



ÍNDICE DEL ÁREA DE AFLORAMIENTO (IAA) EN EL NORTE DEL ECOSISTEMA DE LA CORRIENTE DE HUMBOLDT, PERÚ

UPWELLING AREA INDEX (UAI) IN THE NORTHERN HUMBOLDT CURRENT ECOSYSTEM (NHCE), PERU

Carlos Yvan Romero^{1,*}

Jorge Tam¹

Adolfo Chamorro¹

¹ Instituto del Mar del Perú, Dirección General de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático, Callao, Perú.

* Correspondencia. Email: cromero@imarpe.gob.pe

Recibido: 31-01-2023, Aceptado: 05-03-2025, Publicado: 15-04-2025

RESUMEN

Se desarrolló un Índice del Área de Afloramiento (IAA), que permite estimar las variaciones de la extensión espacial entre la línea de costa y el frente térmico (FT) en el Norte del Ecosistema de la Corriente de Humboldt (NECH). La posición del FT se obtuvo de la ubicación del máximo gradiente de temperatura superficial del mar (TSM), por latitud, entre los 4°S – 18°S, utilizando datos satelitales de TSM de MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1, entre 2003 y 2019. Estacionalmente, el IAA mostró un aumento hasta llegar a un máximo en el otoño austral ($180,9 \times 10^3 \text{ km}^2$) y una reducción hasta llegar a un mínimo en primavera ($126,3 \times 10^3 \text{ km}^2$), presentando un valor promedio anual de $148 \times 10^3 \text{ km}^2$. Interanualmente, el IAA promedio se redujo durante los eventos El Niño ($114,6 \times 10^3 \text{ km}^2$) y aumentó durante los eventos La Niña ($244,0 \times 10^3 \text{ km}^2$). El seguimiento de las variaciones del IAA permitirá investigar los factores involucrados en el proceso de afloramiento (como los vientos paralelos a la costa, el transporte Ekman y bombeo Ekman y sus impactos biogeoquímicos).

PALABRAS CLAVE: índice de afloramiento, Norte del Ecosistema de la Corriente de Humboldt, frente térmico, El Niño y la Oscilación del Sur

ABSTRACT

An Upwelling Area Index (UAI) was developed to estimate variations in the spatial extension between the coastline and the thermal front (TF) in the Northern Humboldt Current Ecosystem (NHCE). The position of the FT was obtained from the location of the maximum sea surface temperature (SST) gradient, by latitude, between 4°S - 18°S, using MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1 SST satellite data between 2003 and 2019. Seasonally, the UAI showed an increase reaching a maximum in the austral autumn ($180.9 \times 10^3 \text{ km}^2$) and a decrease reaching a minimum in spring ($126.3 \times 10^3 \text{ km}^2$), with an annual average value of $148 \times 10^3 \text{ km}^2$. Interannual, the average UAI decreased during El Niño events ($114.6 \times 10^3 \text{ km}^2$), and increased during La Niña events ($244.0 \times 10^3 \text{ km}^2$). Monitoring of UAI variations will allow investigating the factors involved in the upwelling process (such as offshore winds, Ekman transport and Ekman pumping, and their biogeochemical impacts).

KEYWORDS: upwelling index, Northern Humboldt Current Ecosystem, thermal front, El Niño and the Southern Oscillation

1. INTRODUCCIÓN

El área de afloramiento frente a las costas de Perú está caracterizada por una alta producción primaria (PENNINGTON *et al.*, 2006; CALIENES, 2014; MESSIÉ & CHAVEZ, 2015). ZUTA y GUILLÉN (1970) manifiestan que uno de los efectos destacados del proceso de afloramiento son las aguas frías relativamente homogéneas que aparecen en superficie, causando notables anomalías térmicas negativas (GRADOS *et al.*, 2018) y un acentuado gradiente térmico horizontal (PENVEN *et al.*, 2005).

1. INTRODUCTION

The upwelling system off the Peruvian coast is characterized by exceptionally high primary productivity (PENNINGTON *et al.*, 2006; CALIENES, 2014; MESSIÉ & CHAVEZ, 2015). ZUTA & GUILLÉN (1970) identified one of the key effects of upwelling as the presence of relatively homogeneous cold surface waters, which generate pronounced negative thermal anomalies (GRADOS *et al.*, 2018) and steep horizontal temperature gradients (PENVEN *et al.*, 2005).

Para estimar la extensión del área de afloramiento entre 4°S y 16°S, ZUTA y GUILLÉN (1970) eligieron isotermas específicas para definir el borde exterior de dicha área, obteniendo un área promedio de $65,4 \times 10^3 \text{ km}^2$ y un ancho de la franja costera de 48 km, alcanzando una expansión máxima del área en invierno y mínima en verano.

CHÁVEZ y BARBER (1987), con la finalidad de medir la productividad primaria en la región, definieron el límite del área de afloramiento entre 4°S y 18°S, usando el radio de deformación de Rossby (CUSHMAN-ROISING & BECKERS, 2006), el cual, siendo función del parámetro de Coriolis, varía con la latitud, obteniendo un área promedio de $182 \times 10^3 \text{ km}^2$ y un ancho de franja costera de 120 km, con un gradiente de aumento de su extensión de sur a norte. Cabe resaltar que la aproximación basada en el radio de deformación de Rossby solo describe el ajuste geostrofico del frente de afloramiento (VAZQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013), sin considerar la influencia del viento.

NIXON y THOMAS (2001) utilizaron una isolínea de concentración de clorofila-a entre 5°S y 18°S para delimitar el hábitat productivo asociado al proceso de afloramiento peruano, estimando un área de $220 \times 10^3 \text{ km}^2$ (con un ancho de franja costera de 140 km) entre setiembre 1998 y agosto de 1999 (condiciones La Niña) y $120 \times 10^3 \text{ km}^2$ (ancho de franja costera de 80 km) entre setiembre 1997 y agosto de 1998 (condiciones El Niño). Para condiciones normales, el área promedio estaría entre estos valores ($120 - 220 \times 10^3 \text{ km}^2$).

En el presente estudio se utilizó el frente térmico (FT) resultante del contraste entre aguas costeras frías y aguas oceánicas cálidas, para estimar el área asociada al proceso de afloramiento. Los frentes marinos son zonas relativamente estrechas que separan zonas más extensas con diferentes tipos de masas de agua y estratificación. Los frentes están siempre acompañados por la intensificación de gradientes de temperatura, salinidad, densidad, nutrientes u otras propiedades. Los tipos de frentes más comunes son los frentes del quiebre de la plataforma continental, los frentes de plumas de ríos, los frentes de mezcla de marea y los frentes del afloramiento. Estos últimos se encuentran principalmente en los márgenes orientales de los océanos (BELKIN *et al.*, 2003). El frente de afloramiento se forma cuando la termoclina rompe en superficie como resultado del ascenso de

To estimate the spatial extent of the upwelling zone between 4°S and 16°S, ZUTA & GUILLÉN (1970) used specific isotherms to define its outer boundary, reporting an average area of $65.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ and a coastal band width of 48 km, with maximum expansion in winter and minimum extent in summer.

Later, CHÁVEZ & BARBER (1987) sought to measure primary productivity in the region and defined the upwelling area between 4°S and 18°S based on the Rossby deformation radius (CUSHMAN-ROISING & BECKERS, 2006), a metric that varies with latitude as a function of the Coriolis parameter. Their estimates yielded an average upwelling area of $182 \times 10^3 \text{ km}^2$, with a coastal band width of 120 km, exhibiting a northward expansion gradient. However, the Rossby deformation radius method strictly represents the geostrophic adjustment of the upwelling front (VAZQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013) and does not account for the influence of wind forcing.

NIXON & THOMAS (2001) used a chlorophyll-a concentration isoline between 5°S and 18°S to delineate the productive habitat associated with Peruvian upwelling, estimating an area of $220 \times 10^3 \text{ km}^2$ (with a 140 km coastal band width) between September 1998 and August 1999 (La Niña conditions) and $120 \times 10^3 \text{ km}^2$ (with an 80 km width) between September 1997 and August 1998 (El Niño conditions). Under neutral conditions, the upwelling area was estimated to fluctuate within this range ($120-220 \times 10^3 \text{ km}^2$).

In this study, we define the upwelling area based on the thermal front (TF), which emerges from the contrast between cold coastal waters and warmer oceanic waters. Oceanic fronts are narrow transition zones that separate broader water masses with distinct physical and biogeochemical properties. These fronts are characterized by intensified gradients of temperature, salinity, density, and nutrient concentrations. The most common types include continental shelf break fronts, river plume fronts, tidal mixing fronts, and upwelling fronts, with the latter being a defining feature of eastern boundary current system (BELKIN *et al.*, 2003). The upwelling front forms when the thermocline surfaces due to the upward movement of subsurface waters along

aguas en el borde costero, propiciando el encuentro entre el agua fría cercana a la costa con el agua oceánica relativamente más cálida. El movimiento general de la capa de Ekman y su localización sobre la plataforma depende del proceso de afloramiento, que a su vez depende de la magnitud, dirección (TOMCZAK & ANDREW, 1996), rotacional del viento (ALBERT *et al.*, 2010) y la interacción océano-atmósfera entre el flujo de viento superficial y la temperatura superficial del mar (TSM) (JIN *et al.*, 2009), es por ello que estos diferentes procesos complementarios han sido usados para cuantificar la extensión espacial e intensidad del proceso de afloramiento (BENAZZOUZ *et al.*, 2014). La convergencia de dos masas de agua de diferentes densidades, conllevan a un proceso de mezcla en las inmediaciones del frente de afloramiento, dando como resultado aguas de densidad intermedia que tienden a fluir bajo las aguas superficiales que son menos densas. Las características del agua formada son aprovechadas por los organismos planctónicos de los primeros niveles de la cadena trófica, contribuyendo a la alta productividad biológica lo cual destaca la importancia del frente de afloramiento (BAKUN, 2006).

VAZQUEZ – CUERVO *et al.* (2013), utilizaron datos satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) del 2009 para estudiar estructuras frontales generadas durante el proceso de afloramiento, a partir de la distribución del gradiente térmico superficial y encontraron que el producto MUR (*Multi-scale Ultra-high Resolution SST*) muestra una representación más realista de la posición y magnitud de los gradientes de TSM frente a Perú, en comparación con otras bases de datos (Reynolds, REMSS y OSTIA). También mostraron que los frentes de TSM frente a Perú están mejor identificados con MUR lo cual permite determinar de mejor manera el afloramiento costero (MARCHESIello & ESTRADe, 2010).

VAZQUEZ – CUERVO *et al.* (2017), indican que los cambios en la magnitud del gradiente térmico tienen una relación bastante significativa con los cambios en la intensidad del afloramiento frente a Perú, lo cual permitiría utilizar la TSM satelital de MUR para monitorear dichos cambios. Este gradiente integra algunos aspectos del proceso de afloramiento como el transporte Ekman y el bombeo Ekman, los cuales permiten modular la intensidad del afloramiento en Perú (ALBERT *et al.*, 2010; RYKACZEWSKI & CHECKLEY, 2008). Si tomamos la

the continental margin. This process brings cold, nutrient-rich waters into contact with relatively warmer oceanic waters. The position and movement of the Ekman layer over the shelf are directly influenced by the magnitude, direction, and rotation of winds (TOMCZAK & ANDREW, 1996; ALBERT *et al.*, 2010), as well as by ocean-atmosphere interactions between surface wind stress and sea surface temperature (SST) (JIN *et al.*, 2009). Given these complex interactions, different methodologies have been developed to quantify the spatial extent and intensity of upwelling (BENAZZOUZ *et al.*, 2014). The convergence of water masses with different densities leads to mixing processes near the upwelling front, producing intermediate-density waters that sink beneath the lighter surface layers. These water masses serve as a key habitat for planktonic organisms, forming the foundation of the trophic structure in the region. This dynamic makes the upwelling front a hotspot of biological productivity, reinforcing its ecological and oceanographic significance (BAKUN, 2006).

VAZQUEZ – CUERVO *et al.* (2013) used 2009 satellite-derived SST data to examine frontal structures associated with the upwelling system, analyzing the spatial distribution of thermal gradients. Their findings demonstrated that the MUR (*Multi-scale Ultra-high-Resolution SST*) dataset provides a more accurate representation of both the position and intensity of SST gradients off Peru compared to other databases (Reynolds, REMSS, and OSTIA). Moreover, they showed that MUR-based SST fronts offer an improved method for identifying and tracking coastal upwelling dynamics (MARCHESIello & ESTRADe, 2010).

VAZQUEZ – CUERVO *et al.* (2017) further revealed that variations in thermal gradient intensity are closely linked to upwelling variability, suggesting that satellite-derived SST gradients from MUR could serve as a robust indicator for monitoring upwelling fluctuations. This gradient integrates key elements of the upwelling process, including Ekman transport and Ekman pumping, both of which regulate upwelling intensity (ALBERT *et al.*, 2010; RYKACZEWSKI & CHECKLEY, 2008). If the position of the maximum thermal gradient (thermal front) is considered

posición del máximo gradiente termal (frente térmico) como un indicador de los periodos asociados al proceso de afloramiento, podemos definir un área de afloramiento como el espacio contenido entre el frente y la línea de costa, de modo que el área aumentaría cuando el frente se aleja (periodo de activación) y disminuiría cuando el frente se acerca a la costa (periodo de relajamiento).

