



UNIVERSIDAD PERUANA  
**CAYETANO HEREDIA**  
ESCUELA DE POSGRADO

INFLUENCIA DE LA ALTA FRECUENCIA  
DEL VIENTO EN LA DINÁMICA DEL  
AFLORAMIENTO COSTERO.

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO  
EN CIENCIAS DEL MAR

JOEL RICHARD, SOTO RIVERA

LIMA - PERÚ

2018



**ASESOR**

François Colas

PhD. en Oceanografía Física.

Cargo de investigador en INSTITUT DE RECHERCHE POUR  
LE DÉVELOPPEMENT

**CO-ASESOR**

Adolfo Chamorro

Magister en Física.

Cargo de investigador en el Instituto del Mar del Perú

## **AGRADECIMIENTOS**

El presente trabajo de investigación se llevó a cabo gracias al financiamiento otorgada por Consejo Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación Tecnológica (CONCYTEC/031-2015-FONDECYT) a través de su programa de becas de postgrado en la Universidad Peruana Cayetano Heredia (UPCH).

A mi asesor François Colas por sus enseñanzas, crítica constructiva, paciencia y apoyo a lo largo de todo el tiempo en que se desarrolló el trabajo de investigación; a mi co-asesor Adolfo Chamorro le agradezco profundamente todo su apoyo académico y personal, por sus palabras de aliento, por enseñarme a exigirme para superarme y por compartir su pasión por la ciencia. A los profesores del programa de Maestría en Ciencias del Mar, en especial al Dr. Jorge Tam por facilitarme el uso de los equipos e instalaciones del Laboratorio de modelado del Instituto del Mar del Perú (LMOECC-IMARPE).

A mi familia por su apoyo a lo largo de toda mi carrera profesional por sus consejos y cariño, en especial a mi madre María Elena y mis hermanos Geraldine, Milagros y Sergio por ser siempre una fuente de motivo para seguir adelante.

## RESUMEN

La dinámica del afloramiento en las zonas marinas costeras es un proceso oceánico principalmente conducido por el viento. En el presente trabajo, el efecto de la alta frecuencia del viento sobre la dinámica del afloramiento costero frente al Perú fue investigado mediante experimentos con un modelo oceánico regional. Se realizaron dos simulaciones con las mismas condiciones oceanográficas de frontera y forzantes atmosféricos, pero con la excepción del forzante de estrés de viento. Una simulación denominada de alta frecuencia (Sim Hf) forzado por datos de estrés de viento diario y una simulación denominada climatológica (Sim Cl) forzada por datos de viento climatológico. Promedios en el campo de temperatura en superficie muestran que la Sim Hf es más cálida ( $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ) respecto a Sim Cl sobre todo el litoral. Las diferencias de temperatura son mayores en los meses de verano ( $\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ ) y menores en los de invierno ( $< 0.1^{\circ}\text{C}$ ). A nivel vertical las diferencias en temperatura solo son significativas ( $> 0.3^{\circ}\text{C}$ ) sobre los primeros 15 m de profundidad. Respecto a la variabilidad de la temperatura en superficie, esta es mayor para Sim Hf a lo largo de toda la costa respecto a Sim Cl. Otros análisis comparativos muestran diferencias no significativas en el estado promedio (anual y estacional) del sistema de corrientes, salinidad, profundidad de la capa de mezcla y energía cinética turbulenta geostrofica. No obstante, fue hallado un aumento sustancial (45%) en el campo anual de energía cinética turbulenta ageostrofica en la Sim Hf respecto a la Sim Cl, el cual tiene un impacto en el cambio de energía cinética turbulenta total de 16%. Para identificar los procesos físicos responsables de la diferencia energética entre simulaciones, se calcularon los términos de generación de energía. El término asociado a inestabilidades baroclinicas es el dominante en la generación de energía para ambas simulaciones. Las diferencias energéticas entre simulaciones a escala anual son producidas principalmente por la generación de energía debido a la acción del viento en

superficie, que representa el 84% del total de los cambios. Los cambios producidos por las inestabilidades en el sistema de corrientes baroclínicas representan 12% y por las barotrópicas el 4%.

Para cuantificar el efecto de la alta frecuencia del viento en los procesos turbulentos como la retención, se realizaron algunos experimentos de dispersión de partículas usando los campos de corriente de las simulaciones Sim Hf y Sim Cl. Específicamente, se realizaron dos tipos diferentes de experimentos que se distinguen entre sí por la distribución inicial de partículas: la primera a nivel superficial y la segunda distribuida uniformemente entre profundidades de 15 a 30m. Se observó que en ambos experimentos las simulaciones reproducen una misma estacionalidad en la retención de partículas, sin embargo, se observan cambios entre las partículas retenidas en superficie y sub-superficie. En superficie, se tienen valores mínimos de retención durante los meses de verano y máximos en invierno mientras que, en sub-superficie, se da el efecto contrario. Al comparar las tasas de retención (promedio anual) entre simulaciones con diferente forzante atmosférico, en promedio, se observó una disminución de ~12% a nivel superficial sobre la región centro-sur (10°S-15°S). Mientras que, en sub-superficie, no se observó cambios significativos (<6%) frente a todo litoral.

Palabras Clave: Alta frecuencia de viento, afloramiento costero, modelo oceanográfico, dispersión de partículas.

## ABSTRACT

The dynamics of the upwelling in marine coastal areas is an oceanic process mainly driven by the wind. In the present work, the effect of the high frequency of the wind on the dynamics of the coastal upwelling compared to Peru was investigated by means of experiments with a regional ocean model. Two simulations were carried out with the same oceanographic boundary and atmospheric forcing conditions, but with the exception of the wind stress forcing. A simulation called high frequency (Sim Hf) forced by daily wind stress data and a simulation called climatological (Sim Cl) forced by climatological wind data. Averages in the surface temperature field show that the Sim Hf is warmer ( $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ) than Sim Cl over the entire littoral. The temperature differences are greater in the summer months ( $\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ ) and lower in the winter months ( $< 0.1^{\circ}\text{C}$ ). At vertical level differences in temperature are only significant ( $> 0.3^{\circ}\text{C}$ ) over the first 15 m depth. Regarding the variability of surface temperature, it is greater for Sim Hf along the entire coast compared to Sim Cl. Other comparative analyzes show no significant differences in the average (annual and seasonal) state of the current system, salinity, depth of the mixing layer and geostrophic turbulent kinetic energy. However, a substantial increase (45%) was found in the annual field of ageostrophic turbulent kinetic energy in the Sim Hf with respect to the Sim Cl, which has an impact on the total turbulent kinetic energy change of 16%. To identify the physical processes responsible for the energy difference between simulations, the terms of power generation were calculated. The term associated with baroclinic instabilities is the dominant in the generation of energy for both simulations. The energy differences between simulations on an annual scale are mainly produced by the generation of energy due to the action of surface wind, which represents 84% of

the total changes. The changes produced by the instabilities in the system of baroclinic currents represent 12% and by the barotrópicas 4%.

To quantify the effect of high frequency wind on eddy processes such as retention, some particle dispersion experiments were performed using the current fields of the Sim Hf and Sim Cl simulations. Specifically, two different types of experiments were carried out. they are distinguished from each other by the initial distribution of particles: the first at the surface level and the second evenly distributed between depths of 15 to 30m. It was observed that in both experiments the simulations reproduce the same seasonality in the retention of particles, however, changes are observed between the retained particles in surface and sub-surface. On the surface, there are minimum retention values during the summer months and maximum values in winter while, in sub-surface, the opposite effect occurs. When comparing the retention rates (annual average) between simulations with different atmospheric forcing, on average, a decrease of ~ 12% at surface level was observed on the center-south region ( $10^{\circ}$  S- $15^{\circ}$  S). While, in sub-surface, no significant changes were observed (<6%) compared to all littoral.

Keywords: High frequency wind, coastal upwelling, oceanographic model, particle dispersion.



## ÍNDICE DE CONTENIDO

|   |    |
|---|----|
| 1. <b>INTRODUCCIÓN</b> .....  | 1  |
| 2. <b>PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN</b> .....   | 3  |
| 2.1. Planteamiento del problema. ....   | 3  |
| 2.2. Marco teórico.....   | 4  |
| 2.2.1 Interacción Océano atmosfera.....   | 4  |
| 2.2.2. Transporte y Bombeo de Ekman.....  | 6  |
| 2.2.3. Ecosistemas de afloramiento de borde oriental.....   | 9  |
| 2.2.4. Sistema de Corrientes de Humboldt.....   | 11 |
| 2.2.5 Variabilidad temporal del viento en SCH. ....   | 11 |
| 2.2.6 Circulación de corrientes marinas y estructura espacial de la temperatura en SCH.<br>.....                  | 18 |
| 2.2.7 Influencia del viento en el afloramiento costero. ....  | 22 |
| 2.2.8 Respuesta del afloramiento a distintos perfiles de viento costero.....                                      | 22 |
| 2.2.9 Causantes de anomalías de viento a meso-escala en zonas de afloramiento<br>costero. ....                    | 24 |
| 2.2.10 Respuesta Oceánica a la variabilidad diaria del viento: Un estudio para el norte-<br>centro de Chile. .... | 24 |
| 2.2.11 Respuesta Oceánica a la variabilidad intra-estacional del estrés de viento en el<br>centro del Perú.....   | 27 |
| 2.3. Justificación de la investigación. ....  | 28 |
| 2.3.2. Pregunta central.....  | 29 |
| 2.3.3. Hipótesis.....   | 29 |
| 2.4 Objetivos de la investigación científica.....   | 29 |
| 2.4.1 Objetivo General .....  | 29 |
| 2.4.2 Objetivos Específicos .....   | 29 |
| 3. <b>METODOLOGÍA</b> . ....  | 31 |
| 3.1. Diseño experimental.....   | 31 |
| 3.1.1. Área de estudio.....   | 31 |
| 3.1.2. Descripción del modelo.....  | 32 |

|  |     |
|--|-----|
| 3.1.3. Configuración del “Sistema de Corriente frente al Perú” .....   | 32  |
| 3.1.4. Configuración de la simulación de la dispersión de partículas frente a la costa de Perú. ....                           | 33  |
| 3.2. Muestra. ....   | 35  |
| 3.2.1. Descripción de datos de viento ASCAT. ....  | 35  |
| 3.3. Operalización de las variables.....   | 35  |
| 3.3.1. Variables Independientes. ....  | 35  |
| 3.3.2. Variables Dependientes.....   | 36  |
| 3.4 Procedimientos y técnicas.....   | 36  |
| 3.4.1. Calculo del viento paralelo a la costa.....   | 36  |
| 3.4.2. Análisis de varianza y espectro de datos.....   | 37  |
| 3.4.3. Diagnósticos de variables oceánicas. ....   | 39  |
| 3.4.4. Análisis lagrangiano de la dispersión de partículas. ....   | 43  |
| <b>4. RESULTADOS</b> .....   | 44  |
| 4.1 Caracterización del viento costero frente a Perú.....  | 44  |
| 4.1.1 Estado climatológico del viento.....   | 44  |
| 4.1.2 Variabilidad del viento.....   | 45  |
| 4.1.3 Modos de variabilidad del viento.....  | 47  |
| 4.2 Efecto de la frecuencia temporal del viento en la dinámica del afloramiento costero. ....                                  | 56  |
| 4.2.1 Efecto del viento en el transporte y bombeo de Ekman.....  | 56  |
| 4.2.2 Efecto del viento en el sistema de corrientes marinas.....   | 60  |
| 4.2.3 Efecto del cambio de frecuencia del viento sobre la estructura espacial y temporal de la temperatura frente a Perú. .... | 72  |
| 4.2.4 Análisis de términos energéticos asociados al sistema de circulación frente al Perú. ....                                | 79  |
| 4.2.5 Análisis de términos de generación de energía cinética turbulenta. ....  | 89  |
| 4.3 Análisis de dispersión de partículas frente a la costa del Perú.....   | 101 |
| 4.3.1. Distancia desplazada promedio de la dispersión.....   | 102 |
| 4.3.2. Distancia promedio respecto a la línea costa de la dispersión de partículas. ....                                       | 106 |
| 4.3.3. Porcentaje de retención de la dispersión de partículas.....   | 108 |
| <b>5. DISCUSIONES</b> .....  | 121 |
| 5.1. Impacto de la alta frecuencia del viento en la dinámica del afloramiento costero. ....                                    | 121 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 5.2. | Impacto de la alta frecuencia del viento en la advección libre de partículas.<br>..... | 128 |
| 6.   | <b>CONCLUSIONES</b> .....  | 131 |
| 7.   | <b>RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS</b> .....  | 131 |
|      | <b>REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS</b> .....  | 136 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1. Principales procesos físicos de interacción entre la atmósfera-océano. ( <a href="http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/CBLASTmain.html">http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/CBLASTmain.html</a> ).....  | 5  |
| Figura 2. Corriente de Ekman generada por acción del viento a 35°N (Stewart et al., 2004). .....   | 7  |
| Figura 3. Esquema del efecto del bombeo de Ekman en los bordes orientales del hemisferio norte, las flechas rosadas representan, vientos costeros, las flechas azul oscuro el transporte de Ekman offshore, las flechas celestes están asociadas al afloramiento (izquierda) o hundimiento (derecha) (Bel et al., 2009).....   | 9  |
| Figura 4. Promedio de la concentración de clorofila en la superficie ( ) para el periodo 09/1997-08/2000 datos del satélite SeaWiFS. Los cuatro principales EABO se indican: la corriente de California, la corriente de Humboldt, la corriente de Canarias y la Corriente de Benguela (Bel et al., 2009).....   | 10 |
| Figura 5 Intensidad de la velocidad del viento superficial promedio (en colores y contornos) según SCOW (promedio 2000-2008). Las flechas negras indican la dirección del viento (Belmadani et al., 2014).....   | 12 |
| Figura 6. Velocidad del viento superficial promedio bimensual (200-2008). En colores la velocidad del viento, flechas negras indican dirección del viento. (Rahn et al., 2014)..   | 13 |
| Figura 7. (a) Viento superficial frente a las costas de Chile-Perú datos QuickSCAT para el periodo 2000-2008. Velocidad de viento promedio (Contornos), variabilidad intra-estacional de la velocidad del viento (Colores), las flechas negras en tierra indican la dirección media del viento cerca a la costa. (b) Ciclo promedio estacional de la velocidad del viento paralelo a la costa al oeste de América del Sur. Goubanova et al., 2010..... | 15 |
| Figura 8. Diferencia de la velocidad del viento superficial (diferencia noche- día). En colores la magnitud de la diferencia de la velocidad del viento, flechas negras indican la diferencia vectorial de la dirección del viento. (Rahn et al., 2014). .....   | 17 |
| Figura 9. Esquema de circulación oceánica para el Pacífico Oriental Tropical. Las líneas sólidas indican las corrientes superficiales y las punteadas muestran corrientes sub-superficiales. NECC representa a Contracorriente ecuatorial norte; SEC: Corriente ecuatorial Sur; EUC: Sub-corriente Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Sub-superficial Sur Primaria; sSSCC: Contracorriente Sub-superficial Sur Secundaria; PCC: Corriente              |    |

