

ARTÍCULO ORIGINAL



Revista de Investigación de Física **28(1)**, (Ene-Abr 2025) **Doi:** 10.15381/rif.v28i1.29044

Covariabilidad entre la temperatura superficial del mar y el estrés de viento en las escalas temporales estacional e interanual mediante observaciones satelitales frente a Perú

Diagonal Edward Alburqueque *1,2 y Joel Rojas²

¹Instituto del Mar del Perú, Callao, Perú ²Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Lima, Perú

Recibido 23 Set 2024 - Aceptado 20 Mar 2025 - Publicado 02 Abr 2025

Resumen

Se investigó la interacción océano-atmósfera de mesoescala entre la temperatura de la superficie del mar (TSM) y el estrés del viento utilizando 14 años (2008-2021) de observaciones satelitales ASCAT y OSTIA. El área de estudio estuvo delimitada entre la línea de costa y las 200 millas náuticas y entre las latitudes 3°S y 18°S. Para cuantificar la variabilidad espacial y temporal en la fuerza de la interacción se construyeron diagramas de dispersión agrupados y se calcularon los coeficientes de acoplamiento entre los gradientes de TSM perpendiculares al viento y el rotacional del estrés de viento y entre los gradientes de TSM en dirección del viento y la divergencia del estrés de viento. El análisis revela una fuerte variabilidad estacional en la fuerza del acoplamiento (77 % de la varianza total), que alcanza su punto máximo durante el verano y otoño. La variabilidad interanual es comparativamente menor (6.6 % de la varianza total). Finalmente se aplica el método de descomposición de valores singulares de campos acoplados y se extraen los patrones espaciales y temporales de variabilidad estacional e interanual. El espectro de potencia del patrón interanual presentó dos picos de acoplamiento de 3.5 y 7 años.

Palabras clave: TSM, Estrés de viento, Divergencia, Rotacional.

Covariability between sea surface temperature and wind stress on seasonal and interannual timescales using satellite observations off Peru

Abstract

Mesoscale ocean-atmosphere interaction between sea surface temperature (SST) and wind stress was investigated using 14 years (2008-2021) of ASCAT and OSTIA satellite observations. The study area was defined between the coastline and 200 nautical miles offshore, and between latitudes 3° S and 18° S. To quantify spatial and temporal variability in the strength of the interaction, binned scatterplots were constructed, and coupling coefficients were calculated between crosswind SST gradients and wind stress curl and between downwind SST gradients and wind stress divergence. The analysis reveals a strong seasonal variability in the strength of the coupling (77% of the total variance), peaking during the summer and fall. Interannual variability is comparatively lower (6.6% of the total variance). Finally, the method of Singular Value Decomposition (SVD) of coupled fields was applied, extracting spatial and temporal patterns of seasonal and interannual variability. The power spectrum of the interannual pattern exhibited two coupling peaks at 3.5 and 7 years.

Keywords: SST, Wind stress, Divergence, Curl.

*ealburqueque@imarpe.gob.pe

[©] Los autores. Este es un artículo de acceso abierto, distribuido bajo los términos de la licencia Creative Commons Atribución 4.0 Internacional (CC BY 4.0) que permite el uso, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada de su fuente original.



1. Introducción

Oceanógrafos y meteorólogos siempre han estado interesados en comprender los mecanismos físicos que rigen la circulación atmosférica y oceánica; para ello el estudio de la interacción Océano-Atmósfera tiene una importancia crítica. Los parámetros que son claves en esta comprensión son los campos de viento, el estrés del viento y la temperatura superficial del mar. El primero es el principal forzante responsable de la dinámica superficial oceánica, el segundo constituye la mayor fuente de momento lineal sobre la superficie del océano y el tercero es considerado el elemento termorregulador que tiene una marcada influencia en los climas del planeta. Considerar que la dinámica oceánica está determinada únicamente por las condiciones atmosféricas, ignorando la influencia de la respuesta del océano sobre la atmósfera, es una simplificación que no toma en cuenta la complejidad de los intercambios que ocurren en la interfaz aire/mar. El océano y la atmósfera forman dos componentes estrechamente vinculadas del sistema climático (es decir estan acopladas). El estudio de sus interacciones (es decir, comprender sus mecanismos, cuantificarlos con precisión y seguir su evolución) representa una rama importante de la investigación sobre el clima. Actualmente, la comunidad científica se interesa especialmente en los intercambios entre el océano y la atmósfera que ocurren a diferentes escalas. En los últimos veinte años, las observaciones satelitales han mostrado que las variaciones de la temperatura de la superficie del mar asociadas con estructuras de mesoescala (de 10 km a 100 km) inducen modificaciones en la intensidad del viento (1], 2], 3], 4].

Como lo resumen Chelton et al. (2010) [5], el viento en la superficie aumenta sobre aguas cálidas en asociación con una menor estabilidad a través de una mayor mezcla vertical que profundiza la capa límite atmosférica y atrae impulso desde la capa límite superior hacia la superficie del mar. Por el contrario, sobre aguas frías, el viento en la superficie disminuye en asociación con una mayor estabilidad que desacopla los vientos en la superficie de los vientos más fuertes en altura. Cuando los vientos soplan a lo largo de un frente de TSM, los vientos más fuertes sobre el lado cálido del frente y los vientos más débiles sobre el lado frío del frente generan un rotacional del estrés de viento $\nabla \times \tau$. Si los vientos soplan a través de un frente (transversal al frente) de TSM, se genera una divergencia del estrés de viento $\nabla \cdot \tau$.

Las anomalías de mesoescala de la $\nabla \cdot \tau y \nabla \times \tau$ varían linealmente con los componentes del gradiente de TSM transversales al viento (crosswind) y en dirección del viento (downwind), respectivamente [2]. Ambas componentes estarán representadas de aquí en adelante por $\nabla T_{cross} y \nabla T_{down}$. Este acoplamiento entre la TSM y los vientos se ha observado ampliamente, tanto en mar abierto ([6], [7], [3]) como en regiones costeras ([1], [8]). Dado que las anomalías del rotacional del estrés de viento impulsan el bombeo de Ekman [9], pueden asociarse con importantes eventos de afloramiento (upwelling) o hundimiento (downwelling), con importantes implicaciones para el ecosistema marino. También pueden conducir a modificaciones en la propia distribución de la TSM [2]. La influencia de la TSM sobre el estrés de viento es más clara en regiones con intensos gradientes de TSM [10]. La interacción entre la TSM y estrés del viento a menudo se cuantifica mediante coeficientes de acoplamiento, definidos como la pendiente del ajuste lineal entre ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$ y entre ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$ [11].