Se plantea la hipótesis de que el IAA alcanza su máximo valor en otoño, en vista de que el gradiente térmico está correlacionado al proceso de afloramiento (SHI *et al.*, 2015; CHEN *et al.*, 2019) y presenta sus valores más intensos en verano y otoño (ZUTA & GUILLEN, 1970) con un máximo entre marzo y junio (VASQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013).

Por lo mencionado anteriormente, la variabilidad espacio – temporal del área de afloramiento frente al Perú ha sido descrita de manera parcial, en ciertos periodos de tiempo y con diferentes aproximaciones para su definición. Dado que en la actualidad se ha profundizado el conocimiento de la escala de afloramiento costero (MARCHESIELLO & ESTRADA, 2010) y se tiene mejor identificado el frente de TSM del Perú (VAZQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013), se ha establecido como objetivo del presente trabajo analizar la variación climatológica e interanual del área de afloramiento delimitada por el FT usando datos satelitales de MUR, a través de la elaboración de un Índice del Área de Afloramiento (IAA) en el NECH.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM)

Se utilizó el producto MUR (*Multiscale UltraHigh Resolution*) de TSM satelital con 1 km de resolución a nivel 4 (L4), entre 2003 y 2019, el cual es producido por el grupo GHRSSST en el *Physical Oceanography* DAAC del *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) de la NASA, con una resolución temporal de 1 día. Esta versión de MUR está basada en datos de nivel 2 (L2) proporcionados por el GHRSSST, los cuales fueron obtenidos a partir de un conjunto de datos observados de diferentes instrumentos, tales como los radiómetros de microondas: AMSR-E y TMI, los de infrarrojos: MODIS (plataformas terra y aqua), AVHRR y AATSR, Windsat y observaciones *in-situ* del proyecto iQuam de la NOAA. Los datos de microondas son menos propensos a la interferencia por nubes lo cual brinda una cobertura espa-

a proxy for upwelling dynamics, then the upwelling area can be defined as the region between the front and the coastline. Under this framework, the upwelling area expands when the front moves offshore (active upwelling phase) and contracts when the front shifts closer to the coast (relaxation phase).

Based on this, we hypothesize that the Upwelling Area Index (UAI) reaches its maximum extent in austral autumn, given that thermal gradient intensity is strongly correlated with upwelling activity (SHI *et al.*, 2015; CHEN *et al.*, 2019). Previous studies indicate that thermal gradients intensify during summer and autumn (ZUTA & GUILLEN, 1970), with a peak occurring between March and June (VASQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013).

Despite extensive research on Peruvian upwelling, its spatiotemporal variability has been described using varied approaches, limited temporal coverage, and differing criteria for defining its extent. However, advancements in coastal upwelling scale analyses (MARCHESIELLO & ESTRADA, 2010) and improvements in Peruvian SST front identification (VAZQUEZ-CUERVO *et al.*, 2013) provide an opportunity for a more comprehensive assessment. This study aims to analyze the climatological and interannual variability of the upwelling area, as defined by the thermal front, using satellite-derived MUR data. To achieve this, we develop an Upwelling Area Index (UAI) for the northern Humboldt Current Ecosystem (NHCE), providing a robust framework for tracking upwelling dynamics over time.

2. MATERIALS AND METHODS

Sea surface temperature (SST) data

The study utilized the Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) satellite-based SST product, with a spatial resolution of 1 km at Level 4 (L4), covering the period from 2003 to 2019. This dataset is produced by the GHRSSST group at NASA's Jet Propulsion Laboratory (JPL) Physical Oceanography DAAC, with a daily temporal resolution. The MUR dataset is derived from Level 2 (L2) data provided by GHRSSST, incorporating observations from various instruments, including microwave radiometers (AMSR-E, TMI), infrared sensors (MODIS aboard Terra and Aqua, AVHRR,

cio-temporal más estable (CHIN *et al.*, 2017). Los datos están disponibles en la siguiente dirección:

<https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1> (JPL MUR MEaSURES Project, 2015).

Datos del Índice Costero El Niño (ICEN)

Se utilizó el ICEN, entre 2003 y 2019, que es calculado a partir de la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región Niño 1+2 con respecto a la climatología de 1981-2010 usando los datos de *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST) v3b *real-time* (HUANG *et al.*, 2017), y en la actualidad ERSST v5. Se categorizan las condiciones como frías o cálidas; en el caso de frías con magnitudes de débil, moderada y fuerte y, en el caso de cálidas con magnitudes débil, moderada, fuerte y extraordinaria (TAKAHASHI *et al.*, 2014).

Identificación del frente térmico (FT)

El FT ha sido identificado a partir de datos de TSM satelital, grillados a 1 km de resolución y de nivel 4 (*Multiscale UltraHigh Resolution* MUR, JPL-NASA) entre el 2003 y 2019. La zona de estudio se muestra en la Figura 1. Está comprendida entre 4°S - 18°S y 84°W - 70°W, para incluir los principales núcleos de afloramiento frente a la costa peruana (MORÓN, 2000).

SHI *et al.* (2015) manifiestan que la magnitud del gradiente de TSM puede considerarse como un indicador de la intensidad de los frentes térmicos, dicha actividad frontal se encuentra estrechamente relacionada al proceso de afloramiento (CHEN *et al.*, 2019). Por ello se procedió a calcular el módulo del gradiente total de TSM, asociado a cada punto de grilla, el cual osciló entre 0,18 y 5,9 °C/100 km, valores que se encuentran dentro del rango obtenido por VAZQUEZ-CUERVO *et al.* (2013) para utilizarlos como un proxy de las estructuras frontales que se producen en el NECH. A partir de estos se definió la distancia al FT como la distancia de la costa al punto de grilla (en km) donde ocurre el máximo gradiente, el cual es independiente de la temperatura regional ya que nuestro interés se enfoca en la ubicación del punto donde se manifiesta la máxima razón de cambio por latitud.

La distancia al frente térmico (FT) se calculó de la siguiente manera:

Sea el campo escalar $\varphi(t, x, y)$, que representa la

AATSR), Windsat, and *in situ* measurements from NOAA's iQuam project. Microwave data are less affected by cloud interference, ensuring more stable spatial and temporal coverage (CHIN *et al.*, 2017). The dataset is available at:

<https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1> (JPL MUR MEaSURES Project, 2015).

El Niño Coastal Index (ENCI) data

The ENCI dataset, spanning 2003 to 2019, was used to analyze sea surface temperature anomalies in the Niño 1+2 region. The index is derived from a three-month moving average of SST anomalies relative to the 1981–2010 climatology, based on the Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) dataset—initially using version 3b in real-time (HUANG *et al.*, 2017) and currently ERSST v5. The index categorizes conditions as cold or warm, with cold anomalies classified as weak, moderate, or strong, while warm anomalies are categorized as weak, moderate, strong, or extraordinary (TAKAHASHI *et al.*, 2014).

Thermal Front (TF) Identification

The TF was identified using MUR satellite-based SST data, gridded at 1 km resolution (L4) for the 2003–2019 period. The study area (Figure 1) extends from 4°S to 18°S and 84°W to 70°W, encompassing the primary upwelling zones off the Peruvian coast (MORÓN, 2000).

SHI *et al.* (2015) suggest that SST gradient magnitude can serve as an indicator of thermal front intensity, which is closely linked to upwelling dynamics (CHEN *et al.*, 2019). To assess this, we computed the total SST gradient at each grid point, which ranged from 0.18 to 5.9°C per 100 km, aligning with the values reported by VAZQUEZ-CUERVO *et al.* (2013) for use as proxies for frontal structures in the NHCE. The TF distance was defined as the coastal distance (in km) to the grid point with the maximum SST gradient, independent of regional temperature variations, focusing solely on the latitude where the steepest SST change occurs.

The TF distance was calculated using the following methodology:

Given the scalar field $\varphi(t, x, y)$, representing the

grilla (x, y) de datos de TSM de MUR, con t en meses, el gradiente superficial total es:

$$\nabla\varphi = \frac{\partial\varphi}{\partial x}i + \frac{\partial\varphi}{\partial y}j, \text{ con modulo } |\nabla\varphi| \dots\dots\dots (1)$$

La fórmula (1) se aplica a cada punto de grilla, utilizando el método de diferencias finitas con un esquema de discretización denominado "central difference", para ambas dimensiones:

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x} = \frac{\varphi_{i+1} - \varphi_{i-1}}{2\Delta x}, \frac{\partial\varphi}{\partial y} = \frac{\varphi_{j+1} - \varphi_{j-1}}{2\Delta y} \dots\dots\dots (2)$$

Con $\Delta x = \Delta y$ igual a la resolución espacial de la grilla (en km).

La ubicación del FT se obtiene a partir de la ubicación del punto de máximo gradiente por latitud. Sean I y J los conjuntos que contienen las coordenadas de longitud y latitud de la grilla, respectivamente ($I = \{\text{long_min: long_max}\}$, $J = \{\text{lat_min: lat_max}\}$):

$$\forall(j \in J), \exists \frac{(i_j \in I)}{|\nabla\varphi(i_j, j)|} > |\nabla\varphi(i, j)| \dots\dots\dots (3)$$

Es decir, la posición del FT quedará definida por las coordenadas (i, j) para cada j del dominio.

Cálculo del Índice del Área de Afloramiento (IAA)

El IAA se construyó a partir de una sumatoria de áreas diferenciales (A_j) como en HAGEN *et al.* (2001), DEMARCQ *et al.* (2007) y PASTOR *et al.* (2013):

$$IAA = \sum_j A_j \dots\dots\dots (4)$$

Con j entre 4°S y 18°S. El área diferencial del FT por latitud (j), está definida como:

$$A_j = \Delta y \cdot d_j \dots\dots\dots (5)$$

En la ecuación (5), d_j es la distancia latitudinal al FT:

$$d_j = i_j - i_0 \dots\dots\dots (6)$$

Donde i₀ es la posición longitudinal del primer punto en tierra de la grilla, para cada latitud (j),

El límite i_j de la ecuación (6), en nuestro caso, está representado por los pixeles seleccionados a partir de la ecuación (3), esto nos permitiría estimar

MUR SST dataset on a spatial grid (x, y) over time (t, in months), the total surface gradient is:

$$\nabla\varphi = \frac{\partial\varphi}{\partial x}i + \frac{\partial\varphi}{\partial y}j, \text{ with magnitude } |\nabla\varphi| \dots\dots\dots (1)$$

Equation (1) was applied at each grid point using the finite difference method with a central difference scheme for both dimensions:

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x} = \frac{\varphi_{i+1} - \varphi_{i-1}}{2\Delta x}, \frac{\partial\varphi}{\partial y} = \frac{\varphi_{j+1} - \varphi_{j-1}}{2\Delta y} \dots\dots\dots (2)$$

Where $\Delta x = \Delta y$ corresponds to the grid's spatial resolution (in km).

The TF location was determined based on the maximum gradient per latitude. Defining I and J as the sets containing the grid's longitude and latitude coordinates, respectively ($I = \{\text{long_min: long_max}\}$, $J = \{\text{lat_min: lat_max}\}$):

$$\forall(j \in J), \exists \frac{(i_j \in I)}{|\nabla\varphi(i_j, j)|} > |\nabla\varphi(i, j)| \dots\dots\dots (3)$$

Thus, the TF position is given by coordinates for each latitude (j).

Upwelling Area Index (UAI) calculation

The UAI was derived by summing differential areas (A_j), following HAGEN *et al.* (2001), DEMARCQ *et al.* (2007), and PASTOR *et al.* (2013):

$$IAA = \sum_j A_j \dots\dots\dots (4)$$

Where j spans from 4°S to 18°S. The TF's differential area per latitude (j) is defined as:

$$A_j = \Delta y \cdot d_j \dots\dots\dots (5)$$

In Equation (5), d_j represents the latitudinal distance to the TF:

$$d_j = i_j - i_0 \dots\dots\dots (6)$$

Where i₀ is the longitudinal position of the first land grid point for each latitude (j).

The limit i_j in Equation (6) corresponds to the pixels identified using Equation (3), allowing an assessment of latitudinal variability and temporal

la variabilidad latitudinal y para cada paso de tiempo, de la intensidad del proceso de afloramiento (BENZAOUZ *et al.*, 2014).

Con el fin de comparar rangos latitudinales de áreas de afloramiento, se calculó la ecuación (4) también entre las latitudes 4°S – 8,5°S (franja norte), 8,5°S - 13°S (franja centro) y 13°S – 18°S (franja sur).

De esta manera, las variaciones del IAA indican el aumento o disminución de la intensidad del proceso de afloramiento, asociado al transporte Ekman y bombeo de Ekman, como se menciona en MUSTAPHA *et al.* (2016), VAZQUEZ-CUERVO *et al.* (2017) y CHEN *et al.* (2019).

Cálculo de tendencia del IAA

Se obtiene a partir de la serie temporal del IAA entre 2003 y 2019, para la cual se realizó una regresión lineal utilizando el método numérico de mínimos cuadrados implementado en la función “regresst” del programa Ferret (<http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/>).

