate that food availability and not SST is the critical factor controlling the variability of the anchoveta population.

Further detailed studies are needed to understand the mechanisms that produced the decline in productivity during 2017 CEN. Note, for future studies, that models can provide quantitative data on the effects of nutrient and light limitation on phytoplankton growth.

Furthermore, the modeling would allow us to perform sensitivity experiments, such as forcing with constant atmospheric or boundary conditions to assess the role of incident radiation, changes in

Además, el modelamiento nos permitiría realizar experimentos de sensibilidad, tales como el forzamiento con condiciones atmosféricas o de fronteras constantes para evaluar el rol de la radiación incidente, los cambios en la profundidad de la capa de mezcla o de la nutriclina por el paso de las OCA.

Agradecimientos

Se agradece a Jorge Ramos Flores por el soporte técnico brindado durante la realización del presente estudio. Este trabajo ha sido desarrollado gracias a la cooperación IMARPE-IRD en el marco del proyecto LMI DISCOH 2014-2019.

the depth of the mixing layer or nutricline due to the propagation of CTWs.

Acknowledgments

We would like to thank Jorge Ramos Flores for his technical support during this study. This work has been developed thanks to the IMARPE-IRD cooperation within the framework of the LMI DISCOH 2014-2019 project.

REFERENCIAS / REFERENCES

- AGUIRRE A, ROSADO M, DIONICIO A, YNGA G, GASPER W, NIÑO A. 2018. Avances en el conocimiento de la ecofisiología de la anchoveta *Engraulis ringens* en el contexto de la variabilidad oceanográfica del sistema de afloramiento peruano. Presentación en el VI Congreso de Ciencias del Mar del Perú 2018, Huacho, Perú.
- AUMONT O, BOPP L. 2006. Globalizing results from ocean *in situ* iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*. 20: GB2017. doi:10.1029/2005GB002591
- AUMONT O, ETHÉ C, TAGLIABUE A, BOPP L, GEHLEN M. 2015. PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development*. 8: 2465-2513. doi:10.5194/gmd-8-2465-2015
- BARBER R T, CHAVEZ F P. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science*. 222: 1203-1210. doi:10.1126/science.222.4629.1203
- BENTAMY A, CROIZE-FILLON D, QUEFFEULOU P, LIU C, ROQUET H. 2009. Evaluation of high-resolution surface wind products at global and regional scales. *J. Operational Oceanography*. 2 (2): 15- 27.
- BERTRAND A, SEGURA M, GUTIÉRREZ M, VÁSQUEZ L. 2004. From small-scale habitat loopholes to decadal cycles: a habitat-based hypothesis explaining fluctuation in pelagic fish populations off Peru. *Fish and Fisheries*. 5: 296-316.
- BUITRÓN B, PEREA A. 2000. Aspectos reproductivos de la anchoveta peruana durante el periodo 1992-2000. *Bol Inst Mar Perú*. 19(1-2): 45-53.
- CARR M E. 2003. Simulation of carbon pathways in the planktonic ecosystem off Peru during the 1997-1998 El Niño and La Niña. *Journal Geophysical Research*. 108(C12): 3380. Doi: 10.1029/1999JC000064
- CARR M E, STRUB P T, THOMAS A C, BLANCO J L. 2002. Evolution of 1996-1999 La Niña and El Niño conditions off the western coast of South America: A remote sensing perspective. *J. Geophys. Res.* 107(C12): 3236, doi:10.1029/2001JC001183
- CONKRIGHT M, LOCARNINI R, GARCIA H, O'BRIEN T D, BOYER T P, STEPHENS C, ANTONONOV J. 2002. *World Ocean Atlas 2001: objectives, analyses, data statistics and figures [CD-ROM]*, NOAA Atlas NESDIS 42. Silver Spring Md.
- COLAS F, CAPET X, McWILLIAMS J C, SHCHEPETKIN A. 2008. 1997-98 El Niño off Peru: a numerical study. *Progress in Oceanography*. 79: 138-155.
- COLAS F, ECHEVIN V, CORREA D, ESPINOZA-MORRIBERÓN D, CAMPOS M, DEMARCO H, GUTIÉRREZ D. 2018. The impact of El Niño events on the fine-scale dynamics off Peru coasts: *In situ* measurements and regional model analysis. Libro de resúmenes del simposio "Understanding Changes in Transitional Areas of the Pacific", La Paz, Baja California. México.
- CALienes R. 2014. Producción primaria en el ambiente marino en el Pacífico sudeste, Perú, 1960- 2000. *Bol Inst Mar Perú*. 29 (1-2): 306.
- CALienes R, GUILLÉN O, LOSTAUNAU N. 1985. Variabilidad espacio-temporal de clorofila, producción primaria y nutrientes frente a la costa peruana. *Bol Inst Mar Perú*. 10: 6-12.
- CHAMORRO A, ECHEVIN V, COLAS F, OERDER V, TAM J, QUISPE-CCALLUARI C. 2018. Mechanisms of the intensification of the upwelling-favorable winds during El Niño 1997-1998 in the Peruvian upwelling system. *Climate Dynamics*. 1-17, doi:10.1007/s00382-018-4106-6
- DA SILVA A M, YOUNG C C, LEVITUS S. 1994. Atlas of surface marine data 1994. Technical report, Natl. Oceanogr. and Atmos. Admin. Silver Spring Md. 83 pp.
- DALE A W, GRACO M, WALLMANN K. 2017. Strong and Dynamic Benthic-Pelagic Coupling and Feedbacks in a Coastal Upwelling System (Peruvian shelf). *Frontiers in Marine Science*. 4(29): 1-17. doi: 10.3389/fmars.2017.00029
- DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, BERRISFORD P, POLI P, KOBAYASHI S, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Meteorol. Q. J. R. Soc. A*. 137: 553-597. doi: 10.1002/qj.828
- DEMARCQ H, BENAZZOUC A. 2015. Trends in phytoplankton and primary productivity off Northwest Africa. In: *Oceanographic and biological features in the Canary Current Large Marine Ecosystem*. Valdés L, Déniz-González I. (eds). IOC-UNESCO, Paris. IOC Technical Series. 115: 331-341. URI: http://hdl.handle.net/1834/9199.
- ECHEVIN V, AUMONT O, LEDESMA J, FLORES G. 2008. The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A model study. *Prog. Oceanogr.* 79: 167-76.
- ECHEVIN V, ALBERT A, LÉVY M, AUMONT O, GRACO M, GARRIC G. 2014. Remotely-forced intraseasonal variability of the Northern Humboldt Current System surface chlorophyll using a coupled physical-ecosystem model. *Cont. Shelf Res.* 73: 14-30. doi:10.1016/j.csr.2013.11.015