1.1. Antecedentes

Para investigar la influencia de la TSM en los vientos superficiales, hipotetizada a partir de un análisis de observaciones históricas de barcos en el Pacífico tropical oriental por Wallace et al. (1989) [12] y de observaciones de boyas en la misma región por Hayes et al. (1989) [13], se llevó a cabo el primer estudio basado en satélites sobre el acoplamiento entre la TSM y los vientos superficiales utilizando observaciones de viento superficial proveniente de un dispersómetro [14]. En estos estudios se demostró que las anomalías de divergencia del viento superficial en el Pacífico tropical oriental se propagan hacia el oeste a la misma velocidad que las firmas de TSM de las ondas de inestabilidad tropical (TIWs). La mejora significativa en la toma de muestras proporcionada por el dispersómetro de amplio barrido QuikSCAT, lanzado en junio de 1999, junto con las mediciones de TSM por parte del TRMM Microwave Imager (TMI; [15]), facilitó numerosas investigaciones detalladas de la estructura espacio-temporal de la respuesta del campo de viento superficial a las variaciones de TSM inducidas por las TIW's en la región del Pacífico tropical oriental ([16], [5], [17], [18]). La disponibilidad de mediciones globales de TSM por microondas del Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E; [18]) en el satélite Aqua a partir de junio de 2002 permitió los primeros estudios observacionales detallados del acoplamiento océano-atmósfera a mesoscala oceánica en latitudes medias. En el primer estudio de este tipo, O'Neill et al. (2003) [6] encontraron una alta correlación positiva entre los vientos provenientes de QuikSCAT y la TSM medida por el AMSR-E sobre la Corriente de Agulhas en el Océano Índico suroeste. Las observaciones de AMSR-E y QuikSCAT se expandieron rápidamente, encontrándose influencia de la TSM en los vientos superficiales en todas las regiones con una alta presencia de frentes de TSM. Además, [19] encontraron que los eventos de viento extremo ocurren con mucha más frecuencia sobre los flancos cálidos de los frentes de TSM en el Atlántico Norte y el Océano Austral. El acoplamiento entre el océano y la atmósfera a latitudes medias se observa más claramente al promediar durante

unas semanas o más ([1], [6]), lo que reduce los efectos de la variabilidad sinóptica que a menudo enmascara la interacción aire-mar relativamente sutil.

1.2. Área de Estudio

El acoplamiento vientos-TSM será estimado sobre los pixeles ubicados dentro de las 200 millas náuticas frente a Perú, y entre las latitudes 3° S y 18° S. La elección de esta región se basa en los valores de los gradientes más intensos y en la presencia de frentes térmicos (revisar la sección 4.1).



Figura 1: Área de estudio (en color amarillo) limitada entre la línea de costa de Perú y las 200 millas náuticas

1.3. Objetivos

Objetivo General:

• El objetivo de este trabajo es analizar el acoplamiento entre el estrés del viento y la temperatura de la superficie del mar (TSM) en la escala de tiempo estacional e interanual, usando datos ASCAT y OSTIA.

Objetivos Específicos:

- Calcular los coeficientes de acoplamiento (definido como la pendiente del ajuste lineal) a partir de los diagramas de dispersión conjunta entre los campos $(\nabla T_{cross} \ vs \ \nabla \times \tau) \ y \ (\nabla T_{down} \ vs \ \nabla \cdot \tau).$
- Analizar la variabilidad en los coeficientes de acoplamiento en múltiples bandas de frecuencia (estacional e interanual), usando para ello el filtro Lanczos pasa banda.

 Encontrar los patrones espaciales y temporales (coeficientes de expansión) de las componentes del gradiente de TSM (∇T_{cross} y ∇T_{down}) y el estrés de viento (∇ × τ y ∇ · τ), aplicando la técnica "Descomposición de valores singulares de campos acoplados".

2. Relación entre los vientos y la TSM

2.1. El océano forzado por la atmósfera a gran escala

Si estudiamos campos a baja resolución espacial (>= 100 km), las variaciones de la intensidad del viento superficial y la TSM están anti-correlacionadas, es decir cuanto más intenso es el viento (y por lo tanto mayor es el estrés de viento), más disminuye la TSM ([20]; [21]). Esta correlación negativa puede interpretarse como un forzamiento del océano por parte de la atmósfera porque un viento más intenso induce una mayor evaporación, lo que enfría la superficie del océano. También genera más turbulencia, mezclando las aguas superficiales cálidas con las de las profundidades más frías, lo que también tiende a disminuir la TSM.

2.2. La retroalimentación de la mesoescala oceánica sobre la atmósfera

Cuando hablamos de estructuras de mesoescala nos referimos a un tamaño de entre diez y unos cientos de km. A esta resolución la TSM y estrés de viento (τ) parecen estar correlacionados positivamente ([2]; [22]), es decir cuanto más alta es la TSM, más intensa es τ . Esto se destacó por primera vez en las observaciones de [1] y [2]. Luego, el trabajo de modelado pudo reproducir este resultado (revisar [23] y [24]). A estas escalas, se considera que las variaciones en la temperatura del agua controlarán τ (y no al contrario, [24]; [25]). Por lo tanto, el océano no solo es forzado pasivamente sino que también retroactúa sobre la atmósfera. Sin embargo, los mecanismos que explican el ajuste de τ a la TSM aún siguen siendo un tema de investigación. Se han propuesto dos tipos de relaciones entre la intensidad de τ y la TSM. Muchos estudios (por ejemplo, [1]; [7]; [8]) han demostrado una proporcionalidad entre estas dos cantidades en mesoescala que se puede resumir de la siguiente manera: "La variabilidad espacial de la TSM genera divergencia y rotacional τ ". Por ejemplo, una parcela de aire que sopla desde aguas frías hacia aguas cálidas acelera sobre las aguas cálidas, lo que provoca una divergencia de τ $(\nabla \cdot \tau)$. Del mismo modo, una parcela de aire que sopla desde aguas cálidas hacia aguas frías se desacelera, lo que da lugar a una convergencia (divergencia negativa) de τ .