|   |    |
|---|----|
| Costera Peruana; POC: Corriente Oceánica Peruana; PCUC: Sub-corriente Perú-Chile y PCCC: Contracorriente Perú-Chile (Montes et al., 2010). .....  | 19 |
| Figura 10. Promedio anual de la temperatura superficial del mar (SST). En base a datos CARS 2009. ....  | 21 |
| Figura 11. Estrés de viento a lo largo de la costa COAMPS vs. La distancia a la costa en 3 distintas resoluciones espaciales. El viento es promediado sobre intervalos de 30km a lo largo de la costa al sur de Pt. Sur durante agosto 2003 (Capet et al., 2004).....                     | 23 |
| Figura 12. (Izquierda) Diferencia del promedio en verano de datos de SST simulada con datos climatológicos de viento menos datos satelitales AVRR. (Derecha) Diferencia de datos de la SST simulada con datos diarios de viento menos datos satelitales AVRR. (Aguirre et al., 2014)..... | 25 |
| Figura 13. (Izquierda) promedio de EKE-ageostrófica simulada con datos de viento climatológicos. (Derecha) promedio de EKE-ageostrófica simulada con datos de viento diario. (Aguirre et al., 2014). ....   | 26 |
| Figura 14. Espectro integrado de Wavelet frente el centro del Perú, para las series de tiempo de SST (rojo) y estrés de viento (azul). Las líneas punteadas representan intervalo de confianza al 95% estimado en base a Markov (Dewitte et al., 2011). ....                              | 27 |
| Figura 15. Región de estudio (celeste).....   | 32 |
| Figura 16. Ejemplo de un diagrama de espectro de Wavelet el permite encontrar frecuencias dominantes en una señal de datos y proporciona información del comportamiento de la variabilidad en todo el periodo de tiempo. (Imagen perteneciente a Sosa et al., 2011).....                  | 39 |
| Figura 17. Promedio anual de velocidad de viento ASCAT 2008-2012 (m/s).....   | 45 |
| Figura 18. Varianza de la velocidad de viento ( $m^2/s^2$ ).....  | 46 |
| Figura 19. Promedio mensual de la intensidad de la velocidad del viento (azul) y su variabilidad (rojo) para la región comprendida entre 7°S-15°S a 50km frente a la costa. ....  | 47 |
| Figura 20. Serie de tiempo de viento diario promediado sobre los primeros 50km frente a la costa para distintas secciones latitudinales en base a datos ASCAT 2008-2012.....  | 48 |
| Figura 21. Periodograma de la serie de datos de viento a 50km de la costa para el periodo 2008-2012. ....   | 50 |
| Figura 22 (a) Espectro de poder de wavelet para la sección centro (7°S-15°S) a 50km frente a la costa. (b) Serie de tiempo de la varianza integrada para pulsos de viento en un   |    |

|   |    |
|---|----|
| periodo comprendido entre 2-23 días (línea azul) del espectro de wavelet mostrado en (a).<br>.....  | 52 |
| Figura 23. Espectro de poder de wavelet global integrado para la sección 7°S-15°S. (Izquierda) Espectro integrado sobre todo el periodo de tiempo, (Derecha) Espectro integrado para las estaciones de verano (rojo) e invierno (azul) respecto a la contribución energética total.....   | 53 |
| Figura 24. Corriente total calculada a base de las componentes u y v de datos de salida de las simulaciones. (Izquierda) simulación con forzante diario de viento. (Derecha) simulación con forzante climatológico mensual de viento. (Unidades m/s). .....   | 61 |
| Figura 25. Perfil latitudinal del promedio anual de la intensidad de corriente total sobre los primeros 250km frente a la costa (unidades cm/s).....  | 63 |
| Figura 26. Sección vertical del estado promedio anual de la componente zonal (izquierda) y meridional (derecha) de la velocidad del sistema de corrientes en cm/s, promediado para una sección latitudinal comprendida entre 7°S-10°S sobre una franja costera de 100km. (Azul) sección asociada al forzante de viento diario; (rojo) sección asociada al forzante de viento climatológico. Eje x: intensidad de corriente cm/s (signo – indica dirección hacia afuera de la costa); Eje y: profundidad en metros. .... | 65 |
| Figura 27. Promedio mensual de la intensidad de corriente zonal (arriba) y meridional (abajo) para dos niveles distintos de profundidad (1 y 25m) sobre los primeros 100km frente a la costa para una sección latitudinal entre 7°S-10°S. La línea continua representa a la simulación forzada con viento diario, mientras que la línea punteada a la simulación forzada con viento climatológico. En azul la intensidad de corriente en superficie y en rojo su intensidad a 25m de profundidad.....                   | 67 |
| Figura 28. Sección vertical del estado promedio anual de la componente vertical de la velocidad en m/día, promediado para una sección latitudinal comprendida entre 7°S-10°S. (Izquierda) sección asociada al forzante de viento diario; (centro) sección asociada al forzante de viento climatológico. (derecha) Perfil vertical promediado sobre los primeros 35km respecto a la línea de costa. ....   | 68 |
| Figura 29. Serie mensual de la velocidad vertical integrada (90m de profundidad) en la región de 7S-10S, para 35km frente a la costa. ....  | 70 |
| Figura 30. Diferencia de la temperatura superficial del mar (TSM) entre las simulaciones de forzadas bajo un viento diario y viento climatológico. (Izquierda) Diferencia del estado promedio anual temperatura superficial del mar en Celsius. (Derecha) Diferencia del  |    |

|   |    |
|---|----|
| estado promedio anual de la varianza mensual de la temperatura superficial del mar en Celsius <sup>2</sup> . .....  | 72 |
| Figura 31. Sección vertical del estado promedio anual de temperatura (en Celsius) promediado para una sección latitudinal comprendida entre 7°S-13°S. (Izquierda) sección asociada al forzante de viento diario; (centro) sección asociada al forzante de viento climatológico; (derecha) diferencia entre las simulaciones diaria menos climatológica. ....  | 73 |
| Figura 32. Perfil vertical de la diferencia entre el estado promedio (anual y estacional) de la temperatura del mar entre las simulaciones bajo un forzante de viento diario y climatológico sobre una franja costera de 35km en la región latitudinal entre 7°S-13°S. ....   | 75 |
| Figura 33. Promedio mensual de la profundidad de la capa de mezcla (en metros) para una franja costera de 70km comprendida entre 7°S-13°S. ....   | 76 |
| Figura 34. Promedio mensual de las diferencias entre simulaciones (simulación forzada con viento diario menos la simulación forzada con viento climatológico) para la velocidad vertical integrada (100m de profundidad) y TSM, promediado sobre una franja costera de km de ancho ubicada entre 7°S-13°S.....  | 78 |
| Figura 35. Promedio anual de la energía cinética turbulenta ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ), asociada a la simulación bajo un forzante: diario (izquierda) y climatológico mensual (derecha) de viento. ....  | 79 |
| Figura 36. Perfil offshore del promedio anual de EKE ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ). Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento diario (azul); Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento climatológico (rojo); Diferencia entre simulaciones (negro) para una franja costera de 500km ubicada entre 7°S-10°S (arriba) y 10°S-15°S (abajo). ....   | 81 |
| Figura 37. Promedio anual de las componentes geostrófica (arriba) y ageostrófica (abajo) de la energía cinética turbulenta para las simulaciones forzadas con viento diario (izquierda) y climatológica (derecha). ....   | 82 |
| Figura 38. Perfil latitudinal de la energía cinética turbulenta ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ) promediado sobre bandas de 0.5° de grosor para a la componente ageostrófica (izquierda) y geostrófica (derecha) sobre una franja costera de 400km de ancho. Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento climatológico (amarillo); Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento diario (azul). .... | 84 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 39. Promedio estacional de la energía cinética turbulenta total (arriba), geostrófica (centro) y ageostrófica (abajo) en $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ para la sección latitudinal $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ comprendido 400km frente a la costa asociada a la simulación forzada por viento diario (azul) y climatológico (amarillo). .....   | 86  |
| Figura 40. Promedio estacional de la diferencia de energía cinética turbulenta (EKE) entre las simulaciones forzada con viento diario menos la forzada con viento climatológico. Sobre una franja costera de 400km comprendida entre $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ . En colores celeste (diferencia total de EKE), amarillo (diferencia de EKE geostrófica) y azul (diferencia de EKE ageostrófica).....                             | 88  |
| Figura 41. Perfil latitudinal del promedio anual del término de generación de energía $FeKe$ en unidades $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ . Calculado sobre una franja costera de 400km.....  | 90  |
| Figura 42. Perfil offshore del promedio anual del término de generación de energía $FeKe$ en unidades $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ ; calculado en una franja costera de 400km ubicada entre $7^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{S}$ (arriba) y $10^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ (abajo).....  | 92  |
| Figura 43. Perfil offshore del promedio anual del termino de generación de energía $PeKe$ integrado 100m de profundidad en $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ . Calculado sobre una franja de 400km entre $7^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ . .....  | 94  |
| Figura 44. Perfil offshore del promedio anual del termino de generación de energía $KmKe$ integrado 100m de profundidad en $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ . Calculado sobre una franja de 400km entre $7^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{S}$ (arriba) y $10^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ (abajo).....  | 95  |
| Figura 45. Promedio estacional de los términos de generación (izquierda) $FeKe$ , (centro) $PeKe$ y (derecha) $KmKe$ ; siendo estos dos últimos integrados sobre los 100m de profundidad para una franja comprendida entre 0-400km frente a la costa entre $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ . .....   | 97  |
| Figura 46. Promedio estacional (Izquierda) y anual (Derecha) de la suma de los términos de generación “ $FeKe+PeKe+KmKe$ ” integrado sobre 100m de profundidad. Calculado sobre una franja comprendida entre 0-400km frente a la costa sobre una sección latitudinal ubicada entre $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ . .....   | 99  |
| Figura 47. Distribución inicial de las 2000 partículas para las tres regiones de estudio. (Izquierda) Sección norte ( $7^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{S}$ ) de baja variabilidad de viento costero; (centro) Sección centro ( $10^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ ) variabilidad moderada de viento costero; (derecha) Sección sur ( $13^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ ) variabilidad alta de viento costero frente a Perú. .... | 102 |



|  |     |
|--|-----|
| Figura 48. Diagrama de caja del promedio anual de la distancia desplazada en la advección de partículas para un tiempo advección. (Columna izquierda) Desplazamiento asociada a la simulación bajo un forzante de viento diario para regiones norte y centro. (Columna derecha) Desplazamiento asociada a la simulación bajo un forzante de viento climatológico para regiones norte y centro. La barra roja indica el valor medio de la distancia desplazada; el límite superior e inferior del rectángulo azul representan el percentil 25 y 75 de los datos; las líneas punteadas en negro indican el extremo del rango inter-cuartílicos hasta la observación más alejadas. .... | 103 |
| Figura 49. Promedio mensual de la distancia desplazada (km) luego de 15 días de advección. (Arriba) Región norte (7°S-10°S). (Centro) Región centro (10°S-13°S). (Abajo) Región Sur (13°S-15°S). ....  | 105 |
| Figura 50. Promedio mensual de la distancia desplazada (km) respecto a la línea de costa luego de 15 días de advección. (Arriba) Región centro (7°S-10°S). (Centro) Región centro (10°S-13°S). (Abajo) Región sur (13°S-15°S). ....  | 107 |
| Figura 51. Promedio estacional de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 100km. (arriba) Sección 7°S-10°S, (central) Sección 10°S-13.5°S, (Abajo) Sección 13°S-15°S. ....  | 109 |
| Figura 52. Promedio estacional integrado de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 100km para 3 secciones latitudinales. ....  | 112 |
| Figura 53. Media (arriba) y desviación estándar (abajo) mensual de la profundidad alcanzada en la distribución de partículas retenidas en una franja de 70km luego de 15 días de libre dispersión. (Azul) Simulación forzada con viento diario. (Rojo) Simulación forzada con viento climatológico. Calculado para una distribución de partículas ubicadas entre 15-30m de profundidad sobre una franja latitudinal entre 7S-15S limitada lateralmente por la isobata de 200m. ....  | 114 |
| Figura 54. Promedio estacional de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 70km comprendidos para dos secciones latitudinales 7S-10S (izquierda) y 10S-15S (derecha). En color azul la simulación forzada con viento diario y amarillo la simulación forzada con viento climatológico. ....  | 116 |
| Figura 55. Porcentaje de partículas advectadas a capas superficiales menores a 10m de profundidad luego de 15 días de libre advección. Las partículas están distribuidas inicialmente en una sección latitudinal 7S-15S a profundidades entre 20-30m de profundidad. Solo se consideraron partículas a menor distancia de 70km de la línea de  |     |

costa. En color azul la simulación forzada con viento diario y rojo la simulación forzada con viento climatológico..... 119

## ÍNDICE DE TABLAS

|  |     |
|--|-----|
| Tabla 1. Configuración para el estudio de advección de partículas.....   | 34  |
| Tabla 2. Forzantes de las simulaciones de interés. ....  | 35  |
| Tabla 3. Principales variables asociadas al afloramiento costero obtenidas mediante simulación numérica. ....  | 36  |
| Tabla 4. Valores de velocidad promedio y varianza del viento costero 50km frente a la costa. ....  | 47  |
| Tabla 5. Diferencias en el sistema de corrientes entre simulaciones para dos distintas bandas latitudinales.....   | 70  |
| Tabla 6. Tasa de cambio de Energía cinética turbulenta (promedio anual) al cambiar la frecuencia del forzante de viento en las simulaciones. (Climatológico hacia diario). Sobre una franja costera de 400km ubicada entre 7°-15°S. ....   | 89  |
| Tabla 7. Tasas de cambio en la generación de energía cinética turbulenta entre simulaciones. Calculado sobre una franja entre 0-400km frente a la costa comprendida entre 7°S-13°S. ....   | 100 |
| Tabla 8. Desplazamiento promedio y desviación luego de 15 días de advección. ....  | 104 |
| Tabla 9. Porcentajes de retención estacional entre las regiones de estudio y el cambio de la tasa de retención entre la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario, para una distribución de partículas en superficie. ....             | 112 |
| Tabla 10. Porcentajes de retención estacional entre las regiones de estudio y el cambio de la tasa de retención entre la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario, para una distribución de partículas entre 15-30m inicialmente..... | 117 |

## 1. INTRODUCCIÓN

El afloramiento costero es un proceso físico que influye en la temperatura superficial de las zonas costeras, especialmente en la parte oriental de las cuencas oceánicas. Está asociado casi siempre a un desplazamiento de las aguas superficiales debido a la fuerza horizontal paralela a la costa ejercida por el viento sobre la superficie del océano. Esta fuerza es conocida como esfuerzo o estrés de viento y produce transferencia de energía de la atmósfera hacia el océano (Zaytsev et al., 2003).