Con IAA (km²) y t (años), el programa calcula los valores SLOPE (pendiente) e INTERCEPT (intercepto) de la línea de regresión definida como:

$$IAA = SLOPE \times t + INTERCEPT$$

3. RESULTADOS

Distribución espacial de las áreas de afloramiento

En la Figura 1 se muestra la distribución espacial del área de afloramiento, contenida entre el FT y la línea de costa, en colores se puede ver la distancia en km a la que se ubica el FT, lo cual nos indica que cuanto mayor es la distancia al FT, mayor es el área contenida.

Se observa que para el verano (enero-marzo), la distancia al FT alcanza su mayor extensión (145,1 km) cerca a los 13°S. Al sur de este punto, el FT se acerca hasta Punta Grande (14,3°S) desde donde el FT se aleja alcanzando una nueva expansión cerca de Atico, a 16,3°S, para luego replegarse (Fig. 1a). En otoño (abril-junio), el FT se aleja desde Paita hasta San José (6,8°S) para luego acercarse cerca del Callao. Al sur de los 12°S, el frente se aleja de la costa, alcanzando su máxima proyección (171,8 km) frente a Mala (12,7°S). Al sur de 13°S, el FT se acerca hasta

changes in upwelling intensity (BENZAOUZ *et al.*, 2014).

To compare upwelling areas across latitude bands, Equation (4) was also calculated for three subregions: northern zone (4°S – 8.5°S), central zone (8.5°S - 13°S), and southern zone (13°S – 18°S).

Variations in UAI indicate fluctuations in upwelling intensity, influenced by Ekman transport and Ekman pumping, as discussed in MUSTAPHA *et al.* (2016), VAZQUEZ-CUERVO *et al.* (2017), and CHEN *et al.* (2019).

UAI pattern analysis

The UAI pattern was determined from the 2003–2019 time series using linear regression with the least squares method, implemented via the “regresst” function in Ferret (<http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/>).

With UAI (km²) as the dependent variable and t (years) as the independent variable, the program estimated the slope (SLOPE) and intercept (INTERCEPT) of the regression line:

$$UAI = SLOPE \times t + INTERCEPT$$

3. RESULTS

Spatial distribution of upwelling areas

Figure 1 illustrates the spatial distribution of upwelling areas, delineated between the TF and the coastline. The color scale represents the distance to the TF (km), indicating that larger TF distances correspond to more extensive upwelling areas.

During summer (January–March), the TF reaches its maximum offshore extent (145.1 km) near 13°S. Southward, it moves closer to the coast at Punta Grande (14.3°S) before expanding again near Atico (16.3°S), then retracting (Fig. 1a). In autumn (April–June), the TF shifts offshore from Paita to San José (6.8°S), then approaches the coast near Callao. South of 12°S, it moves offshore again, reaching its greatest distance (171.8 km) near Mala (12.7°S), before retracting toward Pisco (13.7°S). Further south, it expands

llegar a Pisco (13,7°S). Al sur de este punto, se expande a 15,7°S (Yauca), para luego disminuir nuevamente (Fig. 1b). En invierno (julio-setiembre), el FT alcanza su máxima proyección (152,4 km) cerca de San José (6,6°S). A los 12,7°S, el frente se aleja, para luego acercarse hacia el sur. Al sur de los 13°S, el frente se acerca a la costa hasta Pisco. Luego se proyecta a los 16°S, para luego acercarse hacia el sur (Fig. 1c). En primavera (octubre-diciembre), cerca de San José (6,6°S), nuevamente, es donde el FT alcanza su máxima distancia (151,2 km) en toda la franja costera analizada. Al sur, se repliega hasta Paramonga (10,6°S). Luego, el FT se aleja de la costa, hasta los 12,7°S, para replegarse y fluctuar hasta alejarse alrededor de los 16,6°S (Fig. 1d).

near Yauca (15.7°S) before contracting again (Fig. 1b). In winter (July–September), the TF reaches a maximum offshore projection (152.4 km) near San José (6.6°S). At 12.7°S, it moves offshore before approaching the coast further south. South of 13°S, it retracts toward Pisco before expanding again at 16°S, then moves closer to the coast (Fig. 1c). In spring (October–December), the TF again reaches its maximum offshore extent (151.2 km) near San José (6.6°S), retracts toward Paramonga (10.6°S), then expands offshore near 12.7°S before fluctuating and ultimately moving away around 16.6°S (Fig. 1d).

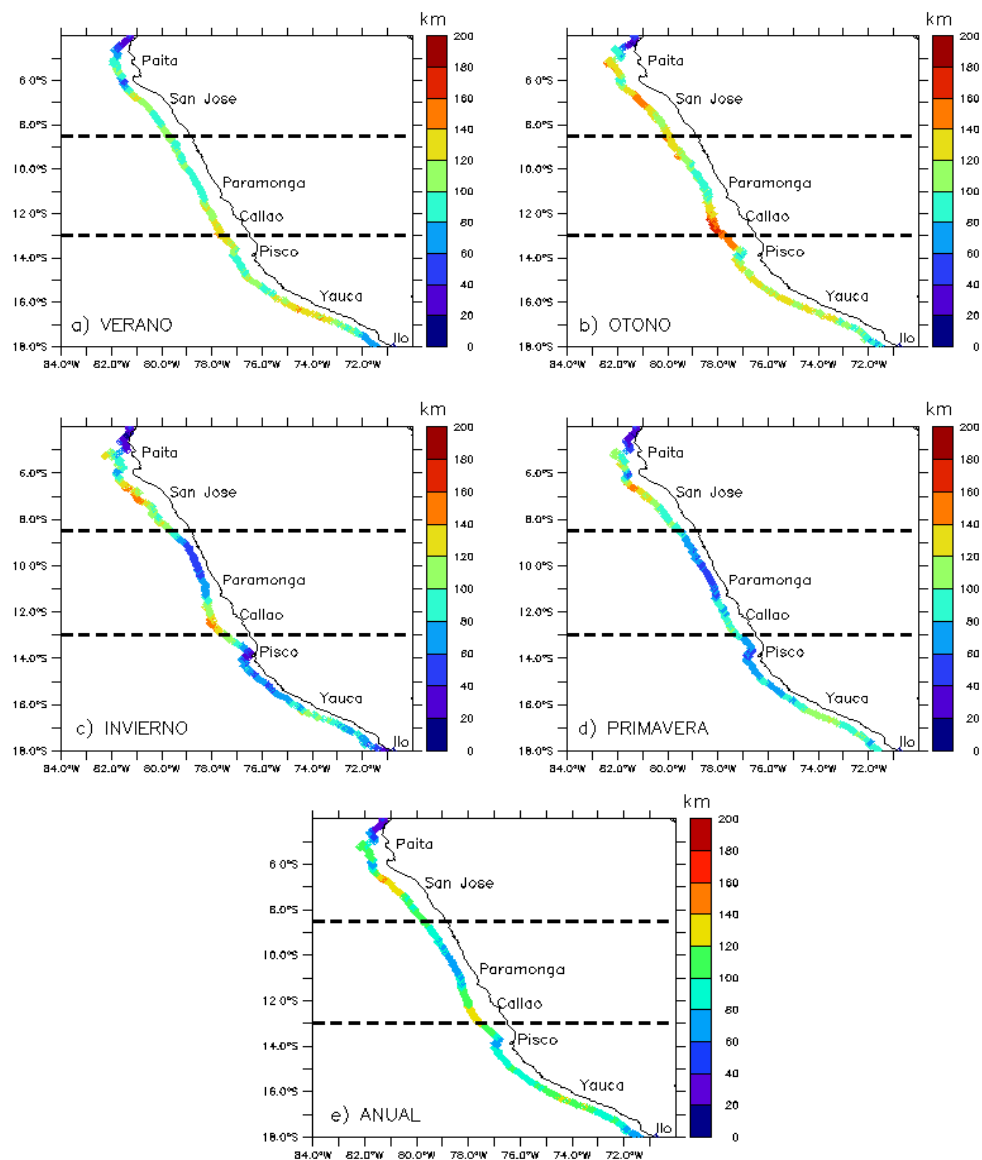


Figura 1.- Zona de estudio y distribución espacial del área de afloramiento, limitada por el frente térmico (línea en colores) y la línea de costa. Los colores indican la distancia de la costa al frente térmico (en km)

Figure 1. Study area and spatial distribution of the upwelling area, bounded by the thermal front (colored line) and the coastline. The colors indicate the distance from the coast to the thermal front (in km)

En promedio anual, podemos indicar que el FT tiende a alejarse desde su mínimo (14,8 km) a los 4,3°S hasta alcanzar su máximo (141,6 km) cerca de San José. Luego se repliega en la costa central hasta Paramonga. Al sur de los 11°S, se aleja nuevamente a los 12,7°S y se repliega hasta Pisco. Finalmente, la distancia al FT oscila entre contracciones y expansiones en la zona sur, tendiendo a replegarse a los 18°S (Fig. 1e).

Variación climatológica

El IAA (4°S – 18°S) alcanza sus valores más altos en otoño y más bajos en primavera (Fig. 2 - izquierda), lo cual apoya la hipótesis planteada. Se observa que alcanza su máximo en abril ($199,4 \times 10^3 \text{ km}^2$) y su mínimo en noviembre ($120,5 \times 10^3 \text{ km}^2$). El promedio anual es $148,0 \times 10^3 \text{ km}^2$.

En la franja latitudinal entre 4°S y 8,5°S (línea punteada negra en la Fig. 2 - derecha), el área de afloramiento presenta un ciclo estacional con valores más altos en otoño y más bajos en verano. Se observa que alcanza su máximo en mayo ($59,1 \times 10^3 \text{ km}^2$) y su mínimo en febrero ($36,5 \times 10^3 \text{ km}^2$). El promedio anual es $47,2 \times 10^3 \text{ km}^2$.

En la franja latitudinal 8,5°S y 13°S (línea punteada roja en la Fig. 2 - derecha), el área de afloramiento presenta un ciclo estacional con valores más altos en otoño y más bajos en primavera. Se observa que alcanza su máximo en abril ($74,8 \times 10^3 \text{ km}^2$) y su mínimo en noviembre ($32,2 \times 10^3 \text{ km}^2$). El promedio anual es $48,0 \times 10^3 \text{ km}^2$.

On an annual average, the TF retreats from a minimum distance (14.8 km) at 4.3°S to a maximum (141.6 km) near San José. Then, it retreats along the central coast as far as Paramonga. South of 11°S, it moves away again at 12.7°S and retreats to Pisco. Finally, the distance to the TF oscillates between contractions and expansions in the southern zone, tending to retract at 18°S (Fig. 1e).

Climatological variability

The UAI (4°S–18°S) peaks in autumn and is lowest in spring (Fig. 2 - left), supporting our hypothesis. The maximum occurs in April ($199.4 \times 10^3 \text{ km}^2$), and the minimum in November ($120.5 \times 10^3 \text{ km}^2$), with an annual mean of $148.0 \times 10^3 \text{ km}^2$.

In the northern zone (4°S–8.5°S) (black dotted line in Fig. 2 - right), upwelling follows a seasonal cycle, peaking in May ($59.1 \times 10^3 \text{ km}^2$) and reaching its lowest point in February ($36.5 \times 10^3 \text{ km}^2$), with an annual mean of $47.2 \times 10^3 \text{ km}^2$.

In the central zone (8.5°S–13°S) (red dashed line in Fig. 2 - right), the upwelling area exhibits a seasonal cycle, with higher values in autumn and lower values in spring. The maximum upwelling extent occurs in April ($74.8 \times 10^3 \text{ km}^2$), while the minimum is recorded in November ($32.2 \times 10^3 \text{ km}^2$), with an annual average of $48.0 \times 10^3 \text{ km}^2$.

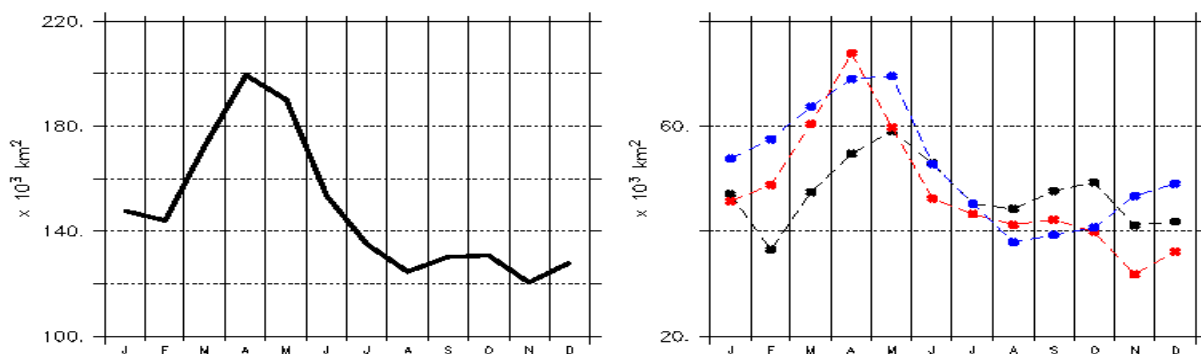


Figura 2.- Series temporales climatológicas (en 10^3 km^2), a la izquierda del IAA (4°S - 18°S) y a la derecha de las franjas entre 4°S – 8,5°S (línea negra), 8,5°S - 13°S (línea roja) y 13°S – 18°S (línea azul)

Figure 2.- Climatological time series (in 10^3 km^2), to the left of the AAI (4°S - 18°S) and to the right of the bands between 4°S - 8.5°S (black line), 8.5°S - 13°S (red line) and 13°S - 18°S (blue line)

En la franja latitudinal 13°S y 18°S (línea punteada azul en la Fig. 2 - derecha), el área de afloramiento máxima se mantiene (otoño); sin embargo, la mínima se alcanza en invierno. La máxima ocurre en mayo ($70,5 \times 10^3 \text{ km}^2$) y la mínima en agosto ($38,5 \times 10^3 \text{ km}^2$), el área de afloramiento promedio anual en esa zona es de $52,8 \times 10^3 \text{ km}^2$. En la Tabla 1 se resumen todos estos valores.