Esta respuesta de τ es más intensa cuando el viento sopla a través de isotermas, es decir, en la dirección del vector gradiente de la TSM (ver Figura 2). Esto se expresa matemáticamente como:

$$\overrightarrow{\nabla} \cdot \overrightarrow{\tau} = \alpha_{div} \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \cdot \widehat{\tau} = \alpha_{div} \left| \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \right| \cos \theta \tag{1}$$

Donde $\hat{\tau}$ es el vector unitario $\frac{\overrightarrow{\tau}}{|\overrightarrow{\tau}|} = (\hat{\tau}_{\mathbf{x}}, \hat{\tau}_{\mathbf{y}})$ en la dirección del viento (en inglés downwind), θ es el ángulo en sentido antihorario desde $\overrightarrow{\nabla} \mathbf{T}$ a $\overrightarrow{\tau}$ (ver Figura 2) y α_{div} es referido aquí como el coeficiente de acoplamiento entre $\overrightarrow{\nabla} \cdot \overrightarrow{\tau}$ y $\overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \cdot \hat{\tau}$.

$$\left| \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \right|_{downwind} = \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \cdot \widehat{\tau} = \widehat{\tau}_{\mathbf{x}} \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial x} + \widehat{\tau}_{\mathbf{y}} \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial y} \qquad (2)$$

De manera similar, los vientos que soplan paralelos a las isotermas (es decir, en una dirección perpendicular al vector gradiente de TSM) dan como resultado $\nabla \times \tau$. Si la TSM es más cálida (más alta) a la derecha de la dirección del viento, $\nabla \times \tau$ será positivo. El agua más cálida a la izquierda de la dirección del viento da como resultado un $\nabla \times \tau$ negativo. Por lo tanto, esperamos que $\nabla \times \tau$ sea máximo cuando el vector gradiente de TSM está orientado 90° con respecto al vector τ . Esto se expresa matemáticamente como:

$$\overrightarrow{\nabla} \times \overrightarrow{\tau} = \alpha_{curl} \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \times \widehat{\tau} = \alpha_{curl} \left| \overrightarrow{\nabla} \mathbf{T} \right| sen\theta \qquad (3)$$

donde α_{curl} es el coeficiente de acoplamiento entre $\nabla \times \tau$ y la componente del gradiente de TSM transversal al viento (∇T_{cross}). Esta componente puede calcularse como:



Figura 2: Ilustración esquemática de la divergencia y rotacional de τ , resultante de las variaciones espaciales de los efectos de la TSM sobre τ en superficie. Cerca de un frente de TSM serpenteante (línea negra gruesa), τ en superficie es menor sobre el agua fría y mayor sobre el agua cálida, lo que se muestra cualitativamente por las longitudes de los vectores. La aceleración cuando los vientos soplan a través de las isotermas genera divergencia $\nabla \cdot \tau$ (área verde). Las variaciones laterales en las que los vientos soplan paralelos a las isotermas generan $\nabla \times \tau$ (área roja). Figura adaptada de [23].

$$\left|\vec{\nabla}\mathbf{T}\right|_{crosswind} = \left(\vec{\nabla}\mathbf{T} \times \hat{\tau}\right) \cdot \hat{k} = \hat{\tau}_{\mathbf{y}} \frac{\partial\mathbf{T}}{\partial x} - \hat{\tau}_{\mathbf{x}} \frac{\partial\mathbf{T}}{\partial y} \quad (4)$$

Las dependencias hipotéticas de los campos de τ derivados de su orientación en relación con el gradiente de la TSM se pueden resumir en 4 situaciones en las que varía θ (Figura 3). En $\theta = \mathbf{0}^{\circ}$ los vientos soplan a través de la isotermas (paralelas al gradiente de TSM) hacia aguas más cálidas. El aumento de τ sobre las aguas cálidas resulta en un máximo en la divergencia, mientras que el rotacional tiende a desaparecer. En $\theta = \mathbf{90}^{\circ}$ los vientos soplan a lo largo de las isotermas (perpendicular a los gradientes de TSM) con las aguas cálidas a la derecha del viento y aguas frías a la izquierda. En respuesta un $\nabla \times \tau$ máximo debe desarrollarse, mientras que $\nabla \cdot \tau$ tiende a desaparecer. En $\theta = \mathbf{270}^{\circ}$ debe haber una convergencia máxima y $\nabla \times \tau$ negativo y $\nabla \cdot \tau$ tiende a cero.

3. Datos y Metodología

Los productos satelitales(ambos con nivel de procesamiento L4, es decir óptimamente interpolados) utilizados en este trabajo son los siguientes:

- Producto de TSM OSTIA: Los datos OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis), con una resolución espacial de $0.05^{\circ} \times$ 0.05° son elaborados diariamente por el Servicio Meteorológico Nacional del Reino Unido. Para generar este producto de TSM se utiliza información de más de 10 sensores que incluyen el Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), el Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI), el Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), el Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI), el Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager (TMI) y datos in situ provenientes de embarcaciones, boyas a la deriva y boyas fijas. La técnica estadística utilizada es la interpolación Óptima. Las características de exactitud y precisión, evaluadas a partir de mediciones de error y desviación estándar (RMSD y SD) con respecto a mediciones in situ provenientes de cruceros oceanográficos, respaldan el uso de OSTIA ([26]). Esta información está disponible en: https://podaac.jpl.nasa.gov/ dataset/OSTIA-UKMO-L4-GLOB-v2.0
- Producto de viento ASCAT: Se utilizan datos diarios de estrés de viento a 10 m de altura (periodo 2008-2021) provenientes del Advanced SCAT-terometer (ASCAT), que es un dispersómetro de banda C (5,255 GHz) que mide la retrodispersión del radar de superficie a lo largo de dos franjas de unos 500 km de ancho paralelas a su órbita. La retrodispersión del radar de la superficie del océano es una función de la rugosidad de la superficie del

océano, que a su vez es una función de la velocidad del viento. ASCAT se encuentra a bordo de los satélites METOP (A, B y C). El nivel de procesamiento de los datos es L4 (datos sin gaps) y su resolución espacial es de 0.25° (grilla cartesiana). La cobertura de los datos es global. La dimensión de la matriz es de 1440 columnas y 641 filas. Los datos están disponibles en formato NetCDF-3. Varios softwares científicos y de análisis de datos brindan facilidades para usar este formato. Se pueden encontrar más detalles sobre los datos y algoritmos de cálculo en [27]. Los datos y documentación están disponibles en el siguiente enlace en formato netcdf: ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/

La metodología utilizada sigue los pasos dados por [1] con el fin de extraer las características de mesoescala de los datos.