La principal implicación de este mecanismo es el transporte de masas de agua y se debe a la acción del viento en la superficie del mar. Estos vientos desplazan agua en un ángulo recto a la izquierda de la dirección del viento (hemisferio Sur) producen el llamado transporte de Ekman. Si además estos vientos soplan a lo largo de la costa, por ejemplo, en dirección del sur hacia el ecuador en el borde este de América del Sur, ocurre el proceso conocido como afloramiento costero. El afloramiento costero consiste en el desplazamiento de agua superficial desde la costa hacia mar afuera, siendo el agua transportada reemplazada por agua situada por debajo de la capa de Ekman (Stewart et al., 2004). El agua aflorada posee una temperatura menor a la observada en superficie (dado que proviene de profundidades mayores) y alta concentración de nutrientes, este proceso genera la aparición de una región de aguas frías y ricas en nutrientes en la superficie a lo largo de la costa; que frente a Sudamérica se denomina generalmente ecosistema de afloramiento costero de Humboldt.

El ecosistema de afloramiento costero de Humboldt es una importante zona de afloramiento, la cual se extiende entre 4°S y 40°S a lo largo de la costa occidental de

América del Sur. Esta zona se caracteriza por una alta productividad originaria de la surgencia de masas de agua de origen ecuatorial (Montes et al., 2010; Penven et al., 2005). El afloramiento costero peruano se caracteriza por ser permanente durante todo el año debido a que los vientos soplan hacia el ecuador durante todo el año; siendo favorables para mantener el proceso del afloramiento. Una característica de este proceso es que tiene una variabilidad estacional, siendo más intenso en los meses de invierno y menos intenso en verano (Montecino et al., 2009; Penven et al., 2005).

Aunque la variabilidad del viento frente al Perú a distintas escalas temporales no ha sido suficientemente estudiada, se ha mostrado que esta variabilidad de la intensidad del viento a lo largo de la costa podría inducir cambios en los patrones promedio a distintas escalas temporales de la circulación local de corrientes, transporte de masas de agua, profundidad de la capa de mezcla entre otros procesos físicos asociados al afloramiento costero (Aguirre et al., 2014; Rahn et al., 2014; Dewitte et al., 2011).

Además, se ha evidenciado (Wang et al., 2015) para regiones oceánicas ubicadas a latitudes medias, que la alta frecuencia del viento puede forzar procesos físicos en el océano que solo se presentan o son observables en determinados periodos temporales. Entre estos procesos se ha observado la generación de ondas inerciales y cambios en los flujos de calor y energía en el océano (Wang et al., 2015; Klein et al., 2008; Blanke et al., 2005).

## **2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN.**

### **2.1. Planteamiento del problema.**

La variabilidad temporal de los vientos paralelos a la costa condiciona la variabilidad temporal de las variables oceánicas asociados al afloramiento costero. Es por ello que es necesario caracterizar la variabilidad de los vientos a distintas escalas temporales, así como observar que efectos significativos podrían tener en la dinámica del afloramiento costero. Sin embargo, a pesar que existe algunas investigaciones que han estudiado la variabilidad del viento y su relación con procesos y/o variables físicas en el océano a distintas escalas temporales en el Sistema de Corrientes de Humboldt (Aguirre et al., 2014; Dewitte et al., 2011; Goubanova et al., 2011; Sobarzo et al., 2010; entre otros). Pocos han caracterizado y evaluado con detalle los efectos de la variabilidad de la alta frecuencia del viento sobre la dinámica del afloramiento costero frente al Perú.

Es por ello, que es necesario cuantificar el impacto del viento de alta frecuencia sobre el estado promedio de las distintas variables físicas asociadas al afloramiento costero, tales como corrientes, turbulencia oceánica, temperatura del mar, profundidad de la capa de mezcla, transporte de masas de agua afloradas, entre otros. Las cuales actúan como forzantes para los diversos procesos biológicos y/o biogeoquímicos que se producen en las capas superficiales de la columna de agua.

Además de ello, la variabilidad de vientos a escala temporal de pocos días puede tener un impacto importante sobre la advección de partículas en el océano, debido a la influencia que tiene sobre las corrientes y los procesos de turbulencia. Esta influencia es aún desconocida y tiene un interés especial por su posible aplicación en la advección de

partículas larvales. No tomar en cuenta la variabilidad de la alta frecuencia del viento podría limitar los alcances de investigaciones relacionados a advección larval, lo cual es un tema fundamental del funcionamiento del ecosistema. Hasta ahora muchos estudios en diferentes campos de la oceanografía fueron realizados en base a salidas de modelos forzados con viento climatológico. Por ello, es necesario conocer si el efecto de la alta frecuencia del viento es significativo en la dinámica del afloramiento costero para una mejor simulación y entendimiento de la realidad.

## **2.2. Marco teórico.**

### **2.2.1 Interacción Océano atmosfera.**

La comprensión de la interacción entre la atmósfera y el océano es necesaria si se quiere hacer una correcta interpretación de los fenómenos naturales que actúan en las capas más someras del océano. Existe una fuerte relación entre la atmósfera y el océano, pero hay que tener en cuenta que estos dos sistemas son no lineales y tienen muchos grados de libertad, lo que complica su estudio y comprensión. La atmósfera es una gran máquina térmica en la que la diferencia constante de temperatura entre los polos y el ecuador proporciona la energía necesaria para inducir la circulación oceánica.

La energía que llega a la Tierra procede del Sol, la atmósfera es casi transparente a esta radiación entrante, pero para los océanos no. La energía que llega a los océanos es absorbida por la capa superficial que es muy fina en comparación a la profundidad oceánica. Por ser la Tierra esférica y rotar alrededor del Sol con un cierto ángulo de inclinación, la cantidad de calor que recibe el océano varía con la latitud y la estación del año. De esta forma, la energía que la atmósfera transmite al océano no se distribuirá de forma uniforme a lo largo del globo (Iglesias et al., 2010), lo cual inducirá un estado energético distinto de los distintos procesos físicos oceánicos en el planeta.

Los principales procesos de interacción atmósfera-océano incluyen cambios de calor, intercambios de agua dulce entre la capa límite de los dos fluidos, variaciones de densidad, evaporación y cizalladura del viento. El océano se encuentra verticalmente estratificado en función de la temperatura y la densidad de sus aguas. La energía que se transfiere de la atmósfera a la capa superficial del océano conduce la circulación oceánica superficial. A su vez, la energía del océano vuelve a la atmósfera afectando a la circulación atmosférica, al tiempo y al clima. De esta forma, se cierra un ciclo continuo de transferencia de energía y materia que es vital para la comprensión de los diferentes procesos meteorológicos, climáticos y oceanográficos que tienen lugar en la Tierra (Iglesias et al., 2010).

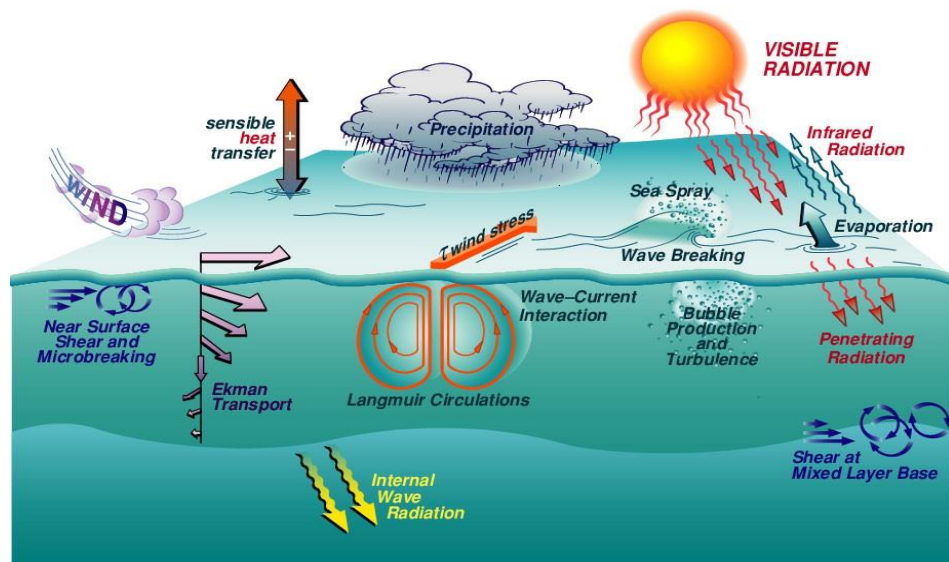


Figura 1. Principales procesos físicos de interacción entre la atmósfera-océano. (<http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/CBLASTmain.html>)

Los procesos físicos que tienen una mayor relevancia en la respuesta oceánica debido a la acción del viento sobre las capas más superficiales del océano, en el área de estudio de este proyecto son: Transporte de Ekman y Bombeo de Ekman, los cuales tienen una



contribución significativa de energía y momento en la dinámica del afloramiento costero (Stewart et al., 2004).

### 2.2.2. Transporte y Bombeo de Ekman.

El transporte de Ekman, originalmente descrito por V. W. Ekman, es el movimiento de las masas de agua de la capa superficial del océano con un ángulo de  $45^\circ$  con respecto a la dirección del viento. El transporte neto se obtiene integrando verticalmente la espiral de Ekman, proceso en que cada capa de agua del océano arrastra consigo por viscosidad la capa inmediatamente adyacente (Stewart et al., 2004). En la capa superficial se inicia con la acción del viento sobre el agua cercana a la superficie del océano, causando el movimiento de ésta. Debido a esto cada capa de agua es afectada por el movimiento de la capa superior. Por causa del efecto Coriolis, el movimiento de la superficie del océano se desvía hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur respecto a la dirección del viento en la superficie. Cada capa de agua que va siendo arrastrada por la capa superior experimenta el mismo efecto de desvío con respecto a la capa superior, aunque cada vez de menor magnitud; los vectores de movimiento forman la espiral de Ekman. El movimiento promedio de las aguas oceánicas en todas las profundidades (debido al transporte de Ekman) es aproximadamente de  $90^\circ$  hacia la derecha en el hemisferio norte y  $90^\circ$  a la izquierda en el hemisferio sur respecto a la dirección del viento en la superficie (Stewart et al., 2004).

La profundidad afectada por el transporte de Ekman está directamente relacionada con la viscosidad y la magnitud del efecto de Coriolis en ese punto (figura 2).

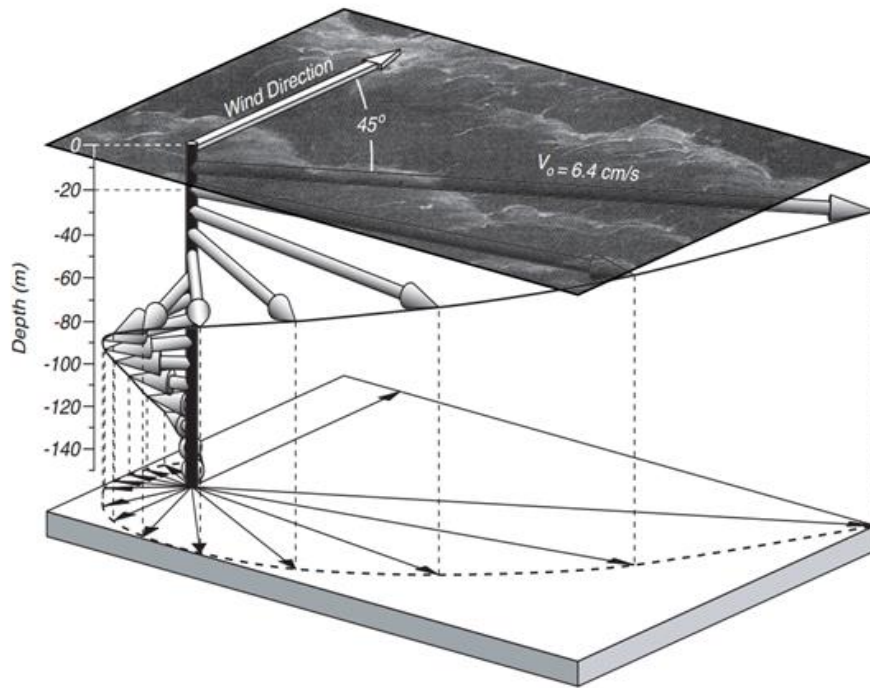


Figura 2. Corriente de Ekman generada por acción del viento a 35°N (Stewart et al., 2004).

La corriente de Ekman generada por acción del estrés de viento se puede expresar de forma general de la siguiente manera:

$$u_E = \pm V_0 \cos \left( \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z \right) \exp \left( \frac{\pi}{D_E} z \right);$$

$$v_E = V_0 \sin \left( \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z \right) \exp \left( \frac{\pi}{D_E} z \right);$$

$$V_0 = \frac{\sqrt{2\pi} |\tau|}{D_E \rho |f|};$$

Donde  $V_0$  es la rapidez de la corriente de Ekman en superficie,  $|\tau|$  es el módulo del estrés de viento en la superficie del océano;  $f$  es el parámetro de Coriolis el cual depende de la velocidad de rotación de la tierra y la latitud;  $\rho$  representa la densidad del mar;  $D_E$  es la profundidad que abarca la espiral de Ekman; Los términos  $u_E$ ,  $v_E$  son las componentes

direccionales de la corriente de Ekman a un nivel de profundidad  $z$ ; El símbolo  $+$  se utiliza cuando se calcula la corriente en el hemisferio norte, mientras que  $-$  cuando se encuentra en el hemisferio sur. El transporte de Ekman ( $T$ ) se calcula de la siguiente forma:

$$\vec{T} = \frac{1}{\rho_0 |f|} \vec{\tau} \times \vec{k}$$

Los símbolos  $\rho_0$ ,  $f$  se definen como el caso anterior. En zona de borde-este, el afloramiento se debe a la componente paralela a la costa ( $\tau_{yn}$ ) por ello las ecuaciones del transporte y corriente de Ekman perpendiculares a la costa asociados se expresan de la siguiente:

$$T_{yn} = \frac{\tau_{yn}}{\rho_0 |f|}$$

$$V_0 = \frac{\sqrt{2\pi} \tau_{yn}}{D_E \rho |f|};$$

Existe un mecanismo secundario que también contribuye a la dinámica del afloramiento costero: Bombeo de Ekman. El bombeo de Ekman se origina por las variaciones espaciales del viento cerca de la superficie. Este induce áreas de convergencia y divergencia de agua en la capa de Ekman. En las áreas de divergencia (convergencia), por conservación del volumen del agua, esta es impulsada hacia arriba (abajo) con velocidad vertical situada en la capa de Ekman como indica la figura 3.