Variación interanual del IAA

En la Figura 3a, se muestra la serie interanual del IAA, calculada entre los 4°S y 18°S utilizando las ecuaciones (4), (5) y (6). La regresión lineal, calculada a partir de dicha serie, presenta una pendiente negativa significativa ($b = -5,46 \times 10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{año}^{-1}$, $p < 0,001$).

In the southern zone (13°S-18°S) (blue dotted line in Fig. 2 - right), the maximum upwelling area also occurs in autumn, but the minimum shifts to winter. The largest extent is observed in May ($70.5 \times 10^3 \text{ km}^2$), while the lowest occurs in August ($38.5 \times 10^3 \text{ km}^2$). The annual average upwelling area in this region is $52.8 \times 10^3 \text{ km}^2$. Table 1 summarizes the seasonal average upwelling areas by latitudinal bands.

Interannual variability of the UAI

Figure 3a presents the interannual time series of the UAI, calculated between 4°S and 18°S using equations (4), (5), and (6). A significant negative pattern is observed in the linear regression ($b = -5.46 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{year}$, $p < 0.001$).

Tabla 1.- Áreas de afloramiento promedio estacional (en $\times 10^3 \text{ m}^2$) por franjas latitudinales

Table 1. Seasonal average upwelling areas (in $\times 10^3 \text{ m}^2$) by latitudinal bands

	Franja latitudinal			IAA (4 - 18°S)
	4 - 8,5°S	8,5 - 13°S	13 - 18°S	
Verano	43,6	52,3	59,0	154,9
Otoño	55,6	60,7	64,6	180,9
Invierno	45,7	42,8	41,4	129,9
Primavera	44,1	36,3	45,9	126,3
Anual	47,2	48,0	52,8	148,0

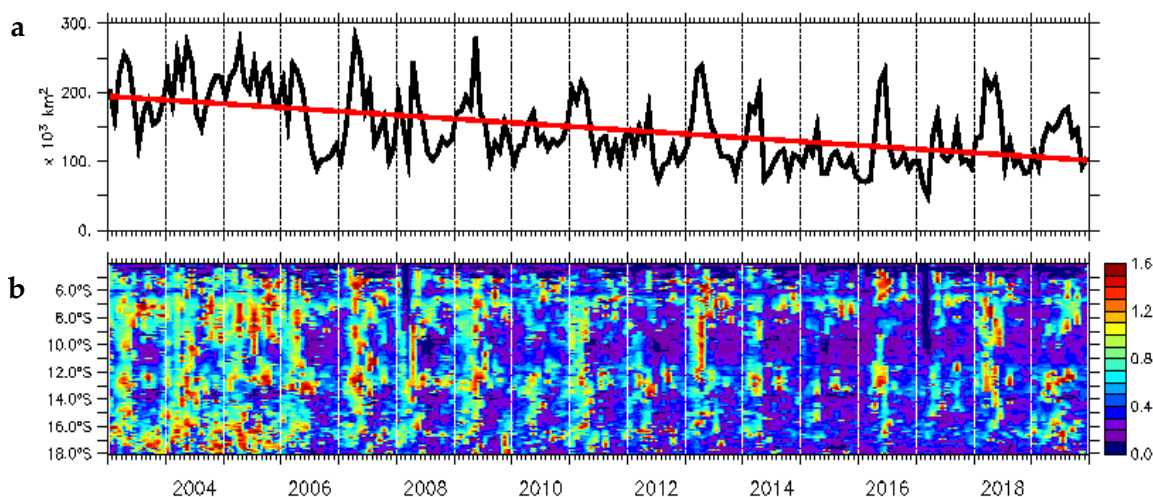


Figura 3.- Arriba: Serie interanual del IAA (en 10^3 km^2) entre los 4°S y 18°S (línea negra) y línea de regresión (en rojo). Abajo: Diagrama Hovmöller latitud-tiempo de los valores del área de afloramiento (la escala de color indica la magnitud en 10^3 km^2). El paso temporal en ambos casos es mensual, de 2003 a 2019.

Figure 3. Top: UAI interannual series (in 10^3 km^2) between 4°S and 18°S (black line) and regression line (red). Bottom: Hovmöller latitude-time diagram of the upwelling area values (color scale indicates magnitude in 10^3 km^2). The time step in both cases is monthly, from 2003 to 2019

En la Figura 3b, se muestra un diagrama Hovmöller latitud-tiempo de los valores de áreas de afloramiento (la escala de color indica la magnitud en 10^3 km^2) calculado del 2003 al 2019, con una resolución latitudinal de 5 km, entre 4°S y 18°S . Aquí se puede observar en qué latitudes se alcanzó una mayor área, contribuyendo al total del IAA para cada época del año. Hasta el 2005 esto se manifestó principalmente en otoño e invierno, entre los $7-9^\circ\text{S}$, 10°S , 13°S y al sur de los 16°S . A partir del 2006 al 2011, la mayor área se obtuvo en otoño, entre los $8-14^\circ\text{S}$ alcanzando algunos años hasta los 16°S (2006, 2008 y 2011). Del 2012 al 2018, las máximas contribuciones se manifestaron entre los 7 y 10°S y entre los 13 y 14°S ; mientras que en 2019 fue mayoritariamente entre 12 y 17°S .

Eventos El Niño

Para mostrar el impacto de El Niño y La Niña en la extensión del área de afloramiento se utilizó la anomalía de la serie interanual del IAA (Fig. 4) y la presencia de estos eventos entre 2003 y 2018 (Tabla 2), según la clasificación del Comité Técnico del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN, 2012).

Figure 3b, displays a Hovmöller diagram (latitude-time) of upwelling areas (color scale indicating magnitude in 10^3 km^2), computed from 2003 to 2019 with a latitudinal resolution of 5 km. This diagram highlights the latitudes with the largest contributions to the UAI each season. Until 2005, the largest upwelling areas occurred in autumn and winter, mainly at $7-9^\circ\text{S}$, 10°S , 13°S , and south of 16°S . Between 2006 and 2011, the peak upwelling areas were recorded in autumn, primarily between 8°S and 14°S , occasionally reaching 16°S (in 2006, 2008, and 2011). From 2012 to 2018, the most significant contributions were between $7^\circ\text{S}-10^\circ\text{S}$ and $13^\circ\text{S}-14^\circ\text{S}$. In 2019, the dominant upwelling regions were $12^\circ\text{S}-17^\circ\text{S}$.

El Niño events

To assess the influence of El Niño and La Niña events on upwelling area variability, the anomalies of the UAI time series (Fig. 4) were analyzed alongside the classification of these events between 2003 and 2018 (Table 2), following the criteria of the *Comité Técnico del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño* (ENFEN, 2012).

Tabla 2.- Clasificación de periodos El Niño y La Niña (2003-2018) basada en el Índice Costero El Niño (ICEN) (TAKAHASHI *et al.*, 2014) durante el periodo de estudio

Table 2. Classification of El Niño and La Niña periods (2003-2018) based on the El Niño Coastal Index (ENCI) (TAKAHASHI *et al.*, 2014) during the study period

Eventos	Categoría	Intervalo	Periodo
El Niño	Fuerte	$> 1,7$ y $\leq 3,0$	04/2015-07/2016
			03/2008-09/2008
	Moderado	$> 1,0$ y $\leq 1,7$	05/2014-11/2014
			12/2016-05/2017
			08/2006-01/2007
			05/2009-09/2009
Débil	$> 0,4$ y $\leq 1,0$	03/2012-07/2012	
		11/2018-03/2019	
		Neutro	$\geq -1,0$ y $\leq 0,4$
La Niña	Débil	$\geq -1,2$ y $< -1,0$	06/2004
			05/2003-06/2003
	Moderado	$\geq -1,4$ y $< -1,2$	10/2005-11/2005
			08/2010-11/2010
			11/2017-03/2018
			04/2007-12/2007
Fuerte	$< -1,4$	04/2013-08/2013	

Durante El Niño débil 2006, el IAA se mantuvo por debajo de su climatología durante todo el evento (Fig. 4b), llegando en agosto a $89,1 \times 10^3$ km² (Fig. 3b). Para el Niño débil 2008, el IAA se contrae hasta un valor de $101,8 \times 10^3$ km² en agosto (Fig. 3b), cabe resaltar que también se manifestó una disminución en el primer trimestre del año, pero con menor intensidad.

Para El Niño débil del 2009, el área de afloramiento superaba el promedio al inicio del evento en mayo (Fig. 4b), el máximo valor de toda la serie hasta el momento con $279,9 \times 10^3$ km² (Fig. 3b) para luego disminuir en agosto hasta $99,4 \times 10^3$ km². En el Niño débil de 2012, el IAA experimentó una disminución apreciable, llegando en julio a $72,7 \times 10^3$ km² (Fig. 3b). El área se mantuvo por debajo de su climatología durante todo el evento (Fig. 4b).

Durante El Niño débil 2014, el IAA se mantuvo por debajo del promedio durante todo el evento (Fig. 4b), llegando a contraerse hasta $73,7 \times 10^3$ km² en mayo. Esta tendencia de reducción del área de afloramiento se mantuvo durante El Niño fuerte 2015-16 (hasta $70,3 \times 10^3$ km² en febrero 2016), con sus valores por debajo del promedio hasta abril de 2016 (Fig. 4b). El área de afloramiento comenzó a aumentar desde marzo, pero recién en mayo 2016 superó su climatología (Fig. 4b) alcanzando $214,7 \times 10^3$ km² y luego $230,8 \times 10^3$ km² en junio (Fig. 3b), valor que no se había alcanzado desde marzo de 2013.

Durante la Ola de Calor Marina del 2017 (PIETRI *et al.*, 2021), el IAA manifestó el mínimo de todo el periodo analizado, alcanzando $50,2 \times 10^3$ km² en marzo (Fig. 3b) y con valores por debajo de su climatología durante todo el 2017 (excepto en setiembre) hasta febrero del 2018 (Fig. 4b). Finalmente, en El Niño débil 2018-2019, el IAA volvió a disminuir, llegando en noviembre de 2018 a $83,6 \times 10^3$ km² (Fig. 3b) y manteniéndose por debajo de su climatología hasta mayo de 2019 (Fig. 4b).

Eventos La Niña

Desde inicios de 2003 hasta el verano de 2006 (periodo de condiciones frías), el IAA se mantuvo por encima de su climatología (Fig. 4b) llegando a $237,7 \times 10^3$ km² durante una Niña moderada en

During the weak El Niño event of 2006, the UAI remained consistently below its climatological average throughout the event (Fig. 4b), reaching a minimum of 89.1×10^3 km² in August (Fig. 3b). In the weak EN of 2008, the UAI contracted to 101.8×10^3 km² by August (Fig. 3b), with an additional, though less pronounced, decline observed during the first quarter of the year.

In contrast, during the weak El Niño of 2009, the upwelling area initially exceeded the climatological average in May (Fig. 4b), reaching 279.9×10^3 km²—the highest value recorded in the series at that time (Fig. 3b)—before decreasing to 99.4×10^3 km² in August. Similarly, in the weak EN of 2012, the UAI underwent a significant reduction, reaching 72.7×10^3 km² in July (Fig. 3b). Throughout this event, the area consistently remained below its climatological average (Fig. 4b).

During the weak El Niño of 2014, the UAI remained below average throughout the event (Fig. 4b), reaching a minimum of 73.7×10^3 km² in May. This declining trend in upwelling extent persisted during the strong El Niño of 2015/16, contracting further to 70.3×10^3 km² in February 2016. Upwelling values remained below average until April 2016 (Fig. 4b). The area began to expand in March, surpassing its climatological mean in May 2016 (Fig. 4b), reaching 214.7×10^3 km², and further increasing to 230.8×10^3 km² in June (Fig. 3b)—a level not observed since March 2013.

During the 2017 Marine Heatwave (PIETRI *et al.*, 2021), the UAI reached its lowest value of the entire study period, shrinking to 50.2×10^3 km² in March (Fig. 3b). Upwelling remained below climatological values throughout 2017, except in September, and continued below average until February 2018 (Fig. 4b). Similarly, during the weak El Niño of 2018/19, the UAI declined again, reaching 83.6×10^3 km² in November 2018 (Fig. 3b) and remaining below its climatological mean until May 2019 (Fig. 4b).