Figura 3: La $\nabla \cdot \tau$ es mayor cuando los vientos soplan paralelos al gradiente de la TSM (es decir perpendicular a las isotermas) y es cero cuando los vientos soplan perpendiculares al gradiente de la TSM. A la inversa, el $\nabla \times \tau$ es mayor cuando los vientos soplan perpendiculares al gradiente de la TSM (a lo largo de las isotermas) y cero cuando los vientos soplan paralelos al gradiente de TSM.

 Para poder aplicar la metodología el primer paso es ubicar la zona con los gradientes más intensos y con mayor presencia de frentes térmicos. Se aplican las diferencias centradas para el cálculo de la magnitud de los gradientes de TSM [28].

$$\nabla_{x}TSM_{(i, j)} = \frac{TSM_{(i+1,j)} - TSM_{(i-1,j)}}{2\Delta X}$$
$$\nabla_{y}TSM_{(i, j)} = \frac{TSM_{(i,j+1)} - TSM_{(i,j-1)}}{2\Delta Y}$$
$$|\nabla^{TSM}|_{(i,j)} = \left(\left(\nabla_{x}TSM_{(i, j)} \right)^{2} + \left(\nabla_{y}TSM_{(i, j)} \right)^{2} \right)^{1/2}$$

Donde ΔX y ΔY son las distancias en kilómetros entre los pixeles adyacentes en las direcciones zonal

y meridional. Los gradientes sólo fueron calculados en donde los 4 pixeles vecinos necesarios para el cálculo de las diferencias centradas están presentes (no se consideran los pixeles de la zona continental). Valores negativos en un mapa de gradientes locales ∇_x indican valores de TSM más frías cerca de la costa y más cálidas lejos de la costa.

Los frentes son límites entre masas de agua de diferentes densidades. La densidad está en función de la temperatura y salinidad. Un frente térmico es una zona frontal con un pronunciado gradiente horizontal de temperatura. Los frentes oceánicos pueden extenderse desde la superficie hasta las capas muy profundas del océano, a menudo separando por grandes volúmenes de agua. Para la detección de frentes térmicos se utilizó el operador de Canny [29], que es usualmente aplicada en el procesamiento de imágenes digitales para la detección de bordes.

2) El siguiente paso es extraer el módulo del estrés del viento $|\tau|$ y sus componentes (τ_x, τ_y) . Se calculan las componentes unitarias (\hat{i}, \hat{j}) y el rotacional y divergencia del estrés de viento.

$$\widehat{\tau} = \frac{\overrightarrow{\tau}}{|\overrightarrow{\tau}|} = (\widehat{\tau}_{\mathbf{x}}, \widehat{\tau}_{\mathbf{y}})$$

$$(\nabla \times \overrightarrow{\tau}) \, \widehat{k} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$
$$(\nabla \cdot \overrightarrow{\tau}) = \frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y}$$

- 3) Para comparar ambos productos (temperaturas y vientos) se cambia la resolución de los datos OSTIA a la resolución de los datos ASCAT. Se le aplica una máscara de costa para que ambos productos tengan el mismo número de pixeles.
- 4) Se calculan los gradientes de TSM y utilizando las ecuaciones (2) y (4) se obtienen las componentes del gradiente de TSM transversal (crosswind) y en dirección del viento (downwind).



Figura 4: Para el cálculo de las características de acoplamiento en una región determinada, los campos promedios se calculan en periodos de 29 días en intervalos (espaciado) de 7 días. Adaptado de [30].

5) Es difícil cuantificar la escala de tiempo del ajuste del campo de estrés de viento en la superficie a los cambios en la TSM, ya que esta interacción airemar a menudo está oculta por una variabilidad del campo de viento más energética asociada con los sistemas climáticos sinópticos. Esta variabilidad se suprime en los campos de estrés del viento mediante promedios de 29 días (Figura 4) en intervalos de 7 días (lo mismo se aplica a los campos de TSM),

Esto se sustenta en el análisis realizado por [1] en donde se hicieron correlaciones usando promedios temporales más cortos a partir de los campos derivados del estrés de viento con sus componentes asociados del gradiente de la TSM en función del periodo de promediado (Figura 5). Los efectos de la variabilidad sinóptica se hacen cada vez más significativos a medida que disminuye el periodo usado en el promedio, lo que resulta en correlaciones decrecientes tanto para el rotacional como para la divergencia del estrés de viento.



Figura 5: Correlaciones entre los promedios temporales de $\nabla \times \tau$ y ∇T_{cross} (línea gruesa) y entre los promedios temporales de $\nabla \cdot \tau$ y ∇T_{down} (línea delgada). Figura adaptada de [1].

 Los datos resultantes se denominan temperatura y estrés de mesoescala. Calculamos las anomalías de mesoescala, restando a cada dato la media estacional. Luego los datos se agrupan por meses y estaciones para obtener series de tiempo y diagramas de dispersión.

8) Se realizan diagramas de dispersión (por estaciones) de $\nabla \times \tau$ versus ∇T_{cross} . Lo mismo se realiza con $\nabla \cdot \tau$ versus ∇T_{down} . Siguiendo un método ampliamente utilizado en el estudio del acoplamiento a mesoescala [2], la nube de puntos se representa como una columna en donde el eje x se divide en intervalos de 0,1°C. Los que contienen menos del 1% del número total de puntos no se utilizan. Para cada uno de los intervalos seleccionados, se calcula el promedio del estrés viento, así como la desviación típica asociada (Figura 6). El coeficiente de acoplamiento es la pendiente de cada línea de ajuste.



Figura 6: Método utilizado para representar una nube de puntos en columnas: El espacio se divide en columnas verticales (a). En cada columna se representa el promedio del estrés de viento (aspa verde) y la desviación típica en torno a esta media (barra verde). El resultado es un diagrama como el que se muestra en (b) denominado diagrama de dispersión agrupada.