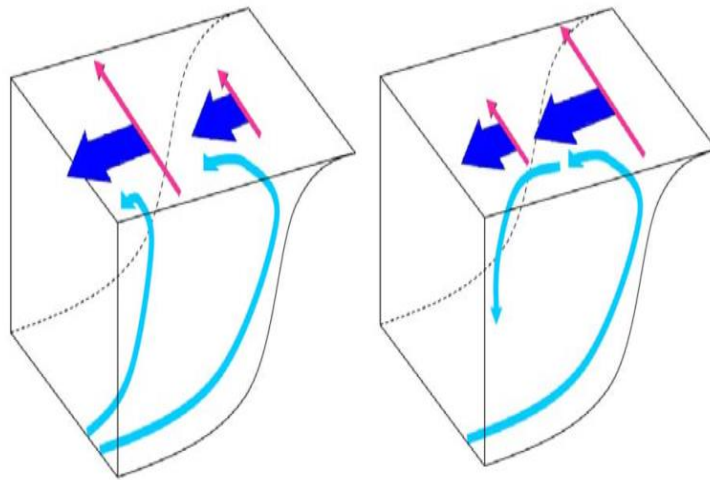


Figura 3. Esquema del efecto del bombeo de Ekman en los bordes orientales del hemisferio norte, las flechas rosadas representan, vientos costeros, las flechas azul oscuro el transporte de Ekman offshore, las flechas celestes están asociadas al afloramiento (izquierda) o hundimiento (derecha) (Bel et al., 2009).

Matemáticamente el bombeo de Ekman se puede expresar de la siguiente forma:

$$W_{Ekman} = \frac{1}{\rho_0 f} \left( \frac{\partial \tau_w^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_w^x}{\partial y} \right)$$

Donde  $W_{Ekman}$  representa el bombeo de Ekman y las demás variables quedan definidas de igual forma como se definieron anteriormente para el transporte de Ekman.

### 2.2.3. Ecosistemas de afloramiento de borde oriental.

Los Ecosistemas de Afloramiento de Borde Oriental (EABO) son algunas de las áreas más productivas de los ecosistemas marinos del mundo; Los cuatro principales son, Los sistemas de corrientes canarias, California, Humboldt y Benguela, las cuales proveen un quinto de la captura global de peces (Montecino et al., 2009). Estos sistemas de afloramiento (figura 4) se destacan por tener una dinámica oceánica muy influenciada por los procesos de transporte y bombeo de Ekman. Los EABO se caracterizan espacialmente por ser flanjas estrechas en el océano que se extienden latitudinalmente a lo largo de

varios miles de kilómetros y longitudinalmente su anchura que puede variar entre 20-200km mar adentro respecto de las plataformas continentales (Fréon et al., 2009).

En estas regiones, los vientos intensos combinados con la rotación de la tierra generan el fenómeno de afloramiento costero, físicamente se caracteriza por traer masas de agua fría, rica en nutrientes desde las profundidades del océano (del orden de 50-200 m) hacia la superficie. Las llegadas de esta agua hacia las capas superficiales son expuestas a la luz del sol, esto gatilla la producción primaria, la cual es base de la red de alimentos altamente productiva (Fréon et al., 2009).

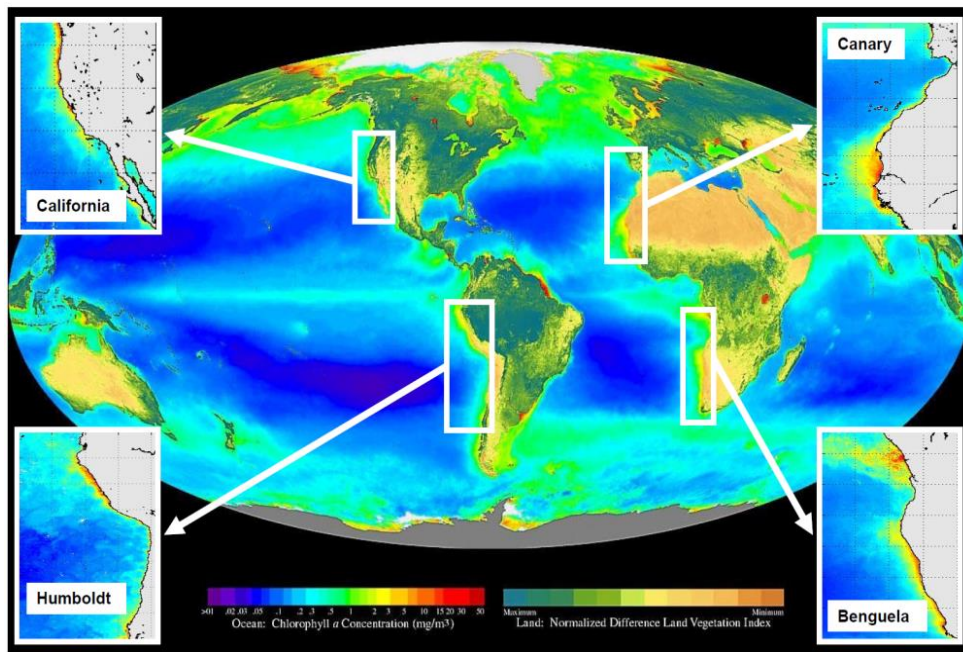


Figura 4. Promedio de la concentración de clorofila en la superficie ( ) para el periodo 09/1997-08/2000 datos del satélite SeaWiFS. Los cuatro principales EABO se indican: la corriente de California, la corriente de Humboldt, la corriente de Canarias y la Corriente de Benguela (Bel et al., 2009).

#### 2.2.4. Sistema de Corrientes de Humboldt.

El Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH) es uno de los más importantes ecosistemas de afloramiento de borde oriental, debido a su notable producción de pequeños peces pelágicos. Geográficamente se extiende desde el sur de Chile ( $45^{\circ}\text{S}$ ), donde la deriva del oeste se intercepta con el continente sudamericano, hasta el norte del Perú ( $4^{\circ}\text{S}$ ), donde las aguas frías afloradas convergen con las aguas cálidas tropicales formando el frente ecuatorial (Montecino et al., 2009). El dominio a lo largo del sistema no es uniforme, abarca tres subsistemas de afloramiento respecto a la productividad bien marcados: (a) un sistema de afloramiento de productividad estacional en el centro-sur de Chile, (b) sistema de baja productividad en norte de Chile y sur del Perú (sombra de afloramiento) y (c) Sistema de afloramiento del Perú altamente productivo durante todo el año.

Para comprender los factores de la variabilidad espacial y temporal del afloramiento costero en SCH, es necesario caracterizar la variabilidad del principal forzante que origina el afloramiento costero: los vientos superficiales a lo largo de la costa, los cuales serán caracterizados a distintas escalas temporales para observar y entender su influencia en la dinámica del afloramiento costero peruano.

#### 2.2.5 Variabilidad temporal del viento en SCH.

En el SCH y otros sistemas de afloramiento de borde oriental, las condiciones favorables de afloramiento son principalmente establecidas por el estrés de viento a lo largo de la costa. El viento presenta zonas de caída de rapidez de frente de la costa (drop-off viento costero), ventiladores expansivos frente a los cabos en condiciones supercríticas (jets

costeros de viento) entre otros efectos de la topografía costera (Belmadani et al., 2014; Capet et al., 2004).

### **Distribución espacial del estado promedio anual del viento en el SCH.**

La distribución espacial del viento anual promedio en el SCH (figura 5) se caracteriza principalmente por presentar dirección paralela a la línea de costa, el cual induce el proceso del afloramiento costero. Se evidencia además de ello, una caída en la intensidad de la velocidad del viento de mar adentro hacia la costa a lo largo de la costa del Perú, la presencia de jets costeros en 5°S, 15°S y 30°S, donde los vientos favorables al afloramiento son localmente más intensos (Belmadani et al., 2014).

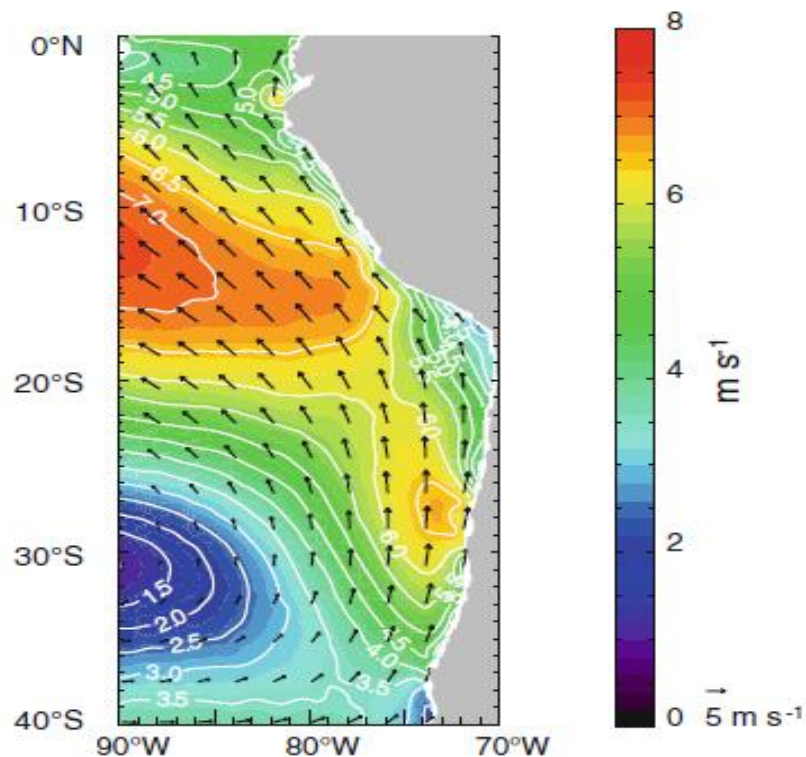


Figura 5 Intensidad de la velocidad del viento superficial promedio (en colores y contornos) según SCOW (promedio 2000-2008). Las flechas negras indican la dirección del viento (Belmadani et al., 2014).



### Variabilidad estacional del viento en el SCH.

El ciclo estacional de los vientos en SCH, es ilustrado en la figura 6 mediante promedios bimensuales de viento, en base a 11 años de datos QuikSCAT (1999-2009). Se observa el predominio durante todo el año de la componente del viento paralela a la costa en las latitudes bajas y subtropicales en la región costera cercana, con la notable excepción del sector al norte de la cuenca marina de Arica (entre  $\sim 16^{\circ}$ - $18^{\circ}$ S, la línea de costa cambia abruptamente) donde los vientos del sur inciden en la costa oblicuamente (Rahn et al., 2014).

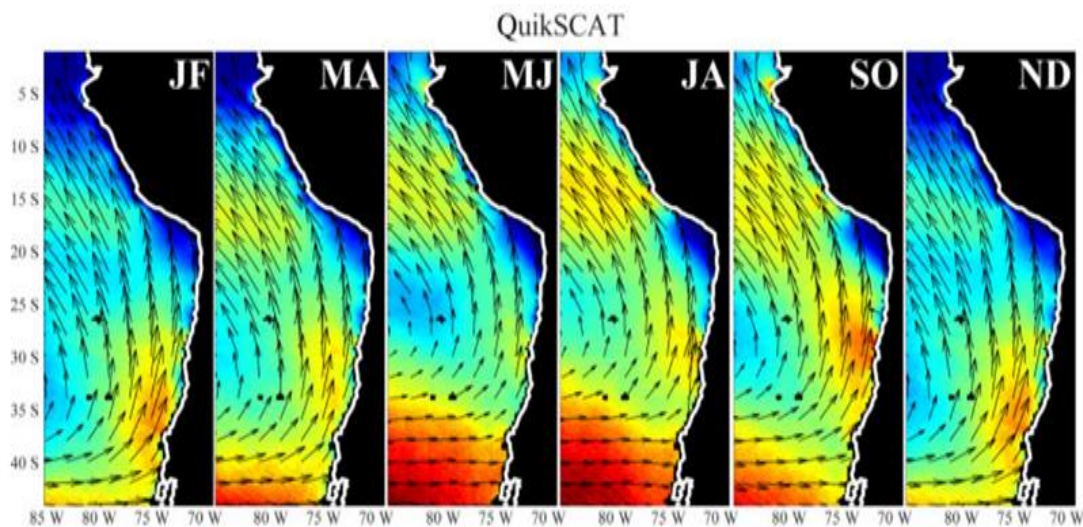


Figura 6. Velocidad del viento superficial promedio bimensual (200-2008). En colores la velocidad del viento, flechas negras indican dirección del viento. (Rahn et al., 2014).

La figura 6, muestra que, durante los meses de noviembre a febrero, el viento es intenso frente a la costa centro de Chile y débil frente a la costa de Perú. Mientras que durante marzo hasta junio los vientos paralelos a la costa decrecen frente al centro de Chile y los vientos del oeste se convirtieron en dominantes en la zona costera sur de  $35^{\circ}$ S, al mismo tiempo, los vientos del sur se incrementan en bajas latitudes, alcanzando su máximo en el



invierno austral (julio-agosto) frente a la región de Pisco en el centro del Perú (Rahn et al., 2014).

En base a ello se puede concluir que el viento costero presenta una variabilidad estacional marcada frente al centro de Chile comparado con el norte-centro del Perú, comportándose de modo inverso. Esto se debe principalmente a la influencia remota del Anticiclón del Pacífico Sur, el cual influye en la intensidad de los vientos paralelos a la costa. Este se desplaza en dirección al norte en los meses de julio-agosto y en dirección sur en los meses de diciembre-enero, lo que intensifica a los vientos más cercanos de su núcleo.

#### **Variabilidad intra-estacional del viento en el SCH.**

Una importante característica climatológica en SCH, es la variabilidad intra-estacional de los vientos superficiales. Los vientos favorables al afloramiento frente a Chile exhiben particularmente una fuerte variabilidad de este tipo, ella está relacionada con la formación intermitente de jets costeros (Renault et al., 2009). Un patrón similar de variabilidad de vientos es encontrado frente al centro del Perú, con una extensión meridional reducida y magnitud más débil comparado al centro de Chile (Goubanova et al. 2010).

Observaciones (VOCALS-Rex cruise, octubre 2008) presentada en Goubanova et al., 2010 sugieren que la intensificación del viento cerca de Pisco ( $13^{\circ}7'S$ ,  $76^{\circ}12'W$ ) comparten muchas características en común con los jets costeros ubicados frente de Chile. La figura (7a) se puede observar que la variabilidad intra-estacional más intensa en el SCH se ubica en el centro de Chile, mientras que en Pisco ( $15^{\circ}S$ ) se puede observar una intensa variabilidad local intra-estacional respecto al centro del Perú, la cual no es tan intensa como en el del centro de Chile. (7.b) muestra un ciclo estacional de la velocidad

del viento a lo largo de la costa sobre toda la región de afloramiento Perú-Chile. Se destacan las regiones con eventos de Jets costeros con máximo local ubicados en las regiones de Pisco (a 15°S) y la de Coquimbo (29°57'S, 71°21'W). Estas dos regiones experimentan un fuera de fase del ciclo estacional, con fuertes vientos paralelos a la costa ocurriendo en octubre-marzo (abril-setiembre) en el centro de Chile (Perú).