La Niña events

Between early 2003 and the summer of 2006, a period of cold conditions, the UAI remained above its climatological mean (Fig. 4b), reaching a peak of 237.7×10^3 km² during a moderate La

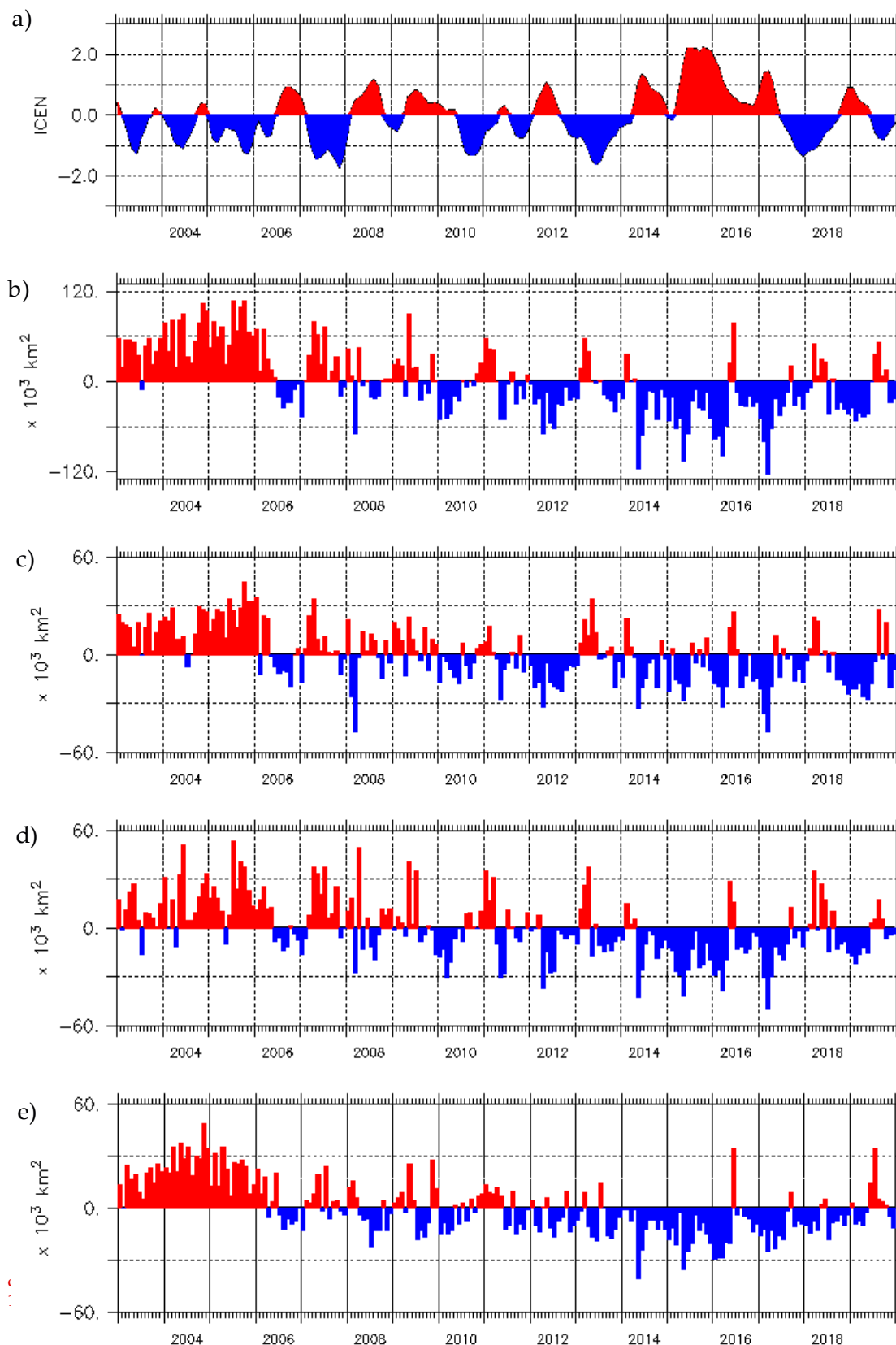


Figura 4.- Series interanuales entre 2003 y 2019 de a) Índice costero El Niño (ICEN), en rojo se indican los valores correspondientes a eventos El Niño y en azul de La Niña y anomalía del AA, en miles de km^2 , entre b) $4^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{S}$, c) $4^{\circ}\text{S}-8,5^{\circ}\text{S}$, d) $8,5^{\circ}\text{S}-13^{\circ}\text{S}$ y e) $13^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{S}$). En rojo el aumento del área por encima de su climatología y en azul la disminución por debajo de esta

Figure 4. Interannual series between 2003 and 2019 of a) El Niño Coastal Index (ENCI), in red the values corresponding to El Niño events and in blue to La Niña and AA anomaly, in thousands of km^2 , between b) $4^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{S}$, c) $4^{\circ}\text{S}-8.5^{\circ}\text{S}$, d) $8.5^{\circ}\text{S}-13^{\circ}\text{S}$ and e) $13^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{S}$. In red the increase in area above its climatología and in blue the decrease below it

octubre 2005 (Fig. 3b). Los máximos valores del IAA se obtienen producto de las mayores contribuciones en los otoños del 2003 (Niña moderada), 2004 (Niña débil) y 2006 (periodo neutro) (Fig. 3a).

Para el 2007 (Niña fuerte) resaltó un aumento en abril ($279,8 \times 10^3 \text{ km}^2$), y en julio ($207,4 \times 10^3 \text{ km}^2$), ambos por encima de su valor climatológico (Fig. 4b). Hacia finales de ese año, el IAA disminuyó hasta $100,9 \times 10^3 \text{ km}^2$ en noviembre (Fig. 3b).

Durante el primer semestre de 2010, el IAA se encontraba por debajo de su climatología, al llegar la Niña moderada desde agosto, el IAA se acercó al promedio, superándolo al finalizar el evento, experimentando un aumento en noviembre, por encima de su climatología ($131,0 \times 10^3 \text{ km}^2$) (Figs. 3b, 4b).

En 2013, se registró una Niña fuerte, y en respuesta el IAA experimentó un aumento en abril con un pico de $238,9 \times 10^3 \text{ km}^2$ por encima de su climatología, para luego disminuir por debajo del promedio hasta finalizar el año (Figs. 3b, 4b).

A partir del segundo semestre del 2014, el IAA se mantuvo por debajo de su climatología, reforzando la tendencia de reducción del área de afloramiento, excepto en junio 2016 cuando se registró una expansión hasta $230,8 \times 10^3 \text{ km}^2$, superando su climatología (Figs. 3b, 4b), posterior a ello, el IAA continuó por debajo de su climatología hasta fines del 2017, año en el cual se registró una Niña moderada hasta marzo 2018 cuando alcanzó una expansión de $223,6 \times 10^3 \text{ km}^2$, superando sus valores normales hasta junio (Figs. 3b, 4b).

Variación interanual por franjas latitudinales

Para cuantificar el impacto de El Niño y La Niña en el área de afloramiento, se calcularon áreas promedio durante los eventos ocurridos entre 2003 y 2019, acorde a los criterios de la Tabla 2. Los resultados se muestran en la Tabla 3 para el IAA y las 3 franjas latitudinales. Para los eventos Niño fuerte, obtuvimos un área de $114,6 \times 10^3 \text{ km}^2$, menor al IAA promedio ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$). Para los eventos Niña fuerte, obtuvimos un valor $169,7 \times 10^3 \text{ km}^2$, mayor al IAA promedio (Tabla 1). En la Figura 5 a), b), c), se muestra la variación interanual de 2003 a 2019 de áreas de afloramiento en las zonas previamente definidas:

Niña in October 2005 (Fig. 3b). The highest UAI values were observed during the autumn seasons of 2003 (moderate La Niña), 2004 (weak La Niña), and 2006 (neutral period) (Fig. 3a).

In 2007 (strong LN), the UAI increased significantly, peaking at $279.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in April and $207.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ in July, both exceeding climatological values (Fig. 4b). By the end of the year, however, it contracted to $100.9 \times 10^3 \text{ km}^2$ in November (Fig. 3b).

During the first half of 2010, the UAI remained below its climatological mean. However, as a moderate LN developed in August, upwelling approached the average and eventually surpassed it by the end of the event. In November, it reached $131.0 \times 10^3 \text{ km}^2$, exceeding its climatological value (Figs. 3b, 4b).

A strong La Niña in 2013 led to an increase in UAI in April, peaking at $238.9 \times 10^3 \text{ km}^2$, well above climatological values. However, it declined below the mean for the remainder of the year (Figs. 3b, 4b).

From the second half of 2014 onward, the UAI remained below its climatological mean, reinforcing the long-term decline in upwelling area. An exception occurred in June 2016, when it briefly expanded to $230.8 \times 10^3 \text{ km}^2$, exceeding climatological values (Figs. 3b, 4b). Nevertheless, the UAI remained below average until late 2017, when a moderate La Niña developed, culminating in an expansion to $223.6 \times 10^3 \text{ km}^2$ in March 2018. The UAI remained above normal values until June (Figs. 3b, 4b).

Interannual variability by latitudinal bands

To quantify the impact of EN and LN on upwelling extent, average upwelling areas were calculated for events occurring between 2003 and 2019, following the criteria outlined in Table 2. Table 3 shows the results for the UAI three latitudinal bands. Strong EN events resulted in an average upwelling area of $114.6 \times 10^3 \text{ km}^2$, smaller than the mean UAI ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$). In contrast, strong LN events yielded an average of $169.7 \times 10^3 \text{ km}^2$, exceeding the mean UAI (Table 1). Figure 5 a), b), and c) illustrate interannual upwelling variability across the three predefined zones from 2003 to 2019:

Tabla 3.- Áreas de afloramiento promedio durante eventos El Niño y La Niña (en 10^3 km²) por franjas latitudinalesTable 3. Average upwelling areas during El Niño and La Niña events (in 10^3 km²) by latitudinal bands

	Franja latitudinal			
	4 – 8,5°S	8,5 - 13°S	13 - 18°S	IAA (4-18°S)
Niño débil	38,0	39,6	46,6	124,2
Niña débil	64,3	97,9	81,7	244,0
Niño moderado	37,1	36,4	41,2	114,8
Niña moderada	58,6	57,9	55,9	172,4
Niño fuerte	41,7	33,2	39,7	114,6
Niña fuerte	58,0	59,1	52,6	169,7

Entre 4°S y 8,5°S, hasta 2005, el área de afloramiento se mantuvo por encima del promedio, excepto en julio de 2004 donde se contrajo hasta $38,3 \times 10^3$ km². En el 2006 el área de afloramiento alcanzó su mínimo en febrero, permaneciendo por debajo del promedio en lo que restó del año. En 2007, el área de afloramiento superó el promedio disminuyendo hacia noviembre donde alcanzó los $28,7 \times 10^3$ km² manteniendo esta tendencia hasta llegar a $0,4 \times 10^3$ km² en marzo 2008. Para el 2009, aumentó en mayo ($82,4 \times 10^3$ km²) y disminuyó en octubre ($40,0 \times 10^3$ km²). En 2011, se expandió en octubre ($61,0 \times 10^3$ km²) y se contrajo en noviembre ($30,8 \times 10^3$ km²). En 2012, el área se encontró por debajo del promedio todo el año, reduciéndose en febrero ($16,2 \times 10^3$ km²) y aumentando en mayo ($54,0 \times 10^3$ km²). En 2013 el área superó su valor climatológico aumentando en mayo ($93,8 \times 10^3$ km²) y disminuyendo hacia noviembre ($20,8 \times 10^3$ km²). En 2014, el área aumentó durante el verano, pero volvió a disminuir en mayo ($26,6 \times 10^3$ km²). Esta tendencia decreciente permaneció durante el 2015 llegando a $52,2 \times 10^3$ km² en julio hasta el verano de 2016, luego el área se expandió hasta $79,6 \times 10^3$ km² en junio, para contraerse por debajo de su climatología hasta abril de 2017. Finalmente, en 2018, el área se expande en abril ($75,5 \times 10^3$ km²) y se contrae en diciembre ($17,6 \times 10^3$ km²), manteniéndose por debajo del promedio hasta el primer semestre de 2019. Los valores del segundo semestre superaron a la climatología aumentando en agosto ($72,5 \times 10^3$ km²) (Figs. 4c, 5a).

Entre 8,5°S – 13°S, se expandió en abril 2003 ($97,0 \times 10^3$ km²), junio 2004 ($97,9 \times 10^3$ km²) y disminuyó en julio para ambos años. En 2008, el área de afloramiento máxima para toda la franja ocurrió en abril ($124,8 \times 10^3$ km²) disminuyendo en agosto 2006 ($28,3 \times 10^3$ km²), noviembre 2007 ($26,7 \times 10^3$ km²) y agosto 2008 ($23,1 \times 10^3$ km²) (Figs. 4d, 5b).