9) Se calcula la estabilidad direccional del estrés de viento (WSDS), definida como la división entre el promedio vectorial y escalar del estrés de viento. Un WSDS bajo indica una gran variabilidad en la dirección del viento, y viceversa. Las componentes zonal y meridional están representadas por (u, v).

$$WSDS = \frac{\sqrt{\left(\frac{\sum_{i=1}^{n} u_{i}}{n}\right)^{2} + \left(\frac{\sum_{i=1}^{n} v_{i}}{n}\right)^{2}}}{\left(\frac{\sum_{i=1}^{n} (u_{i}^{2} + v_{i}^{2})^{\frac{1}{2}}}{n}\right)}$$

10) Para encontrar los patrones (o modos) principales de variabilidad se aplicó la descomposición de valores singulares (SVD) de campos acoplados, siguiendo la metodología dada por [31].

4. Resultados y Discusión

4.1 Determinación de la región de acoplamiento

Para verificar las ecuaciones (1) y (3) se ubicaron las zonas con los gradientes más intensos frente a Perú. La Figura 8.1 muestra los compuestos estacionales. Se observa que los gradientes por encima de los $2^{\circ}C/100$ km se ubica prácticamente dentro de las 100 millas náuticas. Se ha superpuesto el vector de 200 millas náuticas como referencia.



Promedio de los gradientes de TSM (°C/100km)

Figura 7: Gradientes estacionales de temperatura [°C/100km] frente al Perú (Periodo 2008-2021). Se ha superpuesto la línea de las 200 millas náuticas.



Period: 2008-2021

Figura 8: Mapas de probabilidad frontal estacional (periodo 2008-2021). Se ha superpuesto la línea de las 200 millas náuticas.

Aplicando el operador de Canny [29], se obtuvieron los frentes térmicos. Con esta información se calcula la probabilidad frontal, es decir la probabilidad de que un determinado pixel haya sido parte de un frente en un determinado rango de tiempo. En este caso se calculó la probabilidad frontal para cada estación (usando como periodo 2008-2021). La Figura 8 muestra los mapas de probabilidad frontal. Se observa que la mayor actividad frontal se da durante las estaciones de verano y otoño. En comparación con los mapas de gradientes toda la actividad frontal se ubica dentro de las 200 millas. Si comparamos ambos parámetros podríamos inferir que nuestra región de interés será el área dentro de las 200 millas, limitada en latitud por los 3°S y 18°S. Esta será la región usada para el cálculo de los coeficientes de acoplamiento.

4.2 Coeficientes de Acoplamiento

Luego de procesar los datos de TSM y estrés de viento de acuerdo a los pasos dados en la sección anterior, se obtienen las anomalías de mesoescala de las componentes del gradiente de TSM (∇T_{cross} y ∇T_{down}) y las anomalías de los campos de divergencia y rotacional del estrés de viento ($\nabla \cdot \tau$ y $\nabla \times \tau$).



Figura 9: Diagramas de dispersión agrupada de los meses de otoño [2008-2021]. En el lado izquierdo se compara $\nabla \times \tau$ con ∇T_{cross} , y la derecha se comparan sus campos de anomalía.

Luego se construyen los diagramas de dispersión en su versión más sofisticada denominada diagrama de dispersión agrupada o Binned scatterplots. Para la generación de estos gráficos se pueden utilizar tanto los campos de estrés de viento y gradientes de TSM como las anomalías de mesoescala de esos parámetros. En la Figura 9 se muestra los diagramas de dispersión agrupada de otoño. Se observa en la figura de la derecha (campos de anomalía de mesoescala) que la línea de ajuste pasa por el origen de coordenadas.



Figura 10: (a) Ejemplo de la distribución del estrés de viento frente a Perú. (b) Descomposición vectorial del estrés del viento en componentes zonales y meridionales. La configuración produce un rotacional del estrés negativo (flecha negra). (c) Configuración simplificada de un frente térmico, en donde los vectores de estrés de viento son perpendiculares a ∇T_{cross} y considerando que TSM cerca a la costa es menor.

Rev. Inv. Fis. 28(1), (2025)

_

Par entender físicamente la relación lineal mostrada en la Figura 9 se debe tener en cuenta que sobre el mar peruano los vientos soplan principalmente paralelos a línea costera, aumentando su intensidad mar adentro y que las temperaturas del mar en aguas costeras son más bajas que en aguas oceánicas, lo que influye en la distribución de los gradientes (ver Figura 7). La Figura 10 simplifica esta situación en la que los vectores de estrés de viento se representan con flechas rojas (Figura 10a). Al descomponer los vectores en sus componentes zonal y meridional (Figura 10b) se puede utilizar la siguiente ecuación para determinar el signo del $\nabla \times \tau$.

Aplicando diferencias finitas centradas para cada punto de grilla con posición (i,j) en cada dirección, encontramos que el signo del $\nabla \times \tau$ es negativo (este valor está asociado al fenómeno de afloramiento).

$$\frac{\partial \tau_{\mathbf{y}}}{\partial x} = \frac{\tau_{\mathbf{y}(i+1,j)} - \tau_{\mathbf{y}(i-1,j)}}{2\Delta x}$$
$$\frac{\partial \tau_{\mathbf{x}}}{\partial y} = \frac{\tau_{\mathbf{x}(i,j+1)} - \tau_{\mathbf{x}(i,j-1)}}{2\Delta y}$$
$$\Rightarrow (\nabla \times \overrightarrow{\tau}) \, \widehat{k} = \left(\frac{\tau_{y1} - \tau_{y3}}{x_1 - x_3}\right) - \left(\frac{\tau_{x1} - \tau_{x3}}{y_1 - y_3}\right) < 0$$
$$< 0 \qquad > 0$$

Es decir, en un mapa de $\nabla \times \tau$ las zonas negativas indicarán las áreas de afloramiento (upwelling) y las zonas positivas las zonas de hundimiento (downwelling).

Por otra parte si consideramos un frente térmico paralelo a la costa y con el estrés de viento perpendicular a ∇T_{cross} (Figura 10c) nos encontramos en la situación particular de la Figura 3 con $\theta = 270^{\circ}$. En este caso el gradiente de TSM transversal al viento es negativo ($\nabla T_{cross} < 0$). Por lo tanto con la configuración mostrada en la Figura 10 (para el mar peruano) con valores negativos de ∇T_{cross} se obtienen valores también negativos de $\nabla \times \tau$ (y viceversa). Esto explica la relación lencontrada en la Figura 9. Para explicar la relación lineal entre $\nabla \cdot \tau$ y ∇T_{down} se puede razonar de la misma forma, pero esta vez considerando que la TSM al norte es mayor que la TSM en el sur y que los vientos atraviesan perpendicularmente un frente térmico (ver Figura 3 con $\theta = 0^{\circ}$).