- EHEVIN V, COLAS F, ESPINOZA-MORRIBERÓN D, ANCULLE T, VASQUEZ 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. 2017. Informe Técnico ENFEN N° 4. Abril 2017. Disponible en <https://www.dhn.mil.pe/Archivos/oceanografia/enfen/informe-tecnico/04-2017.pdf>
- ENFIELD D B. 1981. Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. *J. Geophys. Res.* 86(C3): 2005–2016. doi:10.1029/JC086iC03p02005
- ESPINOZA-MORRIBERÓN D, ECHEVIN V, COLAS F, TAM J, LEDESMA J, GRACO M, VÁSQUEZ L. 2017a. Impact of the El Niño event on the productivity of the Peruvian Coastal Upwelling System. *Journal Geophysical Research Oceans*. 122(7): 5423–5444. doi:10.1002/2016JC012439
- ESPINOZA-MORRIBERÓN D, LEDESMA J, COLAS F, ECHEVIN V, ANCULLE T, TAM J. 2017b. Productividad en el Sistema de Afloramiento Peruano durante El Niño 2015-2016. *Inf Inst Mar Perú*. 44(4): 460-466.
- ESPINOZA-MORRIBERÓN D, ECHEVIN E, COLAS F, TAM J, GUTIERREZ D, GRACO D, LEDESMA J, QUISPE-CCALLUARI C. 2018. Oxygen variability during ENOS in the Tropical South Eastern Pacific, *Frontier in Marine Science*. doi: 10.3389/fmars.2018.00526
- FAO. 2018. The State of World Fisheries and Aquaculture 2018 - Meeting the sustainable development goals. Rome.
- GARREAU R D. 2018. A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño. *Int. J. Climatol.* doi:10.1002/joc.5426
- GOUBANOVA K, ECHEVIN V, DEWITTE B, CODRON F, TAKAHASHI K, TERRAY P, VRAC M. 2011. Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru-Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*. 36: 1365. doi:10.1007/s00382-010-0824-0
- GRACO M, PURCA S, DEWITTE B, MORÓN O, LEDESMA J, FLORES G, *et al.* 2017. The OMZ and nutrients features as a signature of interannual and low frequency variability off the Peruvian upwelling system. *Biogeosciences*. 14 (20): 4601-4617. doi:10.5194/bg-14-4601-2017
- GUTIÉRREZ D, ENRÍQUEZ E, PURCA S, QUIPÚZCOA L, MARQUINA R, FLORES G, *et al.* 2008. Oxygenation episodes on the continental shelf of central Peru: Remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography*. 79 (2): 177-189. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.025
- 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
- HUYER A, SMITH R L, PALUSZKIEWICZ T. 1987. Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times. *J. Geophys. Res.* 92: 14,297–14,307. doi:10.1029/JC092iC13p14297
- IMARPE. 1972. La anchoveta en relación con el Fenómeno de El Niño 1972. Instituto del Mar del Perú, Serie de Informes Especiales. IM. 104: 21 pp.
- IMARPE. 2015. Situación del Stock Norte-Centro de la anchoveta peruana a setiembre de 2015. *Inf Inst Mar Perú*. 37 pp.
- IMARPE. 2016. Situación del Stock Norte-Centro de la anchoveta peruana al 01 de mayo de 2016. *Inf Inst Mar Perú*. 20 pp.
- IMARPE. 2017. Informe Evaluación Hidroacústica de Recursos Pelágicos, Crucero 1703-04. *Inf Inst Mar Perú*. 38p.
- KESSLER W S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69: 181–217.
- KESSLER W S, MCPHADEN M J. 1995. Oceanic equatorial waves and the 1991-1993 El Niño. *J. Clim.*, 8: 1757–1774.