4°S–8.5°S: Until 2005, the upwelling area remained above average, except in July 2004, when it contracted to 38.3×10^3 km². In 2006, upwelling reached a minimum in February and remained below average for the rest of the year. In 2007, the area expanded above average before declining in November to 28.7×10^3 km², maintaining a downward pattern until reaching just 0.4×10^3 km² in March 2008. The area increased again in May 2009 (82.4×10^3 km²) before contracting in October (40.0×10^3 km²). Subsequent fluctuations included an expansion in October 2011 (61.0×10^3 km²), a contraction in November (30.8×10^3 km²), and below-average conditions throughout 2012, with a February minimum of 16.2×10^3 km² and a May peak of 54.0×10^3 km². In 2013, the upwelling area exceeded climatological values in May (93.8×10^3 km²) but declined by November (20.8×10^3 km²). A summer expansion in 2014 was followed by a decline in May (26.6×10^3 km²). This downward pattern continued in 2015, reaching 52.2×10^3 km² in July. The area expanded to 79.6×10^3 km² in June 2016 before contracting below its climatological mean until April 2017. In 2018, it increased in April (75.5×10^3 km²) but contracted in December (17.6×10^3 km²), remaining below average through the first half of 2019. However, during the second half of 2019, values surpassed the climatological mean, peaking at 72.5×10^3 km² in August (Figs. 4c, 5a).

8.5°S–13°S: The upwelling area expanded in April 2003 (97.0×10^3 km²) and June 2004 (97.9×10^3 km²), declining in July of both years. The largest upwelling area for this latitudinal band was recorded in April 2008 (124.8×10^3 km²). Contractions were observed in August 2006 (28.3×10^3 km²), November 2007 (26.7×10^3 km²), and August 2008 (23.1×10^3 km²) (Figs. 4d, 5b).

En el 2009, se expandió en mayo ($101,4 \times 10^3 \text{ km}^2$) y se contrajo en diciembre ($20,2 \times 10^3 \text{ km}^2$), esta última por debajo del promedio, tendencia que se mantuvo hasta mediados de 2010 para luego aumentar en 2011 en marzo ($92,8 \times 10^3 \text{ km}^2$), disminuyendo en junio ($18,1 \times 10^3 \text{ km}^2$). En 2012, el área de afloramiento aumentó en marzo ($68,6 \times 10^3 \text{ km}^2$) y disminuyó en julio ($17,2 \times 10^3 \text{ km}^2$) quedando por debajo del promedio hasta diciembre. En 2013 el área aumentó hasta $113,3 \times 10^3 \text{ km}^2$. En 2014, el área volvió a disminuir en mayo ($17,4 \times 10^3 \text{ km}^2$). Esta tendencia decreciente permaneció durante el 2015 (en mayo, octubre y diciembre) hasta marzo de 2016 ($22,5 \times 10^3 \text{ km}^2$) por debajo de su climatología. Aumentó en mayo para disminuir por debajo del promedio hasta junio de 2017 ($10,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ en marzo). Finalmente, en 2018, el área de afloramiento aumentó en marzo ($96,6 \times 10^3 \text{ km}^2$) por encima del promedio, y disminuyó en diciembre ($21,3 \times 10^3 \text{ km}^2$) situándose por debajo del promedio hasta mayo de 2019, superando la climatología hasta setiembre para volver a disminuir hasta fin de año (Figs. 4d, 5b).

In 2009, the upwelling area expanded in May ($101.4 \times 10^3 \text{ km}^2$) but contracted sharply in December ($20.2 \times 10^3 \text{ km}^2$), remaining below average until mid-2010. It then increased in March 2011 ($92.8 \times 10^3 \text{ km}^2$) before decreasing in June ($18.1 \times 10^3 \text{ km}^2$). In 2012, the area expanded in March ($68.6 \times 10^3 \text{ km}^2$) but declined again in July ($17.2 \times 10^3 \text{ km}^2$), staying below average until December. In 2013, it peaked at $113.3 \times 10^3 \text{ km}^2$, while in 2014, it contracted again in May ($17.4 \times 10^3 \text{ km}^2$). This downward pattern continued through 2015 and early 2016, reaching a low of $22.5 \times 10^3 \text{ km}^2$ in March. The area expanded in May but remained below average until June 2017 ($10.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in March). In 2018, the upwelling area increased in March ($96.6 \times 10^3 \text{ km}^2$) before declining in December ($21.3 \times 10^3 \text{ km}^2$), remaining below average until May 2019, surpassing the climatological mean in September before decreasing again toward the end of the year (Figs. 4d, 5b).

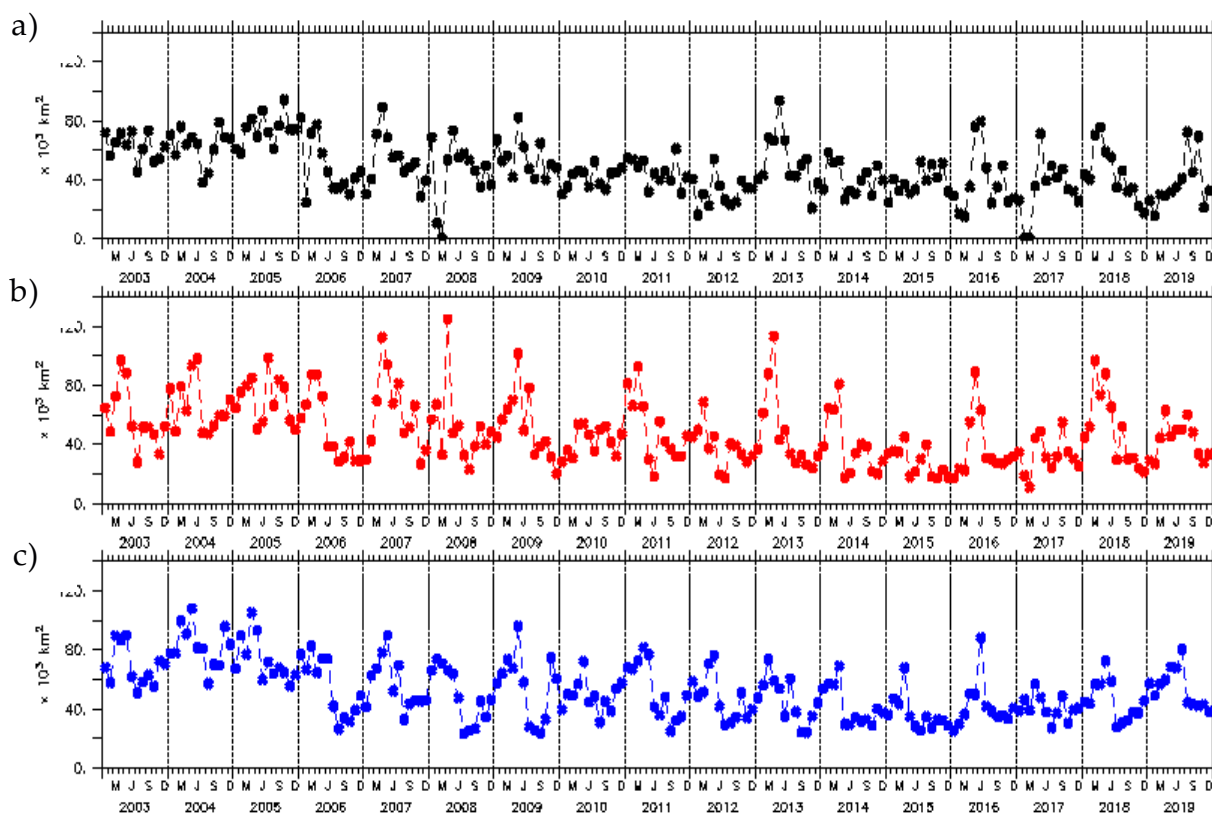


Figura 5.- Series interanuales entre 2003 y 2019 del área promedio en franjas latitudinales, en miles de km^2 , entre a) $4^\circ\text{S} - 8,5^\circ\text{S}$, b) $8,5^\circ\text{S} - 13^\circ\text{S}$ y c) $13^\circ\text{S} - 18^\circ\text{S}$)

Figure 5. Interannual series between 2003 and 2019 of the average area in latitudinal bands, in thousands of km^2 , between a) $4^\circ\text{S} - 8.5^\circ\text{S}$, b) $8.5^\circ\text{S} - 13^\circ\text{S}$ and c) $13^\circ\text{S} - 18^\circ\text{S}$)

Entre 13°S – 18°S, se observa que hasta el 2005 el área superó el promedio, aumentando en mayo 2004 ($108,3 \times 10^3 \text{ km}^2$) y disminuyendo en julio 2008 ($23,3 \times 10^3 \text{ km}^2$). Otros picos del IAA ocurrieron en 2005 ($105,3 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2007 ($90 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2009 ($96,1 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2016 ($88,2 \times 10^3 \text{ km}^2$) y 2018 ($72,8 \times 10^3 \text{ km}^2$) y valles del IAA ocurrieron en 2009 ($23,6 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2011 ($25,1 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2013 ($24,1 \times 10^3 \text{ km}^2$) y 2016 ($25,2 \times 10^3 \text{ km}^2$) (Figs. 4e, 5c).

4. DISCUSIÓN

El área de afloramiento alcanzó sus valores más altos principalmente cerca de las localidades de Paita (5,1°S), San José (6,8°S), Cerro Azul (12,9°S) y Yauca/San Juan (15,7°S) (Fig. 1), las cuales coinciden con la ubicación de los núcleos de afloramiento, asociados tanto al proceso de transporte Ekman (ZUTA & GUILLÉN, 1970; MORÓN, 2000; CALIENES, 2014), como al proceso de bombeo Ekman (HALPERN *et al.*, 2002; MANAY *et al.*, 2021).

El área de afloramiento cerca de los 5°S, podría deberse a que en esta zona ocurren valores altos del rotacional del viento (ALBERT *et al.*, 2010), lo que generaría un mayor aporte del bombeo de Ekman al proceso de afloramiento (MANAY *et al.*, 2021). Cerca de los 7°S y 16°S, disminuye la contribución del bombeo Ekman (ALBERT *et al.*, 2010; MANAY *et al.*, 2021), esto indicaría que el aumento del área de afloramiento en estas zonas ocurre debido mayoritariamente al transporte Ekman, el cual es más intenso en estas latitudes (MORÓN, 2000; MARCHESIELLO & ESTRADÉ, 2010). Este resultado también fue reportado por ASTUDILLO *et al.* (2017) a los 15°S, utilizando datos de viento en superficie. Cerca de los 13°S, disminuye la contribución del transporte Ekman (MARCHESIELLO & ESTRADÉ, 2010), esto indicaría que el aumento del área de afloramiento en esta zona ocurre debido mayoritariamente al bombeo Ekman, el cual es más intenso en estas latitudes (ALBERT *et al.*, 2010; MANAY *et al.*, 2021). Este resultado también fue reportado por ASTUDILLO *et al.* (2017) a los 13°S utilizando datos de viento en superficie.

Con respecto a la variación climatológica (Fig. 2, izquierda), el IAA aumentó en otoño y disminuyó en primavera, replicando el comportamiento del ciclo estacional de la suma del transporte de Ekman más el componente geostrofico, reportado por OERDER *et al.* (2015). La variación climatológica del IAA (Fig. 2 – izquierda, Tabla 1) tiene un

13°S–18°S: Until 2005, the upwelling area remained above average, peaking in May 2004 ($108.3 \times 10^3 \text{ km}^2$) before declining in July 2008 ($23.3 \times 10^3 \text{ km}^2$). Additional peaks occurred in 2005 ($105.3 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2007 ($90.0 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2009 ($96.1 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2016 ($88.2 \times 10^3 \text{ km}^2$), and 2018 ($72.8 \times 10^3 \text{ km}^2$), while noticeable contractions were observed in 2009 ($23.6 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2011 ($25.1 \times 10^3 \text{ km}^2$), 2013 ($24.1 \times 10^3 \text{ km}^2$), and 2016 ($25.2 \times 10^3 \text{ km}^2$) (Figs. 4e, 5c).

4. DISCUSSION

The upwelling area reached its highest values primarily near the localities of Paita (5.1°S), San José (6.8°S), Cerro Azul (12.9°S), and Yauca/San Juan (15.7°S) (Fig. 1), coinciding with the upwelling core's locations. These areas are associated with both Ekman transport (ZUTA & GUILLÉN, 1970; MORÓN, 2000; CALIENES, 2014) and Ekman pumping processes (HALPERN *et al.*, 2002; MANAY *et al.*, 2021).

The upwelling area near 5°S may be influenced by the high wind stress curl in this region (ALBERT *et al.*, 2010), which enhances the contribution of Ekman pumping to upwelling (MANAY *et al.*, 2021). In contrast, at approximately 7°S and 16°S, the role of Ekman pumping decreases (ALBERT *et al.*, 2010; MANAY *et al.*, 2021), suggesting that the expansion of the upwelling area in these zones is mainly driven by Ekman transport, which is more intense at these latitudes (MORÓN, 2000; MARCHESIELLO & ESTRADÉ, 2010). Similar findings were reported by ASTUDILLO *et al.* (2017) at 15°S, based on surface wind data. Around 13°S, the contribution of Ekman transport weakens (MARCHESIELLO & ESTRADÉ, 2010), indicating that the increase in the upwelling area at this latitude is primarily due to Ekman pumping, which is more pronounced in this region (ALBERT *et al.*, 2010; MANAY *et al.*, 2021). ASTUDILLO *et al.* (2017) also reported this result at 13°S using surface wind data.