Las Figuras 11 y 12 muestran los diagramas de dispersión agrupadas para cada estación (periodo 2008-2021), considerando las relaciones ($\nabla \cdot \tau \text{ vs } \nabla T_{down}$) y ($\nabla \times \tau \text{ vs } \nabla T_{cross}$) Estas relaciones permiten contrastar qué tan válidas son las ecuaciones (1) y (3) en el mar peruano. En ambos gráficos la letra S representa el coeficiente de acoplamiento, que es definido como la pendiente de la línea de ajuste. Los puntos representan los valores medios de $\nabla \cdot \tau$ y $\nabla \times \tau$ en cada grupo ("bin" en inglés).



Figura 11: (a) Diagramas de dispersión agrupada de $\nabla \cdot \tau$ y ∇T_{down} .



Figura 12: (a) Diagramas de dispersión agrupada de $\nabla \times \tau$ y ∇T_{cross} .

Lo primero que hay que notar de estos dos gráficos es que el máximo acoplamiento ocurre durante el verano y el otoño (independientemente de las componentes que se estén comparando). Otro aspecto interesante es que los coeficientes de acoplamiento son más grandes en la relación de divergencia que en la de rotacional. Esto no es ajeno a otras latitudes, en las cuales se presenta el mismo caso. Según O'Neill et al. (2010) [11] esto probablemente se debe a las perturbaciones en el gradiente de la dirección del viento inducidas por la TSM, que aumentan la divergencia y reducen la respuesta del rotacional.



Figura 13: Mapas de correlación por estaciones ($\nabla \bullet \tau$ vs $\nabla T_{down}).$

Se generaron también mapas de correlación. Se agruparon los datos por estaciones y se calcularon los coeficientes de correlación para cada posición La relación $(\nabla \cdot \tau \text{ vs } \nabla T_{down})$ presentó mayores valores en verano y otoño (Figura 13). Es interesante notar que estos valores se ubican dentro de las 200 millas náuticas. Por otra parte la relación $(\nabla \times \tau \text{ vs } \nabla T_{cross})$ presentó las mayores correlaciones en verano (Figura 14). Un resultado similar (para los meses de verano y usando datos QuikSCAT) fue encontrado por Wang y Castelao (2016) [32].



Figura 14: Mapas de correlación por estaciones ($\nabla \times \tau$ vs ∇T_{cross}).



Figura 15: Estructuras espaciales de los campos de anomalía de $\nabla \cdot \tau$ y $\nabla \times \tau$, con los contornos superpuestos de las anomalíaas de ∇T_{down} y ∇T_{cross} (10 de marzo del 2020). Los contornos positivos se muestran en color rojo y los negativos en azul.



Figura 16: Estructuras espaciales de los campos de anomalía de $\nabla \cdot \tau y \nabla \times \tau$, con los contornos superpuestos de las anomalías de $\nabla T_{down} y \nabla T_{cross}$ (22 de setiembre del 2020). Los contornos positivos se muestran en color rojo y los negativos en azul.

Para respaldar los resultados previos que indican que en el verano y otoño se da un mayor acoplamiento con respecto al invierno y primavera, se grafican las estructuras espaciales de los campos de $\nabla \cdot \tau$ y $\nabla \times \tau$ con los contornos superpuestos de ∇T_{down} y ∇T_{cross} . Se eligieron dos fechas del año 2020, una del verano (10 de marzo) y la otra del invierno (22 de setiembre) Durante el verano, cuando los frentes y gradientes de TSM estan bien desarrollados, los efectos de los flujos de calor aire-mar sobre la estabilidad y la mezcla en la atmósfera inferior aumentan el estrés del viento sobre el agua cálida y lo disminuyen sobre el agua fría. Esto conlleva a que exista una buena correlación espacial (Figura 15). Se observa que los contornos de ∇T_{down} y ∇T_{cross} (contornos negros para anomalías positivas y azules para anomalías negativas) coinciden con las anomalías de $\nabla \cdot \tau$ y $\nabla \times \tau$ sobre todo dentro de las 200 millas náuticas.

Por el contrario, durante el invierno la interacción océano-atmósfera no es muy evidente debido a que los gradientes de TSM son débiles. Se observa en la Figura 16 que solo algunas estructuras del estrés del viento coinciden con los contornos de los gradientes de TSM.



Figura 17: Serie temporal mensual de los coeficientes de acoplamiento entre ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$.



Figura 18: Serie temporal mensual de los coeficientes de acoplamiento entre ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$.

4.3 Variabilidad en los coeficientes de acoplamiento en múltiples bandas de frecuencia.

Para cuantificar la variabilidad interanual, estacional e instraestacional se calculan los coeficientes de acoplamiento mensuales entre ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$ (Figura 17). En el panel superior se muestra en color azul la serie temporal de los coeficientes de acoplamiento. Primero se aplica un filtro Lanczos (>12 meses) para capturar principalmente la variabilidad interanual (serie temporal de color rojo en el panel superior). La diferencia entre la serie temporal de los coeficientes y la señal interanual nos da una nueva serie temporal que corresponde principalmente a la variabilidad en frecuencias estacionales o más altas (serie temporal de color azul en el panel del centro). A esta nueva serie se le aplica nuevamente el filtro Lanczos (entre 6 y 12 meses)) para aislar la señal estacional (serie temporal de color rojo en el panel del centro). La serie temporal residual después de la eliminación de las señales interanuales y estacionales captura principalmente la variabilidad intraestacional. La varianza total de los coeficientes de acoplamiento se aproximó como la suma de la varianza de las series temporales de variabilidad interanual, estacional e intraestacional. Con esta información se calculó el porcentaje de variancia. Según la Figura 17 la variabilidad estacional del acoplamiento es la señal dominante y constituye el 77% de la varianza total de la señal. La variabilidad interanual es débil y representa el 6.6% de la variabilidad total. La Figura 18 muestra resultados similares pero para los coeficientes de acoplamiento entre ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$. La señal estacional dominante representa el 66 % y la señal interanual representa apenas el 3% de la variabilidad total.