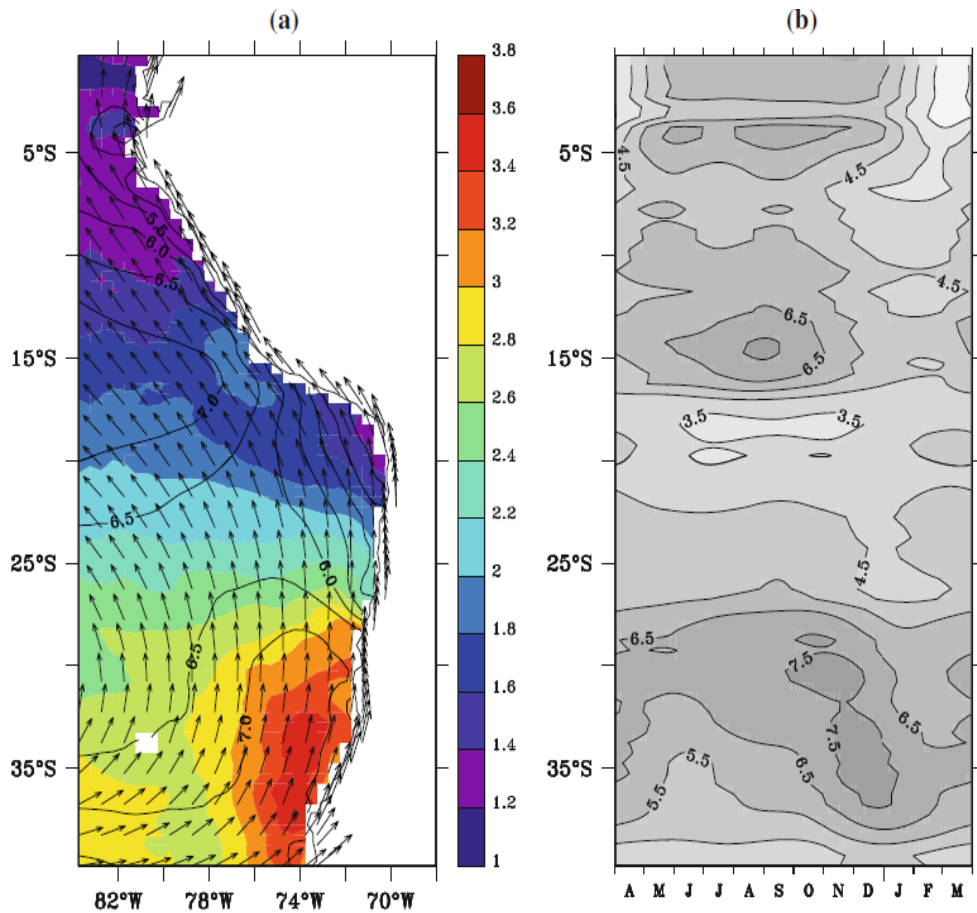


Figura 7. (a) Viento superficial frente a las costas de Chile-Perú datos QuickSCAT para el periodo 2000-2008. Velocidad de viento promedio (Contornos), variabilidad intra-estacional de la velocidad del viento (Colores), las fechas negras en tierra indican la dirección media del viento cerca a la costa. (b) Ciclo promedio estacional de la velocidad del viento paralelo a la costa al oeste de América del Sur. Goubanova et al., 2010.

A pesar del hecho que la variabilidad del viento frente al centro del Perú muestre muchas características comunes con los llamados patrones de Jets Costeros frente al centro de Chile (Renault et al., 2009), su dinámica aún no es clara. Los jets costeros en el centro

de Chile, a escala regional (~200-300km) es probable que esté relacionado a la migración del anticiclón a latitudes medias (Renault et al., 2009) y podría ser considerado como un forzante externo de los sistemas de afloramiento. Existe un número de procesos por el cual el esfuerzo del viento paralelo a la costa a escala intra-estacional podría tener un impacto en las condiciones medias del afloramiento. Por ejemplo, la variabilidad de los vientos podría producir mezcla, reduciendo el efecto del bombeo de Ekman en la temperatura superficial del mar, por el incremento de la profundidad de la capa de mezcla (Dewitte et al., 2011).

### **Variabilidad del ciclo diurno del viento en el SCH.**

Una relevante característica climatológica en la variabilidad de los vientos es su ciclo diurno cercanos a la superficie del océano en el SCH. Se observó que el viento diurno, llamado frecuentemente brisa marina, puede forzar corrientes complejas baroclínicas cerca a la costa, particularmente próximo a latitudes críticas ( $\pm 30^\circ$ , Lerczak et al., 2001). La respuesta oceánica a la variabilidad diurna de los vientos puede incluir intensificación de la rapidez de las corrientes en superficie, rotación en las corrientes. Los cuales podrían dominar la respuesta oceánica producida por la variabilidad de la alta frecuencia del viento sobre la plataforma frente a Concepción (Sobarzo et al., 2010).

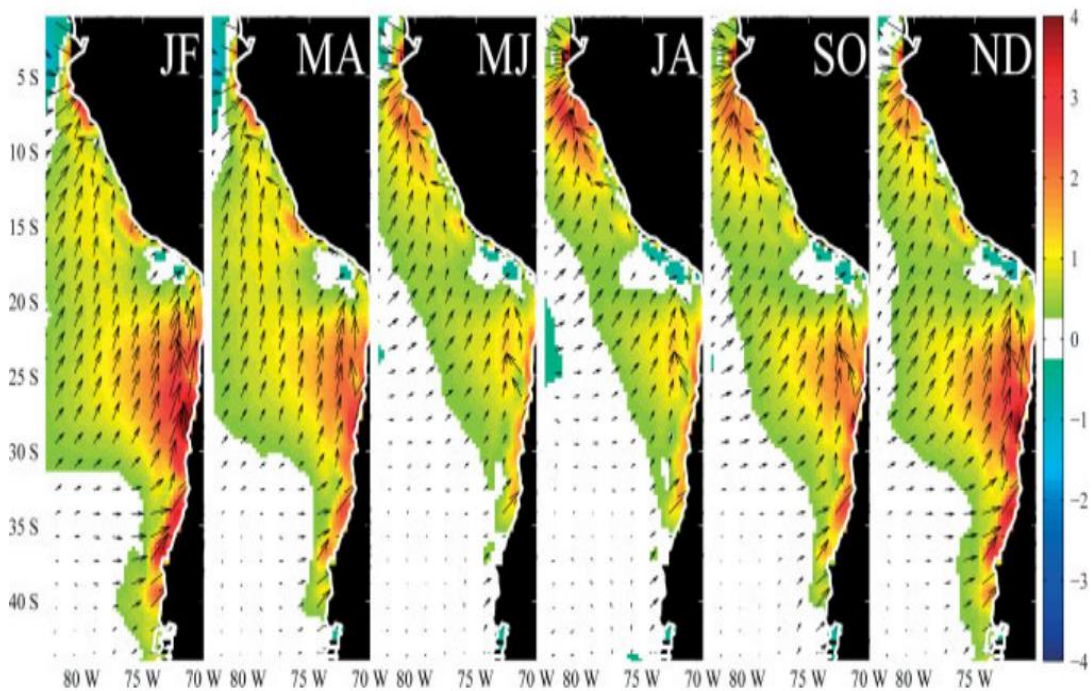


Figura 8. Diferencia de la velocidad del viento superficial (diferencia noche- día). En colores la magnitud de la diferencia de la velocidad del viento, flechas negras indican la diferencia vectorial de la dirección del viento. (Rahn et al., 2014).

La figura 8, muestra que la mayor diferencia de la intensidad de los vientos noche-día a lo largo de la costa se ubica entre los 20°S -30°S y esta a su vez exhibe una gran extensión meridional (~300km) en promedio. Según Rahn et al., 2014, la diferencia diurna en la intensidad del viento en norte-centro de Chile es en gran parte causada por el aumento de la duración del tiempo de día en el sur durante los meses de verano; En contraste, a la variación diurna a lo largo de la costa sur-centro del Perú es débil, y alcanza su máximo durante su estación de vientos fuertes (junio a setiembre) (Rahn et al., 2014).

En Sobarzo et al., 2010 indica que para el centro de Chile (30°S), los vientos sinópticos son típicamente provenientes del sureste durante la primavera y el verano; Además de ello su variabilidad está conectada al Anticiclón del Pacífico Sur, mientras que la variabilidad diaria es impulsada principalmente por los gradientes térmicos cercanos a la

costa, los cuales se ven favorecidos durante los periodos de vientos de afloramiento favorable.

#### 2.2.6 Circulación de corrientes marinas y estructura espacial de la temperatura en SCH.

##### **Distribución de espacial de Corrientes marinas en SCH.**

Muchos estudios basados en estimaciones de fluidos geostroficados y modelos de circulación general o regional del océano se han llevado a cabo para comprender los patrones de circulación del Pacífico Oriental Tropical. Existen dos mayores sistemas de circulación en el Pacífico Oriental Tropical. El Sistema de Corrientes Ecuatorial está compuesta de corrientes cuasi zonales: Sub-corriente Ecuatorial y las Contracorrientes Sub-superficial Sur primaria y secundaria, la cual fluyen en dirección este, en la sub-superficie; La Corriente Ecuatorial Sur, fluye en dirección oeste cerca de la superficie (Montes et al., 2010; Penven et al., 2005). El otro sistema mayor es el sistema de corrientes de Perú, la cual está compuesta de corrientes que están fuertemente influenciadas por la presencia de la masa continental de América del Sur (Montes et al., 2010).

Distribuyéndose en superficie tenemos la Corriente Costera peruana, la cual fluye en dirección noreste paralelamente a la línea de costa y la Corriente Peruana-Oceánica desplazándose en dirección este; En sub-superficie, la Contracorriente peruano-chilena y la corriente sub-superficial Perú-Chile con dirección hacia el polo sur, la cual se representa esquemáticamente en la figura 9.

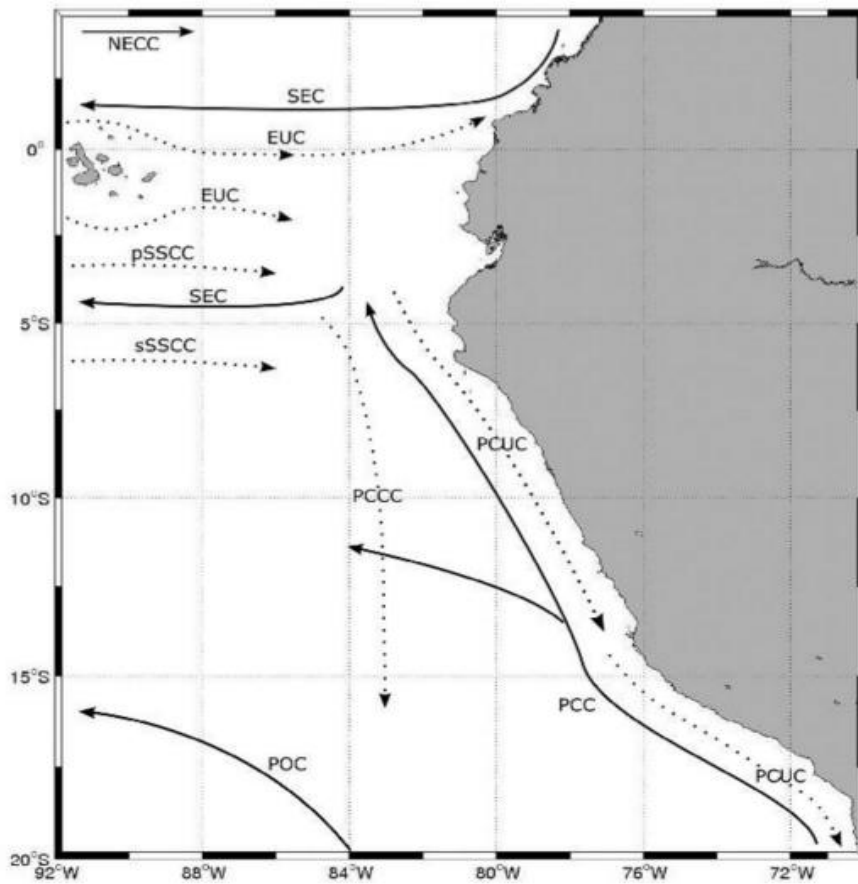


Figura 9. Esquema de circulación oceánica para el Pacífico Oriental Tropical. Las líneas solidas indican las corrientes superficiales y las punteadas muestran corrientes sub-superficiales. NECC representa a Contracorriente ecuatorial norte; SEC: Corriente ecuatorial Sur; EUC: Sub-corriente Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Sub-superficial Sur Primaria; sSSCC: Contracorriente Sub-superficial Sur Secundaria; PCC: Corriente Costera Peruana; POC: Corriente Oceánica Peruana; PCUC: Sub-corriente Perú-Chile y PCCC: Contracorriente Perú-Chile (Montes et al., 2010).

La corriente sub-superficial ubicada más al norte es la EUC, se extiende en profundidad desde 30 hasta 200m, localizada entre 1.5°N y 1.5°S. Esta fluye en dirección este con velocidades máximas de 20-30 cm/s (Montes et al., 2010). Las corrientes pSSCC y sSSCC están localizadas entre 3°-4.5°S y 6°-8°S respectivamente, ambas fluyen en dirección este con velocidades máximas de alrededor 5 cm/s a 15 cm/s (Montes et al., 2010). Costa afuera, la POC se extiende desde la superficie hasta 700m de profundidad, esta sigue una distancia de la costa de 1000-1500km y vira en dirección este en alrededor

15°S-20°S (Penven et al., 2005). Siguiendo en la costa, la PCC también conocida como corriente de Humboldt, está asociada al afloramiento costero de aguas frías y saladas. Esta corriente alimenta a la SEC formando la lengua fría ecuatorial, visible al noroeste de Cabo Blanco (4°S). El ciclo estacional de la PCC no es bien conocido, sin embargo, algunas medidas indican que posee velocidad máxima en el invierno (Penven et al. 2005). La PCUC fluye en dirección hacia el polo sur sobre el talud, este posee una velocidad máxima de 15cm/s cerca al talud y una profundidad de alrededor de 100-150m (Montes et al., 2010; Penven et al., 2005). Esta corriente domina los primeros 180km de la costa. La PCUC se origina en parte de la EUC la cual se divide en las Islas Galápagos. Una rama continúa sub-superficial a lo largo del Ecuador y gira al sur para formar la PCUC, mientras la otra rama fluye en dirección sureste para alcanzar la costa en alrededor 5°S (Penven et al., 2005). El 30% de las masas de agua que conforman la PCUC son suministradas directamente por tres fuentes ecuatoriales sub-superficiales: EUC, pSSCC y sSSCC. El ~35% proviene del afloramiento que surge por masas de agua por debajo de la PCUC (y la circulación asociado hacia el ecuador a lo largo de la costa) y el resto (~35%) provienen de las corrientes difusas débiles al sur de 9°S (Montes et al., 2010).