Regarding climatological variability (Fig. 2, left), the UAI peaks in autumn and decreases in spring, mirroring the seasonal cycle of the combined Ekman transport and geostrophic component, as reported by OERDER *et al.* (2015). The climatological variation of the UAI (Fig. 2

máximo en otoño, debido al aumento del transporte Ekman y bombeo Ekman positivo (succión) (OERDER *et al.*, 2015; MANAY *et al.*, 2021) y menor componente geostrófico (OERDER *et al.*, 2015). El IAA disminuye en invierno por el aumento del componente geostrófico (OERDER *et al.*, 2015), y es aún menor en primavera por la disminución del transporte Ekman y del bombeo Ekman (OERDER *et al.*, 2015; MANAY *et al.*, 2021), aunque el componente geostrófico disminuye.

El análisis de las áreas de afloramiento por franjas (Tabla 1 y Fig. 2, derecha), muestra que, en la franja norte, el mayor aporte al área de afloramiento ocurre en invierno debido a un menor componente geostrófico, es decir, con un nivel de mar que aumenta hacia el sur (PENVEN *et al.*, 2005) y una velocidad geostrófica zonal negativa (CHAIGNEAU *et al.*, 2008); mientras que en la franja sur ocurre lo mismo en verano, otoño y primavera. En la franja central, el menor aporte al área de afloramiento ocurre en invierno y primavera debido a un mayor componente geostrófico, es decir, con un aumento de nivel de mar hacia el norte (PENVEN *et al.*, 2005) y una velocidad geostrófica zonal positiva (CHAIGNEAU *et al.*, 2008); mientras que en la franja norte ocurre lo mismo en verano y otoño.

Con respecto a la variación interanual (Figs. 3, 4, 5), durante El Niño, el IAA disminuye por debajo del promedio (22,6%, Tabla 3), debido a un debilitamiento del bombeo Ekman (HALPERN *et al.*, 2002), al disminuir el *dropoff* del viento (RENAULT *et al.*, 2012) debido al aumento del viento costero (CHAMORRO *et al.*, 2018), lo que disminuye la intensidad del rotacional de vientos (ALBERT *et al.*, 2010); en cambio durante La Niña, el IAA aumenta por encima del promedio (64,9%, Tabla 3), debido a una intensificación del bombeo Ekman (HALPERN *et al.*, 2002), lo cual está relacionado al debilitamiento del viento costero durante La Niña (MOGOLLON, 2020), que a su vez aumenta el *dropoff* del viento y el rotacional de viento fuera de la costa (ALBERT *et al.*, 2010).

Del análisis por franjas latitudinales, encontramos que en todos los casos las áreas de afloramiento superan su valor climatológico hasta 2005, disminuyen en 2006 y vuelven a aumentar en 2007, replicando el mismo comportamiento del flujo de afloramiento calculado por ROSALES-QUINTANA *et al.* (2021), en dicho periodo. Posteriormente, los picos del área de afloramiento han ido disminu-

– left, Table 1) reaches a maximum in autumn due to an increase in Ekman transport and positive Ekman pumping (suction) (OERDER *et al.*, 2015; MANAY *et al.*, 2021), along with a weaker geostrophic component (OERDER *et al.*, 2015). The UAI declines in winter due to the strengthening of the geostrophic component (OERDER *et al.*, 2015) and reaches its lowest values in spring, when both Ekman transport and Ekman pumping decrease (OERDER *et al.*, 2015; MANAY *et al.*, 2021), despite the weakening of the geostrophic component.

The analysis of upwelling areas by latitudinal bands (Table 1 and Fig. 2, right) reveals that in the northern band, the largest upwelling contributions occur in winter due to a weaker geostrophic component. This is consistent with a southward-increasing sea level (PENVEN *et al.*, 2005) and a negative zonal geostrophic velocity (CHAIGNEAU *et al.*, 2008). Conversely, in the southern band, this pattern is observed in summer, autumn, and spring. In the central band, the lowest upwelling contributions occur in winter and spring due to a stronger geostrophic component, characterized by a northward-increasing sea level (PENVEN *et al.*, 2005) and a positive zonal geostrophic velocity (CHAIGNEAU *et al.*, 2008). Meanwhile, in the northern band, this pattern is observed in summer and autumn.

Regarding interannual variability (Figs. 3, 4, 5), during El Niño events, the UAI decreases below the climatological mean (-22.6%, Table 3), driven by a weakening of Ekman pumping (HALPERN *et al.*, 2002). This is linked to a reduction in wind drop-off (RENAULT *et al.*, 2012), due to stronger coastal winds (CHAMORRO *et al.*, 2018), which, in turn, reduce wind stress curl intensity (ALBERT *et al.*, 2010). Conversely, during La Niña, the UAI increases above the climatological mean (+64.9%, Table 3) due to the intensification of Ekman pumping (HALPERN *et al.*, 2002), associated with weaker coastal winds (MOGOLLON, 2020). This results in an increased wind drop-off and enhanced offshore wind stress curl (ALBERT *et al.*, 2010).

Latitudinal analysis shows that, in all cases, the upwelling area remained above its climatological value until 2005, decreased in 2006, and increased

yendo en la franja central, desde $124,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2008 hasta $62,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2019 y en la franja sur, desde $108,3 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2004 hasta $72,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2018 (Figs. 3a, 5b, 5c).

En la franja norte (Fig. 5a), los picos oscilaron desde $73,4 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2008 hasta $93,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2013 y $72,5 \times 10^3 \text{ km}^2$ en 2019, aquí no se aprecia una tendencia de reducción del área de afloramiento, debido a que en esta franja se encontraría el mayor aporte a la intensidad del afloramiento por bombeo Ekman (cerca de los 5°S y 8°S , según MANAY *et al.*, 2021) y dos núcleos de afloramiento en Paita y San José.

Según la variación interanual del IAA (Fig. 3b) y su anomalía (Fig. 4b) podemos indicar que estaría ocurriendo, en promedio, un debilitamiento del IAA a lo largo de toda la costa, en concordancia con lo reportado por OERDER *et al.* (2015), ECHEVIN *et al.* (2020) y DU *et al.* (2024). Este debilitamiento en el proceso de afloramiento se debería a la disminución del bombeo Ekman, como consecuencia de una tendencia al aumento del viento costero y disminución del *dropoff* en estas zonas durante las últimas décadas (CHAMORRO *et al.*, 2018; BRICEÑO-ZULUAGA *et al.*, 2023).

En la Tabla 4 se muestran criterios para delimitar el área de afloramiento, obtenidos por otros autores, comparados con este estudio. En ella podemos ver que el área de afloramiento obtenida por ZUTA y GUILLEN (1970) es menor al valor obtenido en nuestro estudio, lo cual, además de la diferencia metodológica en la estimación, podría deberse a que en el periodo analizado en ese estudio la serie de tiempo fue muy corta e incluyó dos eventos El Niño (63–64 y 65–66). Además, en dicho estudio, la variación estacional es similar a la obtenida por CHAVEZ y MESSIÉ (2009) para el transporte Ekman total, sin embargo, una de las principales desventajas del método de isotermas es que no considera el ajuste geostrofico (OERDER *et al.*, 2015).

Para comparar nuestros resultados con lo obtenido por NIXON y THOMAS (2001) se calcularon las áreas promedio durante los eventos El Niño y La Niña ocurridos entre 2003 y 2019, acorde a los criterios de la Tabla 2. Los resultados se muestran en la Tabla 3 para el IAA y para las áreas de afloramiento de las tres franjas latitudinales. En el caso de El Niño, NIXON y THOMAS (2001), indican que el área promedio es $< 120 \times 10^3 \text{ km}^2$. En nuestro caso obtuvimos

again in 2007, following a pattern similar to the upwelling flux reported by ROSALES-QUINTANA *et al.* (2021) for the same period. Subsequently, peak upwelling areas have declined in the central band, from $124.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2008 to $62.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2019, and in the southern band, from $108.3 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2004 to $72.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2018 (Figs. 3a, 5b, 5c).

In the northern band (Fig. 5a), peak values fluctuated between $73.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2008, $93.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2013, and $72.5 \times 10^3 \text{ km}^2$ in 2019, showing no clear decreasing trend. This stability is likely due to the dominant contribution of Ekman pumping to upwelling intensity in this region (particularly near 5°S and 8°S , according to MANAY *et al.*, 2021), as well as the presence of two upwelling cores in Paita and San José.

Analysis of the UAI's interannual variability (Fig. 3b) and its anomalies (Fig. 4b) suggests a long-term weakening of upwelling along the coast, consistent with findings by OERDER *et al.* (2015), ECHEVIN *et al.* (2020), and DU *et al.* (2024). This weakening is attributed to the decline of Ekman pumping, likely driven by the long-term intensification of coastal winds and the reduction of wind drop-off in recent decades (CHAMORRO *et al.*, 2018; BRICEÑO-ZULUAGA *et al.*, 2023).

Table 4 presents upwelling area estimates from previous studies compared with this study. The upwelling area reported by ZUTA & GUILLEN (1970) is lower than our estimate, likely due to methodological differences and the short time series used in that study, which included two El Niño events (1963–64 and 1965–66). Furthermore, their seasonal variability pattern aligns with that reported by CHAVEZ & MESSIÉ (2009) for total Ekman transport. However, a key limitation of the isotherm-based method is that it does not account for geostrophic adjustments (OERDER *et al.*, 2015).

To compare our results with those of NIXON & THOMAS (2001), we calculated mean upwelling areas during El Niño and La Niña events from 2003 to 2019, following the criteria in Table 2. Table 3 presents these estimates for the UAI and upwelling areas across the three latitudinal bands. During El Niño, NIXON & THOMAS (2001)

Tabla 4.- Áreas de afloramiento obtenidas por diversos autores

Table 4. Upwelling areas obtained by different authors

Fuente	Límites	Criterio	Área						
			Promedio anual	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	El Niño	La Niña
Nixon y Thomas (2001)	5°S - 18°S	Isolínea clorofila > 1,0 mg.m ⁻³	---	---	---	---	---	< 120,0	< 220,0
Zuta & Guillen (1970)	~ 4°S - 16°S	Isolíneas de temperatura	65,4	31,1	64,7	93,2	72,5	--	--
Chavez & Barber (1987)	4°S - 18°S	Radio de Rossby	182	---	---	---	---	--	--
Presente estudio	4°S-18°S	Gradiente térmico máximo	148	154,9	180,9	129,9	126,3	114,6	169,7

un área de $114,6 \times 10^3 \text{ km}^2$, que está dentro del rango mencionado y es menor al IAA promedio ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$). En el caso de La Niña, NIXON y THOMAS (2001) indican un valor del área promedio $< 220 \times 10^3 \text{ km}^2$, en nuestro caso, obtuvimos un valor $169,7 \times 10^3 \text{ km}^2$, que también se encuentra dentro del rango mencionado y es mayor al IAA promedio.

Si bien el área promedio del presente estudio ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$), se encuentra dentro de los rangos mencionados por NIXON y THOMAS (2001), sus valores son mayores durante eventos El Niño y La Niña, lo cual podría deberse a la variabilidad de la isolínea de clorofila-a elegida para el cálculo por dichos autores, así como por los períodos de referencia utilizados. Además, NIXON y THOMAS (2001) indican que su área de afloramiento representa el hábitat productivo asociado al afloramiento, el cual excede al área de afloramiento asociado a procesos físicos, como es el caso de nuestro estudio. En estudios posteriores se analizará la relación entre el IAA y el frente de clorofila.

Otros índices de afloramiento basados en el viento (BAKUN, 1973), sobreestiman el afloramiento hasta en un 40% en promedio, cuando el transporte Ekman es máximo en invierno, debido que no incorporan el componente geostrofico que limita el transporte Ekman (MARCHESIELLO & ESTRADE, 2010), por ejemplo, durante El Niño (COLAS *et al.*, 2008).

Por lo manifestado, podemos concluir que el método empleado para calcular el IAA en nuestro estudio, es más adecuado por incluir los cambios en la intensidad de los procesos físicos asociados al afloramiento (e.g. transporte Ekman, bombeo Ekman y componente geostrofico), en comparación con los otros estudios previos mencionados en la Tabla 4. En estudios futuros se comparará el IAA con índices obtenidos a partir de la TSM (DEMARCO *et al.*, 2007).

reported a mean upwelling area of $<120 \times 10^3 \text{ km}^2$. Our estimate of $114.6 \times 10^3 \text{ km}^2$ falls within this range and is lower than the mean UAI ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$). For La Niña, NIXON & THOMAS (2001) reported a mean upwelling area of $<220 \times 10^3 \text{ km}^2$, while our study found a value of $169.7 \times 10^3 \text{ km}^2$, also within their reported range and higher than the mean UAI.