- LELLOUCHE J M, GREINER E, LE GALLOUDEC O, GARRIC G, REGNIER C, DREVILLON M, *et al.* 2018. Recent updates on the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12 high-resolution system. *Ocean Sci.* 14: 1093–1126. doi: 10.5194/os-14-1093-2018
- LIU W, KATSAROS K B, BUSINGER J A. 1979. Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.* 36: 1722-1735.
- MATHISEN O. 1989. Adaptation of the anchoveta (*Engraulis ringens*) to the Peruvian upwelling system. In D. Pauly, P. Muck, J. Mendo & I. Tsukayama (Eds.). *The Peruvian upwelling ecosystem: dynamics 634 and interactions*. ICLARM Conference Proceedings. 18: 438 p.
- ÑIQUEM M, BOUCHÓN M. 2004. Impact of El Niño event on pelagic fisheries in Peruvian waters, *Deep Sea Res. Part II*. 51: 563-574, doi:10.1016/j.dsr2.2004.03.001
- OERDER V, COLAS F, ECHEVIN V, CODRON F, TAM J, BELMADANI A. 2015. Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *J. Geophys. Res. Oceans*. 120: 1152–1172, 639 doi:10.1002/2014JC010299
- O'REILLY J E, MARITORENA S, MITCHELL B G, SIEGEL D A, CARDER K L, GARVER S A, KHARU M, MCCLAIN C. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103(C11): 24,937-24,953, doi:10.1029/98JC02160
- OCEAN BIOLOGY PROCESSING GROUP. 2003. MODIS Aqua Level 3 Global Daily Mapped 4 km Chlorophyll a. Ver. 6. PO. DAAC, CA, USA. Dataset accessed [2016-12-20].
- PENG Q, XIE SP, WANG D, ZHENG XT, ZHANG H. 2019. Coupled ocean-atmosphere dynamics of the 2017 extreme coastal El Niño. *Nature Communication*. doi:10.1038/s41467-018-08258-8
- RIDGWAY K R, DUNN J R, WILKIN J L. 2002. Ocean interpolation by four-dimensional least squares-Application to the waters around Australia. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 19(9): 1357-1375.
- RODRÍGUEZ-MORATA C, DÍAZ H F, BALLESTEROS-CANOVAS J A, ROHRER M, STOFFEL M. 2018. The anomalous 2017 coastal El Niño event in Peru. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-018-4466-y
- SÁNCHEZ S. 2000. Variación estacional e interanual de la biomasa fitoplanctónica y concentraciones de clorofila a, frente a la costa peruana durante 1976-2000. *Bol Inst Mar Perú*. 19: (1-2): 29-43.
- SHCHEPETKIN A F, MCWILLIAMS J C. 2005. The regional oceanic modeling system: a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model. *Ocean Model*. 9: 347–404.
- TAKAHASHI K, MONTECINOS A, GOUBANOVA K, DEWITTE B. 2011. ENOS regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.* 38: L10704. doi:10.1029/2011GL047364
- TAKAHASHI K, MARTÍNEZ A G. 2017. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*. 1-27. doi:10.1007/s00382-017-3702-1
- TAKAHASHI K, ALIAGA-NESTARES V, ÁVALOS G, BOUCHON M, CASTRO A, CRUZADO L, DEWITTE B, LAVADO- CASIMIRO W, MARENGO J, MARTÍNEZ A G, MOSQUERA-VÁSQUEZ K, QUISPE N. 2018. The 2017 Coastal El Niño. In: *State of Climate 2017*. Hartfield G., Blunden J. & Arndt D. Suplemento especial de *The Bulletin of the American Meteorological Society*. 99(8): S210 – S211. doi: 664 doi.org/10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1