4.4 Estabilidad direccional del estrés de viento (WSDS)

Se considera que la WSDS juega un papel importante en la regulación del acoplamiento aire-mar (revisar [1] y [22]). Por ello se han generado los mapas estacionales de WSDS. Lo primero que se observa es que la WSDS presenta valores superiores a 0.96 en toda la región de interés. Con respecto a otras latitudes se consideraría que la alta estabilidad direccional es constante. Otro aspecto importante es que en promedio la estabilidad en invierno es superior a la de verano; esto se contradice con lo encontrado en trabajos como los de [1] y [8] en la que existe un mayor acoplamiento durante periodos de mayor estabilidad direccional. Se podría decir que la estabilidad direccional no es un buen indicador del nivel de acoplamiento viento-TSM en el mar peruano (Figura 19).

En la Figura 20 se muestran las series temporales mensuales de las correlaciones entre $\nabla T_{down} \neq \nabla \cdot \tau$ (panel superior) y entre $\nabla T_{cross} \neq \nabla \times \tau$ (2do panel). Las líneas de color gris indican correlaciones que no son estadísticamente significativas. En el tercer panel se muestra la serie temporal de la estabilidad direccional (WSDS) y en el 4to panel se muestra la desviación estándar de los gradientes de TSM. Para contrastar las variaciones entre las series temporales se han agregado líneas verticales de color azul como referencia. Se evidencia que cuando aumenta la estabilidad direccional disminuyen las correlaciones. Con la desviación estándar sucede lo contrario, por lo que este parámetro es un mejor indicador del acoplamiento viento-TSM.



Figura 19: Estabilidad direccional del estrés de viento para cada estación (periodo 2008-2021).



 $Figura~20:~{\rm Estad}{\rm (sticas~calculadas~a~partir~de~los~datos~ASCAT~y~OSTIA~(periodo~2008-2021).}$

4.5 Patrones espaciales y temporales de variabilidad

Se aplica el método descrito en [31] para obtener los patrones o modos espaciales (conocidos también como las funciones ortogonales empíricas) y los patrones temporales (conocidos como coeficientes de expansión o componentes principales). En todos los casos sólo se presenta el primer modo de variabilidad.

La Figura 21 muestra el primer modo estacional de ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$. La fracción de covarianza (CF=57%) se muestra en la parte superior. Se debe tener en cuenta que

el producto del patrón espacial por el patrón temporal debe reconstruir una fracción de covarianza de los datos originales, que en este caso es el 57%. La covarianza restante (es decir el 43%) se redistribuirá en los siguientes modos (modo 2, modo3, modo 4, etc.) de ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$. Se presentan los 2 patrones espaciales (uno para cada parámetro). En la parte central se ubican los patrones temporales (**r** indica la correlación de ambas series temporales). En la parte inferior se muestra la climatología de ambas series temporales y su raíz media cuadrática por mes. El pico de acoplamiento se produce entre el verano y principios del otoño.



Figura 21: Primer modo estacional de ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$.



Figura 22: Primer modo estacional de ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$.

La Figura 22 muestra el primer modo estacional de ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$, en donde la fracción de covarianza es de casi el 90%. Esto nos indica que este modo es el único que es significativo (no será necesario buscar el modo interanual). Las series temporales tienen un coeficiente de correlación de 0.92.

La Figura 23 muestra el modo de variabilidad interanual. Antes de utilizar el método SVD se aplicó un filtro Lanczos en cada posición para remover toda señal estacional e instraestacional. Además se reemplazan los gráficos de climatología y RMS por uno de espectro de potencia. El primer modo interanual de ∇T_{down} y $\nabla\cdot\tau$ representa una fracción de covarianza del 41 % y el espectro de potencia indica que hay dos picos de acoplamiento de 3.5 y 7 años.

Conclusiones y Recomendaciones

- Se analizaron catorce años (2008-2021) de datos satelitales (ASCAT y OSTIA) y se aplicaron métodos estandarizados para investigar la influencia de la TSM en el campo del estrés de viento superficial en el mar peruano. Este análisis se suma a una lista creciente de estudios que muestran la importancia de la interacción océano-atmósfera en regiones con intensos gradientes de TSM.
- La temperatura de la superficie del mar (TSM) ejerce una influencia notable en el campo del estrés de viento. Esta interacción océano-atmósfera aparentemente surge de la modificación de la estabilidad de la TSM y la mezcla vertical en la capa límite atmosférica.



Figura 23: Primer modo interanual de ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$.

- La amplia cobertura espacial y la alta resolución temporal de los datos satelitales han permitido una prueba cuantitativa del acoplamiento entre la TSM y los vientos de superficie frente al Perú.
- El conocimiento del comportamiento de los vientos superficiales del mar es de gran relevancia para los estudios de interacción entre el océano y la atmósfera, ya que constituyen los principales impulsores de los procesos atmosféricos y oceánicos que gobiernan el clima regional, funcionando como un indicador importante del cambio climático.
- Los resultados del análisis se pueden utilizar para guiar los estudios de modelización, ya que permiten la identificación a priori de regiones en las que los modelos regionales deben representar ade-

cuadamente la interacción océano-atmósfera para representar con precisión la variabilidad local.

- La fuerza de la interacción se cuantificó mediante coeficientes de acoplamiento, definidos como la pendiente de la regresión lineal entre ∇T_{cross} y $\nabla \times \tau$ (lo mismo se aplica a ∇T_{down} y $\nabla \cdot \tau$).
- Los coeficientes de acoplamiento alcanzan sus máximos valores durante los meses de verano y otoño.
 Se determinó también que la señal dominante es la variabilidad estacional. Estos resultados concuerdan con lo encontrado por [32].
- Si se quisiera comparar los resultados obtenidos con resultados de otras regiones se requeriría estandarizar los métodos utilizados y considerar que el uso

de diferentes productos de TSM con diferentes resoluciones y distintos grados de suavizado, dará como resultado diferentes coeficientes de acoplamiento.