Although our study's mean upwelling area ($148 \times 10^3 \text{ km}^2$) falls within the ranges reported by NIXON & THOMAS (2001), the values observed during El Niño and La Niña events are higher. This discrepancy may be due to differences in the chlorophyll-*a* isoline used in their calculations, as well as variations in the reference periods. Additionally, NIXON & THOMAS (2001) defined their upwelling area based on productive habitat rather than strictly physical upwelling processes, as in our study. Future research will examine the relationship between the UAI and the chlorophyll front.

Wind-based upwelling indices (e.g., BAKUN, 1973) tend to overestimate upwelling by up to 40% when Ekman transport peaks in winter because they do not account for the geostrophic component, which limits Ekman transport (MARCHESIELLO & ESTRADE, 2010), particularly during El Niño events (COLAS *et al.*, 2008).

Therefore, our method for estimating the UAI is more robust, as it incorporates changes in the intensity of physical upwelling processes (e.g., Ekman transport, Ekman pumping, and the geostrophic component), when compared to the previous studies mentioned in Table 4. Future studies will compare the UAI with indices derived from SST (DEMARCO *et al.*, 2007).

5. CONCLUSIONES

El IAA presentó una variación climatológica con un máximo en otoño ($180,9 \times 10^3 \text{ km}^2$) y mínimo en primavera ($126,3 \times 10^3 \text{ km}^2$), por lo que nuestra hipótesis es verdadera.

El IAA disminuyó durante los eventos cálidos (hasta $114,6 \times 10^3 \text{ km}^2$ durante El Niño fuerte) y aumentó durante los eventos fríos (hasta $244,0 \times 10^3 \text{ km}^2$ durante La Niña fuerte).

El IAA presentó una tendencia de disminución a largo plazo ($-5,46 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$).

El IAA permitió identificar núcleos de afloramiento cerca de las localidades de Paita ($5,1^\circ\text{S}$), San José ($6,8^\circ\text{S}$), Cerro Azul ($12,9^\circ\text{S}$) y Yauca/San Juan ($15,7^\circ\text{S}$).

El IAA es un indicador de la intensidad del afloramiento en el NECH, que incorpora los cambios de diferentes procesos, como el transporte Ekman, el bombeo Ekman y el componente geostrofico.

5. CONCLUSIONS

The UAI exhibited a clear seasonal cycle, peaking in autumn ($180.9 \times 10^3 \text{ km}^2$) and reaching its lowest value in spring ($126.3 \times 10^3 \text{ km}^2$), which supports our initial hypothesis.

During warm-phase events, the UAI declined significantly, dropping to $114.6 \times 10^3 \text{ km}^2$ during strong El Niño conditions. Conversely, during cold-phase events, it increased substantially, reaching $244.0 \times 10^3 \text{ km}^2$ during strong La Niña conditions.

A long-term decreasing pattern was observed, with the UAI declining at a rate of $-5,46 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$.

The UAI also identified upwelling cores near Paita (5.1°S), San José (6.8°S), Cerro Azul (12.9°S), and Yauca/San Juan (15.7°S).

As a key indicator of upwelling intensity in the NHCE, the UAI captures variations in multiple physical drivers, including Ekman transport, Ekman pumping, and the geostrophic component.

6. REFERENCIAS

- ALBERT, A., ECHEVIN, V., LÉVY, M. & AUMONT, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *J. Geophys. Res.*, 115, C12033. <https://doi.org/10.1029/2010JC006569>
- ASTUDILLO, O., DEWITTE, B., MALLET, M., FRAPPART, F., RUTLLANT, J.A., RAMOS, M., BRAVO, L., GOUBANOVA, K. & ILLIG, S. (2017). Surface winds off Peru-Chile: Observing closer to the coast from radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 191, 179-196. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.010>
- BAKUN, A. (1973). *Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71* (NOAA technical report NMFSSSRF-671). https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/9041/noaa_9041_DS1.pdf
- BAKUN, A. (2006). Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina*, 70(S2), 105-122. <https://doi.org/10.3989/scimar.2006.70s2105>
- BELKIN, I. M., CORNILLON, P. & ULLMAN, D. (2003). Ocean fronts around Alaska from satellite sst data. En *VII Conferencia sobre Meteorología y Oceanografía Polares y Simposio Conjunto sobre Variaciones Climáticas en Altas Latitudes*. Comité de Meteorología Polar y Oceanografía de la AMS. https://ams.confex.com/ams/7POLAR/techprogram/paper_61548.htm
- BENAZZOZ, A., MORDANE, S., ORBI, A., CHAGDALI, M., HILMI, K., ATILLAH, A., PELEGRÍ, J. L. & DEMARCO, H. (2014). An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach – The case of the Canary Current upwelling system. *Continental Shelf Research*, 34, 38-54. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.012>
- BRICEÑO-ZULUAGA, F., FLORES-AQUEVEQUE, V., NOGUEIRA, J., CASTILLO, A., CARDICH, J., RUTLLANT, J., CAQUINEAU, S., SIFEDDINE, A., SALVATECCI, R., VALDES, J. & GUTIERREZ, D. (2023). Surface wind strength and sea surface temperature connections along the south Peruvian coast during the last 150 years. *Aeolian Research*, 61, 100855. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2023.100855>
- CALIENES, R. (2014). Producción primaria en el ambiente marino en el Pacífico sudeste, Perú, 1960-2000. *Bol Inst Mar Perú*, 29(1-2), 306. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/2302>
- CHAIGNEAU, A., GIZOLME, A. & GRADOS, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Prog. Oceanogr.*, 79, 106-119. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013>
- CHAVEZ, F. P. & BARBER, R. T. (1987). An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research*, 34(7), 1229-1243. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(87\)90073-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(87)90073-2)
- CHAVEZ, F. P. & MESSIÉ, M. (2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 53(1-4), 80-96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>

- 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*, 51, 3717–3733. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4106-6>
- CHEN, H. H., QI, Y., WANG, Y. & CHAI, F. (2019). Seasonal variability of SST fronts and winds on the southeastern continental shelf of Brazil. *Ocean Dynamics*, 69, 1387–1399. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01310-1>
- CHIN, T. M., VAZQUEZ-CUERVO, J. & ARMSTRONG, E. M. (2017). A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 200, 154–169. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>
- COMITÉ TÉCNICO DEL ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO EL NIÑO [ENFEN]. (2012). *Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú* (Nota Técnica). <https://hdl.handle.net/20.500.12542/3229>
- CUSHMAN-ROISIN, B. & BECKERS, J. M. (2006). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects* (2ª ed.). Academic Press.
- DEMARCO, H., BARLOW, R. & HUTCHINGS L. (2007). Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem. *African Journal of Marine Science*, 29(2), 271–282. <http://dx.doi.org/10.2989/AJMS.2007.29.2.11.194>
- DU, T., WANG, S., JING, Z., WU, L., ZHANG, C. & ZHANG, B. (2024). Future changes in coastal upwelling and biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nature communications*, 15, 6238. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-50570-z>
- ECHEVIN, V., GÉVAUDAN, M., ESPINOZA-MORRIBERÓN, D., TAM, J., AUMONT, O., GUTIERREZ, D. & COLAS, F. (2020). Physical and biogeochemical impacts of RCP8.5 Scenario in the Peru upwelling system. *Biogeosciences*, 17, 3317–3341. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3317-2020>
- GRADOS, C., CHAIGNEAU, A., ECHEVIN, V. & DOMINGUEZ, N. (2018). Upper ocean hydrology of the Northern Humboldt Current System at seasonal, interannual and interdecadal scales. *Progress in Oceanography*, 165, 123–144. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.05.005>
- HAGEN, E., FEISTEL, R., AGENBAG, J. J. & OHDE, T. (2001). Seasonal and interannual changes in Intense Benguela Upwelling (1982–1999). *Oceanologica Acta*, 24(6), 557–568. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01173-2](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01173-2)
- HALPERN, D. (2002). Offshore Ekman Transport and Ekman Pumping Off Peru during the 1997–1998 El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 29(5), 1075. <https://doi.org/10.1029/2001GL014097>
- HUANG, B., THORNE, P. W., BANZON, V. F., BOYER, T., CHEPURIN, G., LAWRIEMORE, J. H., MENNE, M. J., SMITH, T. M., VOSE, R. S. & ZHANG, H. M. (2017). Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- JIN, X., DONG, C., KURIAN, J., MCWILLIAMS, J. C., CHELTON, D. B. & LI, Z. (2009). SST–Wind Interaction in Coastal Upwelling: Oceanic Simulation with Empirical Coupling. *Journal Physical Oceanography*, 39, 2957–2970. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4205.1>
- JPL MUR MEASUREs Project. (2015). *GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis (V 4.1)*. Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology, Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC). <https://doi.org/10.5067/GHGMR-4FJ04>
- MANAY, R., MONTES, I., CAMPOS, F. & SEGURA, B. (2021). El afloramiento costero en el sistema de Corrientes de Humboldt frente a Perú. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, 8(4), 16–21.
- MARCHESIELLO, P. & ESTRADE, P. (2010). Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *Journal of Marine Research*, 68(1), 37–62. https://elischolar.library.yale.edu/journal_of_marine_research/258
- MESSIÉ, M. & CHAVEZ, F. P. (2015). Seasonal regulation of primary production in eastern boundary upwelling systems. *Progress in Oceanography*, 134, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.011>
- MOGOLLÓN, R. (2020). ENSO-driven CO₂ efflux variability and the role of the upwelling region on the carbon exchange in the Northern Humboldt Current System. *Journal of Marine Systems*, 201, 103240. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103240>
- MORÓN, O. (2000). Características del ambiente marino frente a la costa peruana. *Bol Inst Mar Perú*, 19(1–2), 179–204. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1008>
- MUSTAPHA, S. B., LAROUCHE, P. & DUBOIS, J.-M. (2016). Spatial and temporal variability of sea-surface temperature fronts in the coastal Beaufort Sea. *Continental Shelf Research*, 124, 134–141. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.06.001>
- NIXON, S. & THOMAS, A. (2001). On the size of the Peru upwelling ecosystem. *Deep-Sea Research I*, 48(11), 2521–2528. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00023-1)
- OERDER, V., COLAS, F., ECHEVIN, V., CODRON, F., TAM, J. & BELMADANI, A. (2015). Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *Journal Geophysical Research: Oceans*, 120, 1152–1172. <https://doi.org/10.1002/2014JC010299>
- PASTOR, M. V., PALTER, J. B., PELEGRÍ, J. L. & DUNNE J. P. (2013). Physical drivers of interannual chlorophyll variability in the eastern subtropical North Atlantic. *Journal Geophysical Research: Oceans*, 118, 3871–3886. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20254>
- PENNINGTON, J. T., MAHONEY, K. L., KUWAHARA, V. S., KOLBER, D. D., CALIENES, R. & CHAVEZ, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 285–317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>
- PENVEN, P., ECHEVIN, V., PASAPERA, J., COLAS, F. & TAM J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *J. Geophys. Res.*, 110, C10021. <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>
- PIETRI, A., COLAS, F., MOGOLLÓN, R., TAM J. & GUTIERREZ D. (2021). Marine heatwaves in the Humboldt current system: from 5-day localized warming to year-long El Niños. *Sci Rep.*, 11, 21172. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00340-4>
- ROSALES QUINTANA, G. M., MARSH, R. & ICOCHEA SALAS, L. A. (2021). Interannual variability in contributions of the Equatorial Undercurrent (EUC) to Peruvian upwelling source water. *Ocean Sci.*, 17, 1385–1402. <https://doi.org/10.5194/os-17-1385-2021>

- RYKACZEWSKI, R. R. & CHECKLEY, D. M. (2008). Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *PNAS*, 105(6). 1965-1970. <https://doi.org/10.1073/pnas.0711777105>
- SHI, R., GUO, X., WANG, D., ZENG, L. & CHEN, J. (2015). Seasonal variability in coastal fronts and its influence on sea surface wind in the northern South China Sea. *Deep-Sea Research II*, 119, 30-39. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.12.018>
- TAKAHASHI, K., MOSQUERA, K. & REUPO, J. (2014). El Índice Costero El Niño (ICEN): Historia y actualización. *Boletín Técnico: Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño*, 1(2), 8-9. <http://hdl.handle.net/20.500.12816/4639>
- TOMCZAK, M. & ANDREW, C. J. F. (1996). Advection and diffusion in coastal upwelling events. *Bulletin of the Australian Meteorological and Oceanographic Society*, 9, 41-48.
- VAZQUEZ-CUERVO, J., DEWITTE, B., CHIN, T. M., ARMSTRONG, E. M., PURCA, S. & ALBURQUEQUE, E. (2013). An analysis of SST gradients off the Peruvian Coast: The impact of going to higher resolution. *Remote Sensing of Environment*, 131, 76-84. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.010>
- VAZQUEZ-CUERVO, J., TORRES, H. S., MENEMENLIS, D., CHIN T. & ARMSTRONG, E. M. (2017). Relationship between SST gradients and upwelling off Peru and Chile: model/satellite data analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 38(23), 6599-6622. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2017.1362130>
- ZUTA, S. & GUILLÉN, O. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Bol Inst Mar Perú*, 2(5), 157-324. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/949>