### **Impacto de la circulación general de corrientes en la distribución espacial de la temperatura en SCH.**

La corriente sub-superficial peruano-chilena, ha sido rastreada a lo largo de la plataforma continental y la parte superior de talud desde ~5°S frente a Perú hasta ~40°S frente a Chile. Esta corriente trae masas de agua relativamente frías, saladas, rica en nutrientes, pobres en oxígeno y con débil estratificación (Chaigneau et al., 2013) hacia la superficie. Esta tiene un impacto en la distribución espacial y medida de la temperatura a lo largo del SCH. La termoclina frente a Perú es bastante aguda y poco profunda en superficie,

mientras que frente a Chile es más profunda y abierta (Colas et al., 2012). El promedio anual de la temperatura del agua aflorada en la plataforma continental es 16°C frente a Perú y 15°C en Chile.

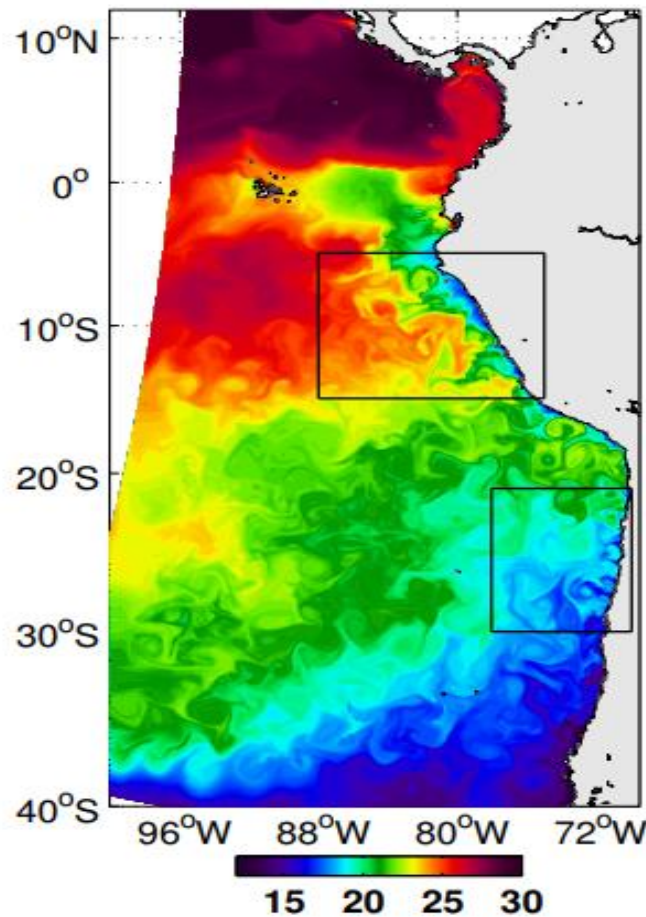


Figura 10. Snapshot de la temperatura superficial del mar (SST). Colas et al., 2012.

En la figura 10, se observa que a lo largo de la costa peruana la SST es más fría comparada con las temperaturas mar afuera, esto es debido al ascenso de aguas profundas más frías producida por el afloramiento costero. A escala de tiempo de menor periodo se puede observar procesos producidos por las inestabilidades en las corrientes costeras (del tipo barotrópicas y/o baroclínicas) que afectan la distribución espacial de la SST cerca de la costa mediante la presencia de filamentos, remolinos y frentes (Colas et al., 2012).



### 2.2.7 Influencia del viento en el afloramiento costero.

La influencia del viento en la dinámica del afloramiento del SCH desde la perspectiva física, ha observado condiciones favorables a lo largo de la costa como resultado de la influencia del Anticiclón de Pacífico Sur (APS) en latitudes subtropicales (Dewitte et al., 2011). El cual impulsa a los vientos paralelos a la costa en dirección norte desde 40°S hasta el ecuador. Mientras al frente del centro de Chile, estos vientos son intensos debido a su cercana localización al centro del APS. En Perú ellos tienden a debilitarse, ya que alimentan de la rama sureste de los vientos alisios ecuatoriales (Dewitte et al., 2011). A pesar de esta débil circulación paralela a la costa, el afloramiento puede ser tan intenso como en el centro de Chile esto es debido a su proximidad con el ecuador (bajas latitudes) haciendo más efectivo el transporte y bombeo de Ekman.

### 2.2.8 Respuesta del afloramiento a distintos perfiles de viento costero.

La estructura espacial del viento frente a la costa posee fuerte influencia en los patrones de circulación del afloramiento, temperatura superficial del mar y procesos biogeoquímicos en las regiones costeras (Capet et al., 2004). En las costas de California y Perú, donde los vientos dominantes a lo largo de la costa favorecen la circulación del afloramiento, los numerosos cabos y cadenas montañosas inducen anomalías locales en el viento (Capet et al., 2004). Estas son capturadas cuantitativamente en modelos atmosféricos a meso-escala, no obstante, su comportamiento aun no es del todo claro.

En base a datos de viento COAMPS frente al centro de California, se exhibió una transición en la velocidad de los vientos a lo largo de la costa dentro de una franja costera estrecha, donde el esfuerzo del viento disminuye a cerca de considerablemente su valor mar afuera como se ve en la figura 11.

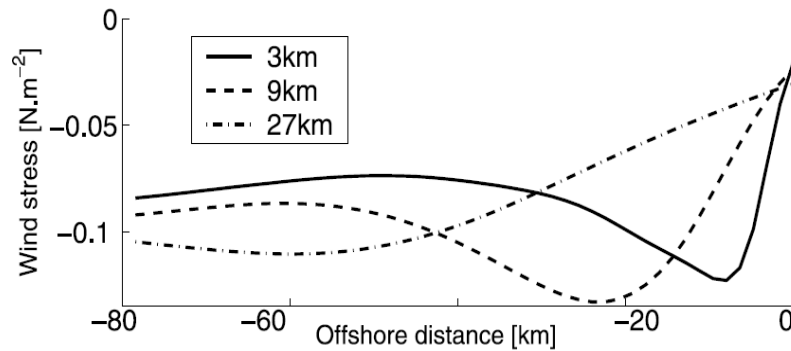


Figura 11. Estrés de viento a lo largo de la costa COAMPS vs. La distancia a la costa en 3 distintas resoluciones espaciales. El viento es promediado sobre intervalos de 30km a lo largo de la costa al sur de Pt. Sur durante agosto 2003 (Capet et al., 2004).

Una posible causa física de esta caída de la rapidez del viento es el cambio del arrastre en la superficie y capa de contorno, el cual son asuntos delicados y complejos en el modelamiento atmosférico (Capet et al., 2004). Los correspondientes perfiles transversales (figura 11) del estrés de viento promediado sobre la región de Pt. Sur todos muestran extremos y caída de viento cerca a la costa, sin embargo, sus estructuras difieren significativamente con la resolución. En particular, esta caída de viento tiene lugar a lo largo de una región cada vez más pequeña a medida que aumenta la resolución espacial y aumentando proporcionalmente los rotores de viento, lo cual indica que la verdadera estructura del viento es indeterminada para las prácticas actuales en modelamiento.

En base a Capet et al., 2004, la competencia entre divergencia costera (transporte) y el bombeo de Ekman explica como los perfiles de viento cerca a la costa afectan la circulación del afloramiento. La ocurrencia de la caída de viento cerca a la costa favorece a la distribución vertical y horizontal del bombeo de Ekman. Siendo este último mecanismo más eficaz en elevar parcelas de masas de agua profunda hacia cerca de la superficie.

### 2.2.9 Causantes de anomalías de viento a meso-escala en zonas de afloramiento costero.

Estudios observacionales han mostrado que variaciones a meso-escala en la temperatura superficial del mar (SST) están asociadas con variaciones en el estrés del viento (Boe et al., 2011). Este vínculo entre la SST y el viento se encuentra a través de los océanos de todo el mundo donde existen fuertes frentes de SST (Boe et al., 2011). Los efectos a meso-escala de la SST en el viento están bien documentados, por lo que tiene el potencial de desempeñar un papel importante en la determinación del estado climático promedio en las zonas costeras de afloramiento. Existe un rol importante de la orografía local en las variaciones de la rapidez del viento a meso-escala (Dewitte et al., 2011; Boe et al., 2011; Sobarzo et al., 2010); En el trabajo de Boe et al., 2011, en California se encontró que los efectos orográficos pueden influir en la relación de la variabilidad del viento con la variabilidad de la SST y además estos llegan hacer dominantes cerca a la costa (~150km).

### 2.2.10 Respuesta Oceánica a la variabilidad diaria del viento: Un estudio para el norte-centro de Chile.

Las siguientes afirmaciones son basadas en los resultados del trabajo realizado por Aguirre et al. 2014. El cual consistió en comparar la respuesta oceánica de la variabilidad sinóptica del viento diario con respecto a la respuesta que se obtendría con la variabilidad de un viento climatológico mensual para la región de estudio ubicada entre 27°S-42°S (norte y centro de Chile), limitada lateralmente por 78°W y el litoral costero.

Se observó que en los perfiles de las simulaciones para las corrientes geostróficas (no mostrado aquí) son muy similares en promedio para el verano austral. De forma similar

se comparó la distribución espacial de la SST a lo largo del dominio, obteniéndose patrones muy similares, sin cambios significativos en su distribución espacial (figura 12). Las corrientes ageostróficas fueron estimadas sustrayendo las corrientes geostroficas (se obtienen en base al nivel del mar) del total de corrientes. Se obtuvo para las simulaciones un patrón muy similar en la corriente ageostróficas (corriente de Ekman). Sin embargo, la fricción a lo largo de las interacciones no lineales incrementa las corrientes ageostróficas cerca a la costa.

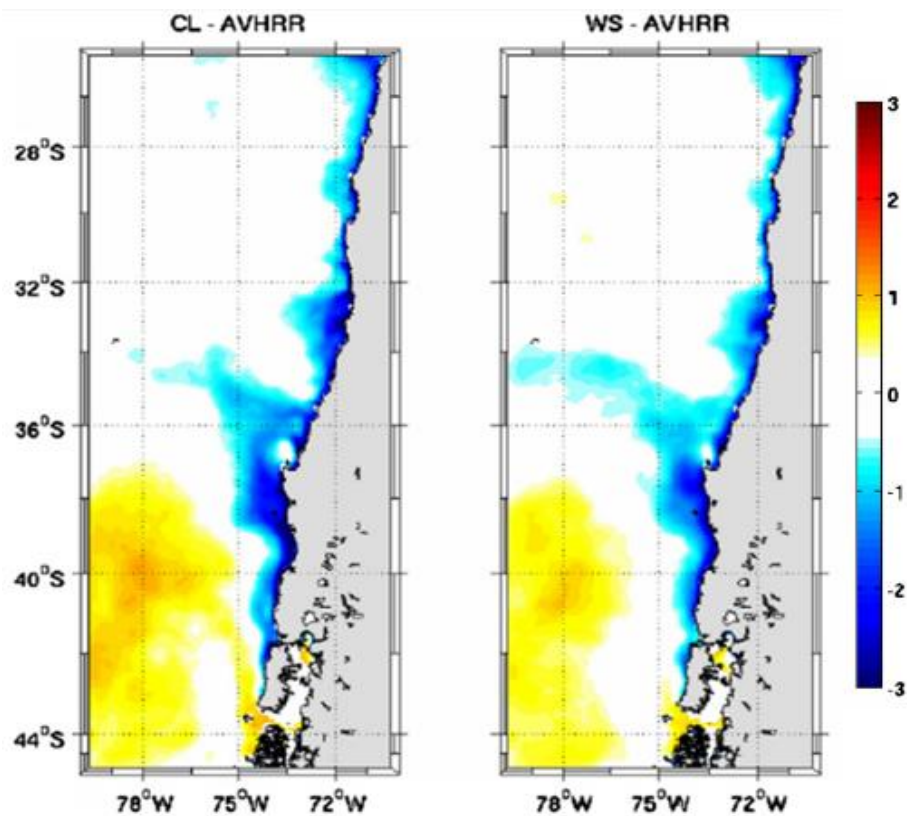


Figura 12. (Izquierda) Diferencia del promedio en verano de datos de SST simulada con datos climatológicos de viento menos datos satelitales AVRR. (Derecha) Diferencia de datos de la SST simulada con datos diarios de viento menos datos satelitales AVRR. (Aguirre et al. 2014).

La energía cinética turbulenta (EKE por sus siglas en inglés) es un indicador a meso-escala de las inestabilidades que existen en las corrientes marinas. Estas pueden ser del tipo baroclínicas o barotrópicas (Stewart et al., 2004; Marchesiello et al., 2003). En general, en la región mar adentro frente al centro y sur de Chile, el patrón espacial de la

EKE geostrófica es similar en todas las simulaciones y muestra una buena concordancia espacial con los datos satelitales. Sin embargo, estas son entre 40 a 60% más grandes que los observados (Aguirre et al., 2014). Respecto al cálculo de la EKE ageostrófica en el norte y centro de Chile, se observa que existe una importante mayor intensidad de EKE cerca a la costa para los datos simulados forzados con viento diario comparado con los datos obtenidos mediante un forzante de viento climatológico (Aguirre et al., 2014). Esto indica que existe variabilidad en la circulación de corrientes asociada principalmente a la variabilidad de la corriente de Ekman. La cual no es detectada bajo simulaciones forzadas con vientos de baja frecuencia, como indica la figura 13.