El ∇ × τ puede ser una causa o una consecuencia de un afloramiento frente a Perú. Si el ∇ × τ impulsa el afloramiento, se esperaría que estuviera correlacionada con la TSM. Si, por otro lado ∇ × τ se desarrolla como consecuencia del afloramiento (es decir, debido a las interacciones océano-

Referencias

- D. Chelton, M. Schlax, R. Samelson. Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California Current System. J Phys Oceanogr 37:495-517 (2007).
- [2] D. Chelton, S. Esbensen, M. Schlax, N. Thum, M. Freilich, F. Wentz, C. Gentemann, M. McPhaden, P. Schopf. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the Eastern Tropical Pacific. J Clim 14 :1479-1498 (2001).
- [3] D. Chelton, M. Schlax, M. Freilich, R. Milliff. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. Science 303 (5660), 978–983 (2004).
- [4] S. Xie. The shape of continents, air-sea interaction, and the rising branch of the Hadley circulation. In: Diaz, H.F., Bradley, R.S. (Eds.), The Hadley Circulation: Past, Present and Future. Kluwer Acad, Dordrecht, Netherlands, pp. 121–152 (2004).
- [5] D. Chelton, and S. Xie. Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. Oceanography 23(4):52-69 (2010).
- [6] O'Neill, L.W., D.B. Chelton, and S.K. Esbensen. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales. J. Clim. 16, 2340-2354 (2003).
- [7] L. O'Neill, D. Chelton, S. Esbensen, and F. Wentz. High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. Journal of Climate 18:2,706-2,723 (2005).
- [8] R. Castelao. Sea surface temperature and wind stress curl variability near a Cape. J. Phys Oceanogr 42 :2073–2087 (2012).
- [9] M. Pickett, J. Paduan. Ekman transport and pumping in the California Current based on the

atmósfera cuando el viento sopla a lo largo de un frente de TSM), se esperaría que estuviera correlacionado con $\nabla T_{cross}.$

 Aunque los vientos favorables al afloramiento en el Sistema de Corriente de Humboldt poseen mayor estabilidad direccional durante el invierno, en realidad se observa que los coeficientes de acoplamiento son más grandes en verano y otoño.

U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). J. Geophys. Res. 108 (3327), C10 (2003).

- [10] T. Haack, D. Chelton, J. Pullen, J. Doyle, M. Schlax. Summertime influence of SST on surface wind stress off the US West Coast from the US Navy COAMPS Model. J. Phys. Oceanogr. 38 (11), 2414-2437 (2008).
- [11] L. O'Neill, D. Chelton, S. Esbensen. The effects of SST-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence.J.Clim.23,255-281 (2010).
- [12] J. Wallace, T. Mitchell, C. Deser. The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific : seasonal and interannual variability. J Clim 2 :1492-1499 (1989).
- [13] S. Hayes, M. McPhaden, and J. Wallace. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. Journal of Climate 2:1,500-1,506 (1989).
- [14] S. Xie, M. Ishiwatari, H. Hashizume, and K. Takeuchi. Coupled ocean-atmospheric waves on the equatorial front. Geophysical Research Letters 25:3,863-3,866 (1998).
- [15] F. Wentz, C. Gentemann, D. Smith, and D. Chelton. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. Science 288:847-850 (2000).
- [16] W. Liu, X. Xie, P. Polito, S. Xie, and H. Hashizume. Atmospheric manifestation of tropical instability waves observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. Geophysical Research Letters 27:2,545-2,548 (2000).
- [17] H. Hashizume, S. Xie, M. Fujiwara, T. Watanabe, Y. Tanimoto. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the Eastern Equatorial Pacific. J Clim 15 :3379-3393 (2002).

- [18] D. Chelton and F. Wentz. Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. Bulletin of the American Meteorological Society 86:1,097-1,115 (2005).
- [19] T. Sampe and S. Xie. Mapping high sea winds from space: A global climatology. Bulletin of the American Meteorological Society 88:965-1,978 (2007).
- [20] W. Liu, A. Zhang, J. Bishop. Evaporation and solar irradiance as regulators of sea surface temperature in annual and interannual changes. J Geophys Res 99 :12,623-12,637 (1994).
- [21] S. Xie. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. Bull Am Meteorol Soc 85 :195-208 (2004).
- [22] L. O'Neill, D. Chelton, S. Esbensen. Covariability of surface wind and stress responses to sea surface temperature fronts. J Clim 25 :5916-5942 (2012).
- [23] E. Maloney, D. Chelton. An assessment of the sea surface temperature influence on surface wind stress in numerical weather prediction and climate models. J Clim 19:2743-2762 (2006).
- [24] F. Bryan, R. Tomas, J. Dennis, D. Chelton, Loeb N, McClean J. Frontal scale air-sea interaction in high-resolution coupled climate models. J Clim 23 :6277-62910 (2010).
- [25] N. Perlin, S. de Szoeke, D. Chelton, R. Samelson, E. Skyllingstad, L. O'Neill. Modeling the atmospheric boundary layer wind response to mesoscale sea surface temperature perturbations. Mon Wea Rev 142 :4284-4307 (2014).

- [26] D. Quispe, D. Gutierrez, y L. Vazquez. Validación de información satelital de temperatura superficial del mar con registros in situ dentro de las 60 millas del mar del Perú. Bol Inst Mar Perú. 34(2): p. 392-405 (2019).
- [27] A. Bentamy, D. Croize-Fillon. Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. In press in Inter. Journal of Remote Sensing (2011).
- [28] J. Vazquez-Cuervo, B. Dewitte, T. Chin, E. Armstrong, S. Purca, and E. Alburqueque. An Analysis of SST Gradients off the Peruvian Coast: The impact of going to higher resolution. Remote Sensing of the Environment, 131, 76-84 (2013).
- [29] J. Canny . A computational approach to edgedetection. IEEE Trans. on Pattern Analysis and Machine Intelligence, 8, 679–698 (1986).
- [30] V. Oerder. Thèse de Doctorat: Interactions couplées océan-atmosphère à méso-échelle dans le Pacifique Sud-Est. Océan, Atmosphère. UPMC - Université Paris 6 Pierre et Marie Curie (2016).
- [31] H. Bjornsson and S. Venegas. A Manual for EOF and SVD Analyses of Climate Data. CCGCR Report No. 97-1 (1997).
- [32] Y. Wang and R. Castelao. Variability in the coupling between sea surface temperature and wind stress in the global coastal ocean. Continental Shelf Research, 125, 88–96 (2016).