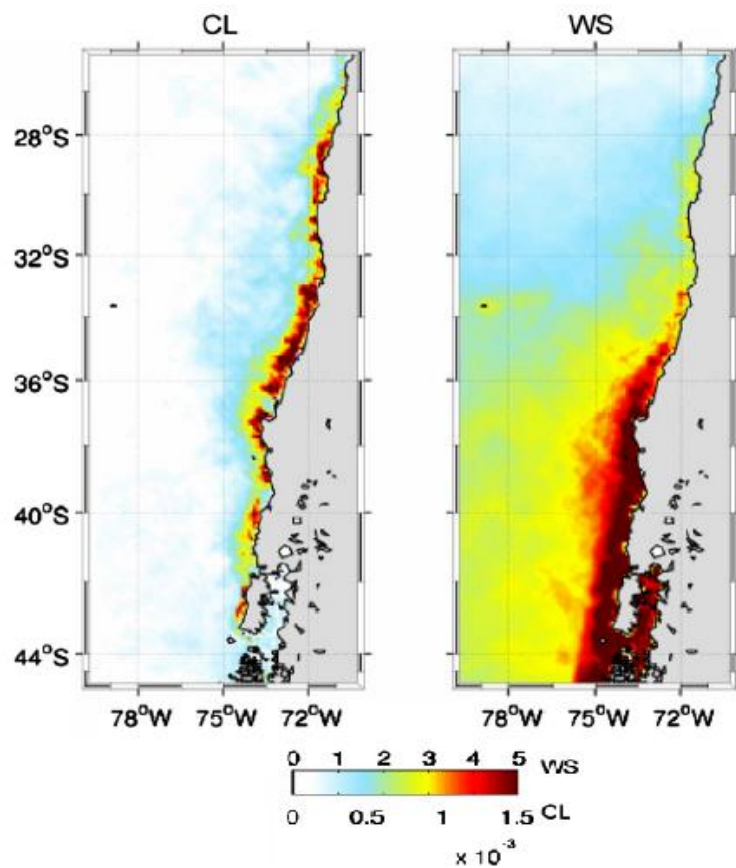


Figura 13. (Izquierda) promedio de EKE-ageostrófica simulada con datos de viento climatológicos. (Derecha) promedio de EKE-ageostrófica simulada con datos de viento diario. (Aguirre et al. 2014).

### 2.2.11 Respuesta Oceánica a la variabilidad intra-estacional del estrés de viento en el centro del Perú.

En el trabajo de Dewitte et al. 2011, un análisis de covarianza reveló una coherencia significativa entre el estrés de viento y las anomalías de SST frente a la región de Pisco (15°S). El cual fue consistente con el bombeo de Ekman y la dinámica del transporte. En la región de Piura (5°S), los patrones de co-variabilidad están representados por dos procesos a diferentes escalas temporales: uno directamente asociado a la dinámica de Ekman y otro asociado con el forzante remoto de ondas Kelvin oceánicas intra-estacional. La variabilidad e importancia de estos dos regímenes son evidenciadas mediante un análisis de wavelet sobre datos en la región de estudio respectiva.

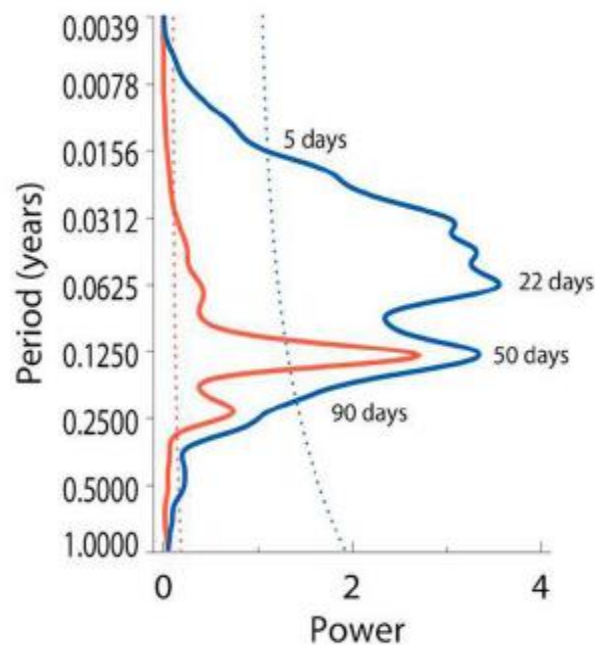


Figura 14. Espectro integrado de Wavelet frente el centro del Perú, para las series de tiempo de SST (rojo) y estrés de viento (azul). Las líneas punteadas representan intervalo de confianza al 95% estimado en base a Markov (Dewitte et al., 2011).

En la figura anterior de los dos regímenes observados (para el estrés de viento), posee un bajo periodo (10-25 días), el cual está asociado a la dinámica del transporte/bombeo de Ekman y es forzado remotamente por las perturbaciones atmosféricas migratorias del

anticiclón del Pacífico sureste (Dewitte et al. 2011). El otro régimen con un periodo alto (35-60 días) está asociado con forzantes combinados de ondas Kelvin ecuatoriales y perturbaciones atmosféricas migratorias de latitudes medias (Dewitte et al. 2011).

### **2.3. Justificación de la investigación.**

La región de afloramiento costero peruano es una zona que se caracteriza por mostrar una intensa actividad física y biogeoquímica en las capas más someras del océano. Es por ello que es necesario comprender el efecto de la variabilidad de la alta frecuencia del viento en los procesos físicos en el océano. Dado que un mejor entendimiento de estos procesos permitirá una mejor administración y sostenibilidad de los recursos marinos existentes frente a la costa peruana, la cual es parte fundamental en la economía del país.

Actualmente existen pocos trabajos que han estudiado el viento y su variabilidad a una escala temporal diaria frente a las costas de Perú, es por ello, que este trabajo busca suplir ese vacío de conocimiento para esta área de estudio. Asimismo, este estudio contribuirá en indicar si el efecto de la alta frecuencia (frecuencia diaria) del viento es lo suficientemente significativo comparado con el efecto que podrá inducir el viento climatológico (frecuencia mensual) sobre los procesos físicos asociados al afloramiento costero. Esto permitiría indicar la importancia de esta variabilidad en los procesos físicos marinos, los cuales condicionan fuertemente la actividad biogeoquímica y ecológica del sistema.

Además de ello medir el efecto de la alta frecuencia del viento en las trayectorias de partículas advectadas por el flujo de corrientes y procesos turbulentos es necesario. Esto es imperante ya que dado el caso de ser este efecto significativo respecto al estado

promedio de las trayectorias producidas por acción del viento climatológico (mensual, estacional) contribuirá en mejorar el realismo de las simulaciones en el campo de la biología marina relacionado a la advección larval.

### 2.3.2. Pregunta central.

¿Existe algún impacto significativo en el estado promedio y variabilidad de las variables físicas y actividad turbulenta asociada al afloramiento costero debido a la variabilidad de la alta frecuencia de los vientos locales frente a la región del Perú?

### 2.3.3. Hipótesis.

H: La alta frecuencia de los vientos locales no afecta el estado promedio de las condiciones oceanográficas físicas en el afloramiento costero, sin embargo, genera una modificación significativa de la actividad turbulenta de meso-escala y de la dispersión de partículas frente a la costa de Perú.

## **2.4 Objetivos de la investigación científica.**

### 2.4.1 Objetivo General

- Analizar el efecto de la alta frecuencia de viento sobre el estado promedio y variabilidad temporal de las variables físicas asociadas al sistema de afloramiento costero peruano.
- Analizar el efecto de la alta frecuencia del viento en la actividad turbulenta a meso-escala y dispersión de partículas frente al Perú.

### 2.4.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar la variabilidad temporal y distribución de la velocidad de los vientos ASCAT (2008-2012).



- Analizar el efecto del viento diario en el estado promedio y variabilidad de las variables oceanográficas físicas asociadas al afloramiento costero utilizando dos simulaciones oceánicas forzadas por un viento climatológico y un viento diario.
- Analizar el efecto del viento diario en el estado promedio y variabilidad de los indicadores de la actividad turbulenta en la zona costera peruana utilizando las dos simulaciones.
- Evaluar del efecto de la variabilidad de la alta frecuencia de viento en la advección oceánica de partículas mediante el uso de diagnósticos de dispersión en la zona costera peruana.

### **3. METODOLOGÍA.**

Para realizar la validación o nulidad de la hipótesis, se plantea utilizar la siguiente metodología.

#### **3.1. Diseño experimental.**

##### **3.1.1. Área de estudio.**

El área de estudio (figura 15) se ubica latitudinalmente entre 7°S-15°S limitado lateralmente por la línea de costa y 400km mar afuera en promedio. Esta área engloba principalmente el centro y norte del Perú, los cuales se caracterizan por tener cierto grado de variabilidad espacial y temporal en la intensidad del viento. Particularmente en Pisco (15°S) y Piura (5°S) muestran condiciones orográficas que influyen en la intensidad de los vientos (Dewitte et al. 2011) y en consecuencia afectan la dinámica de la física afloramiento costero; Se consideran tres distancias principales para abarcar este estudio, la primera 400km frente a la costa el cual nos permite cuantificar el impacto del viento diario en el sistema de corrientes y su actividad turbulenta a mesoescala, el segundo a 70km de distancia en el cual se evaluó su impacto en la temperatura y dispersión de partículas en la región de afloramiento costero, asimismo a esta distancia se estudió la variabilidad del viento frente a la costa; finalmente la región a 35km de distancia el cual se utiliza de forma auxiliar para detectar los cambios más fuertes o significativos en las variables físicas asociado al afloramiento frente a la costa.

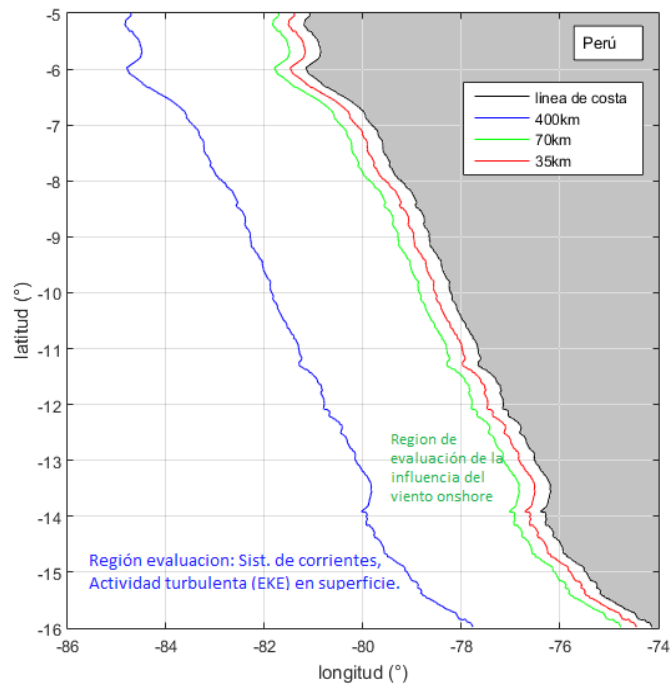


Figura 15. Región de estudio.

### 3.1.2. Descripción del modelo.

The Regional Ocean Modeling System (ROMS), es un modelo numérico tridimensional de alta resolución espacial. Está construida en base en un conjunto de ecuaciones diferenciales físicas (basadas en conservación del momentum, principios hidrostáticos). ROMS es usado para investigar la influencia de la alta frecuencia de viento en la dinámica de afloramiento mediante un conjunto de simulaciones; las cuales se distinguen entre ellas por la frecuencia del forzante de viento sobre el sistema.

### 3.1.3. Configuración del “Sistema de Corriente frente al Perú”

Para reproducir la circulación regional del sistema de corrientes incluyendo rapidez media, dinámica de afloramiento, y variabilidad intrínseca a meso-escala, se configura el modelo ROMS para simular una solución realista para la región frente a la costa oeste de América del Sur en el sureste del océano Pacífico.

El dominio del modelo se extiende desde 5°S hasta 16°S a lo largo de la costa, además de ello posee una extensión de hasta 880 km frente a la costa con una resolución horizontal de ~2.2 km; lo que permite resolver de manera adecuada el frente térmico asociado al afloramiento costero y los procesos turbulentos a meso-escala (Penven et al. 2005). La configuración tiene 42 niveles verticales (coordenadas sigma). Su información de temperatura, salinidad, corrientes, nivel del mar proviene de una simulación realizada con ROMS para una región más grande del sistema de Humboldt, con una resolución horizontal de 7.5km (ver Colas et al., 2012 para detalles de esta simulación). Los forzantes atmosféricos que serán utilizados para esta simulación vienen de una climatología COADS para los flujos de calor y evaporación/precipitación. El forzante viento viene de una climatología mensual ASCAT (para el periodo 2008-2012) para la simulación de control. El forzante viento para la simulación con viento de alta frecuencia viene del producto de viento diario ASCAT (para el periodo 2008-2012).

La simulación a 7.5km fue ejecutada para un periodo de 8 años; después de un periodo de 3 años de estabilización, la data del modelo fue interpolada a una grilla de 2.2km y esta fue tomada como condición inicial y de frontera para ser nuevamente ejecutada por otros 5 años, siendo estas últimas salidas las analizadas en este trabajo para ambas simulaciones.

#### 3.1.4. Configuración de la simulación de la dispersión de partículas frente a la costa de Perú.

Para determinar las trayectorias de partículas desplazadas libremente en el océano se utilizó el software ROMS-offline; el cual utiliza los campos de corrientes producidas por

el modelo ROMS, En el artículo de Montes et al. 2010, se ha mostrado que este software puede ser utilizado para reproducir adecuadamente la advección libre de partículas (movimiento lagrangiano). Los campos producidos por las simulaciones oceánicas forzadas por el viento climatológico y de alta frecuencia serán utilizadas para evaluar su efecto sobre las trayectorias de las partículas y su dispersión frente a la región de la plataforma peruana.

La estrategia para el estudio de advección de partículas en el área de estudio se plantea con la siguiente:

Tabla 1. Configuración para el estudio de advección de partículas.

| Configuración                                   | Especificación  |
|---|---|
| Cobertura temporal.                             | 2 lanzamientos mensuales ubicados temporalmente en el inicio y quincena de cada mes durante un periodo de 5 años.   |
| Zonas de liberación de partículas.              | <p>EXPERIMENTO 1 (Distribución en superficie)<br/>                     -Se evalúan 3 regiones con una distribución espacial uniforme de partículas en superficie (~1m de profundidad). La primera 7°S-10°S y la segunda comprendida entre 10°S-13.5°S y la tercera entre 13°S-15°S; Distribuidas sobre la plataforma continental. La cual está representada por la línea de costa y offshore por la isobata de 200m.</p> <p>EXPERIMENTO 2 (Distribución en profundidad)<br/>                     -Se evalúa una sola región conjunta desde 7°S-15°S, distribuidas uniformemente a una profundidad inicial entre 15-30m, distribuidas sobre la plataforma continental definida como en el experimento 1.</p> |
| Numero de partículas liberadas por lanzamiento. | <p>2000 (EXPERIMENTO 1)</p> <p>5428 (EXPERIMENTO 2)</p>   |

### 3.2. Muestra.

#### 3.2.1. Descripción de datos de viento ASCAT.

Los vientos en la superficie del océano ASCAT son medidos a 10m por encima de la superficie del mar (posición de estabilidad neutral del viento). Estos productos de ASCAT fueron procesados y descargados del sitio web <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/Daily/> utilizando mediciones provistas por el satélite EUMETSAT METOP a una resolución espacial de 25km. Los forzantes de viento utilizados en este proyecto para el proceso de simulación fueron productos de vientos ASCAT. Para la primera simulación se utilizó un viento climatológico mensual ASCAT (2008-2012) interpolado, el cual se vuelve utilizar en el modelo para cada año de simulación. Para la segunda simulación, el cual utiliza un forzante de viento de alta frecuencia, se utilizó un producto diario de viento ASCAT para el periodo 2008-2012 interpolado en su dominio.

### 3.3. Operalización de las variables.

A continuación, se presentarán las variables que representaran cuantitativamente los procesos físicos del afloramiento costero y las variables que actúan como forzantes de esos procesos con sus respectivas unidades de medida.

#### 3.3.1. Variables Independientes.

Tabla 2. Forzantes de las simulaciones de interés.

| Variable              | Unidades   |
|-----------------------|------------|
| Velocidad del viento. | $m.s^{-1}$ |
| Stress de viento.     | $N.m^{-2}$ |

### 3.3.2. Variables Dependientes.

Tabla 3. Principales variables asociadas al afloramiento costero obtenidas mediante simulación numérica.

| <b>Variable</b>                       | <b>Unidades</b>                 |
|---------------------------------------|---------------------------------|
| Velocidad zonal del agua de mar.      | cm/s                            |
| Velocidad meridional del agua de mar. | cm/s                            |
| Velocidad vertical del agua de mar.   | m/día                           |
| Temperatura del mar.                  | °C                              |
| Profundidad de la capa de mezcla.     | m                               |
| Nivel del mar.                        | m                               |
| Energía cinética turbulenta           | cm <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> |

### 3.4. Procedimientos y técnicas.

#### 3.4.1. Calculo del viento paralelo a la costa.

Para caracterizar el viento a lo largo de la costa se procederá, mediante la proyección geométrica del vector viento compuesto por sus componentes zonal y meridional. Los cuáles serán proyectados en dirección a un ángulo determinado por la pendiente línea de costa.

$$v_{costa} = \cos\theta \cdot \sqrt{u^2 + v^2}$$

Donde  $\theta$  es el ángulo determinado por la velocidad del viento y la línea de costa,  $u$  y  $v$  son la velocidad del viento en las direcciones zonal y meridional respectivamente, y denotan las coordenadas espaciales en superficie del punto donde se está calculando el viento.

### 3.4.2. Análisis de varianza y espectro de datos.

**Estadísticas básicas:** Para estudiar la variabilidad espacio-temporal de las variables físicas independientes y dependientes se procedió a realizar cálculos tales como:

Análisis de distribuciones espaciales:

*Mapa promedio:* Un promedio global de los mapas de las variables físicas para determinar las zonas de actividad intensa en un periodo de tiempo determinado el cual puede ser quincenal, mensual, estacional o anual.

*Mapas de varianza:* Cálculo de la varianza para los mapas en un periodo de tiempo determinado. Esto es útil para determinar la estabilidad temporal de los patrones promedios obtenidos.

*Perfiles o secciones verticales:* Adecuado para observar la distribución espacial de una variable en función de la profundidad, especialmente útil para el análisis de corrientes marinas, capa de mezcla y temperatura del mar.

#### **Análisis de variaciones temporales:**

*Series de tiempo:* Mediante promedios mensuales se procederá analizar variaciones estacionales de las variables físicas asociadas al afloramiento costero.

Cálculos estadísticos. Histogramas de distribución, filtros de mapas y series de tiempo usando promedios móviles o interpolados según sea el caso entre otros.

Un análisis de varianza de datos de viento nos permite cuantificar la variabilidad del viento para un determinado periodo de tiempo. Lo cual es muy efectivo para calcular la variabilidad espacial del viento mediante mapas de varianza. Lo que nos permitirá afirmar estadísticamente en qué lugar el viento es más variable.

El cálculo del promedio y varianza de un grupo de “n” datos se calcula en base a las siguientes expresiones respectivamente. Denotamos  $x_i$  como el valor de interés de la



variable de estudio en el tiempo  $i$ ;  $\bar{x}$  denotara el promedio mensual de los datos;  $\sigma^2$  denota la varianza mensual correspondiente a la data estudiada.

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2;$$

Este cálculo se realizó para la obtención del estado promedio y variabilidad sobre la región de estudio. Evaluado en cada grilla del modelo sobre toda todo el dominio de estudio para una base de datos de viento ASCAT y variable oceánica físicas (SST, nivel de mar, corrientes, entre otras) producidas por simulaciones del modelo ROMS para un periodo de tiempo determinado. Para complementar lo anteriormente mencionado, un análisis mediante el uso de espectros simple y/o wavelet, los cuales nos permite identificar la magnitud de la variabilidad del viento a diferentes periodos temporales y el comportamiento de la variabilidad a lo largo del periodo de estudio. Esta técnica se basa mediante el uso de la transformada de Fourier y de Wavelet. Los cuales consiste en descomponer una señal (serie de tiempo) en una suma de funciones sinusoidales de diferentes periodos. Para este proyecto se plantea utilizar esta metodología para caracterizar la variabilidad temporal del viento de alta frecuencia a lo largo de una franja costera frente al Perú. Específicamente se busca identificar frecuencias dominantes en una señal de datos de vientos y además caracterizar la ocurrencia en el tiempo de estas señales de alta frecuencia de viento sobre su espectro de potencias.

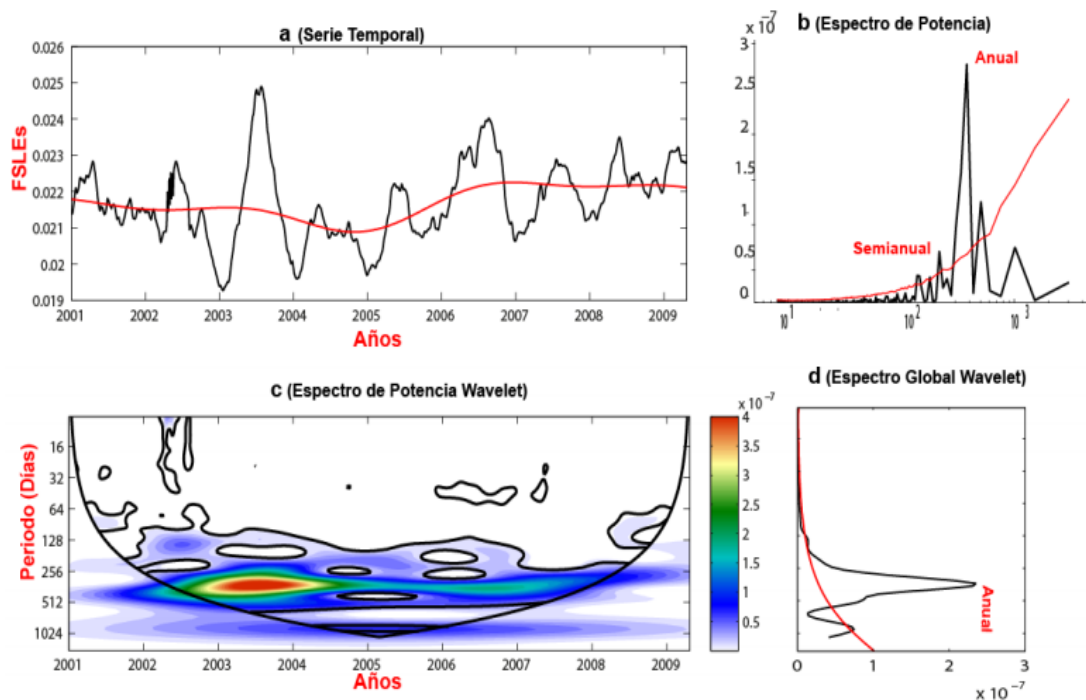


Figura 16. Ejemplo de un diagrama de espectro de Wavelet el permite encontrar frecuencias dominantes en una señal de datos y proporciona información del comportamiento de la variabilidad en todo el periodo de tiempo. (Imagen perteneciente a Sosa et al. 2011)

### 3.4.3. Diagnósticos de variables oceánicas.

Para el estudio del impacto de la variabilidad del viento sobre el proceso físico del afloramiento costero se evaluaron el estado promedio y variabilidad de las variables físicas asociadas a la actividad turbulenta; Las cuales son el sistema de corrientes marinas (geostrófica y ageostrófica), temperatura, profundidad de la capa de mezcla, energía cinética y energía cinética turbulenta; Estas dos últimas nos permiten evaluar la actividad turbulenta a meso-escala en el océano.

#### **Corriente geostrófica y ageostrófica.**

Se define la corriente geostrófica como aquella que es producto del equilibrio entre las fuerzas de gradiente de presión y el efecto Coriolis. Los campos de corrientes geostróficas

zonales ( $u_g$ ) y meridionales ( $v_g$ ) se calculan en base a los datos del nivel del mar. Este es denotado por las siglas SL en inglés. Matemáticamente las componentes geostrofica del campo de corrientes se calcula en base a las siguientes ecuaciones.

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial(SL)}{\partial y}; v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial(SL)}{\partial x}$$

En donde los términos g denotan la gravedad y f el parámetro de Coriolis para el punto espacial en donde se calcula la velocidad. Para el cálculo de la corriente ageostrofica se realiza en base a la diferencia de la corriente total y la componente geostrofica calculada previamente.

$$u_{ag} = u - u_g; v_{ag} = v - v_g$$

En base a los campos de velocidades de corrientes se puede calcular los siguientes indicadores o diagnósticos que permitirán cuantificar la actividad turbulenta en el océano.

Energía cinética (EK): La energía cinética (EK por sus siglas en inglés) es la medida del estado promedio energético de las corrientes en el océano, depende cuadráticamente de los componentes de la velocidad.

$$EK = \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$$

Donde u, v son las magnitudes de la velocidad de la corriente en la dirección zonal y meridional respectivamente.

Energía cinética turbulenta (EKE): La energía cinética turbulenta (EKE por sus siglas en inglés) es un indicador de la actividad turbulenta a meso-escala debida a las inestabilidades que existen en las corrientes marinas.

$$EKE = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2)$$

Las variables  $u'$ ,  $v'$  denotan las fluctuaciones de la rapidez de la corriente en la dirección zonal y meridional respectivamente; Esta fluctuación se define como la diferencia de la componente de la velocidad menos su estado promedio mensual, como queda expresado en la ecuación siguiente.

$$u' = u - \bar{u}; v' = v - \bar{v}.$$

### 3.5.5. Términos de generación de energía.

Calcular los términos de conversión de energía nos permite cuantificar que procesos físicos son la fuente para la generación de EKE (Belmadani et al., 2012; Marchesiello et al., 2003). Estimaciones energéticas son útiles para cuantificar la importancia de los mecanismos de inestabilidad e interacciones turbulentas en el océano. En base a las ecuaciones presentadas en Belmadani et al., 2012 y Marchesiello et al., 2003 se estimará sobre un volumen integrado de 100m de profundidad los términos de generación de energía.

Acción del viento sobre la superficie del océano: El término  $F_e K_e$  representa la energía transferida de las anomalías del estrés de viento hacia la energía cinética turbulenta (Belmadani et al., 2012).

$$F_e K_e = \frac{\overline{u' \tau'_x} + \overline{v' \tau'_y}}{\rho_0}$$

Donde  $u'$  y  $v'$  son las anomalías o perturbaciones (respecto al promedio mensual) de las componentes zonal y meridional de la corriente geostrofica en superficie respectivamente;  $\tau'_x, \tau'_y$  son las anomalías del estrés de viento superficial (respecto al

promedio mensual) en las direcciones zonal y meridional respectivamente,  $\rho_0$  denota densidad promedio en el océano. La barra en la parte superior de los sumandos denota promedios medio.

*Inestabilidades barotrópicas:* El termino  $K_m K_e$  representa la generación de EKE que ocurre a través conversión de energía cinética promedio del sistema hacia energía cinética turbulenta mediante conversiones barotrópicas (Belmadani et al., 2012). Se expresa de la siguiente manera:

$$K_m K_e = - \left( \overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{v'u'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)$$

En donde u, v y w son las componentes zonal, meridional y vertical de las corrientes respectivamente; x, y, z denotan las direcciones zonal, meridional y vertical. El apostrofe indica que se evalúan anomalías y la barra en la parte superior denota estado promedio.

*Inestabilidades baroclínicas:* El término  $P_e K_e$  representa la generación de EKE que ocurre a través de la transformación de la energía potencial turbulenta disponible hacia energía cinética turbulenta mediante conversiones baroclínicas. (Belmadani et al., 2012).

$$P_e K_e = - \frac{g}{\rho_0} \overline{\rho' w'}$$

En donde las variables  $\rho$  denota el termino de flotabilidad y  $\omega$  la componente vertical de la velocidad; El valor constante g denota la aceleración de la gravedad y  $\rho_0$  la densidad media del océano respectivamente. El apostrofe denota anomalía, mientras que la barra superior denota estado promedio.

#### 3.4.4. Análisis lagrangiano de la dispersión de partículas.

La oceanografía y la mecánica de fluidos distingue entre dos técnicas para medir corrientes: Lagrangianas y Eulerianas. El enfoque lagrangiano se basa en el seguimiento y análisis numérico de movimientos de las partículas o trazadores marcados en un medio líquido. Taylor en el 1922 utilizó esta teoría para describir los principios de la difusión turbulenta. Para determinar las trayectorias de partículas desplazadas libremente en el océano se utilizó el software ROMS-offline. Este software utiliza los campos de corrientes producidos por el modelo ROMS (Carr et al., 2008) para obtener trayectorias de partículas debido a procesos de advección. Se ha mostrado en Montes et al. 2010 que este software puede ser utilizado para reproducir adecuadamente la advección libre de partículas en el mar del Perú. Los campos de corrientes producidos por las simulaciones oceánicas forzadas por viento climatológico y de alta frecuencia serán utilizados para evaluar su efecto sobre las trayectorias de las partículas y su dispersión en la región de la plataforma peruana.

Para cuantificar el impacto del cambio de frecuencia de viento en los procesos dispersión frente a la costa del Perú; se cuantifico mediante el uso de términos estadísticos sobre la población de partículas advectadas basadas en el promedio aritmético y la desviación estándar de la distancia respecto a la costa, distancia desplazada y porcentajes de retención de partículas sobre las áreas de interés, las cuales son descritas en 3.1.4 para un periodo de tiempo advección libre de 15 días. Los valores de corriente simuladas por ROMS fueron interpolados en el tiempo con paso de 12h en el modelo ROMS-offline; Lo cual sirve para determinar las condiciones de advección de las partículas

## **4. RESULTADOS.**

### **4.1 Caracterización del viento costero frente a Perú.**

#### 4.1.1 Estado climatológico del viento.

La Figura 17 muestra el patrón espacial del promedio anual de la velocidad del viento frente al Perú basados en productos ASCAT durante el periodo de tiempo 2008-2012. Los vientos tienen dirección noroeste y son más fuertes mar adentro. Estos se debilitan acercándose a la costa y fluyen paralelos a la línea de costa. Los vientos a lo largo de la zona costera (franja costera de 70km) presenta velocidades menores, en promedio (~4.5 m/s), en la región entre 6.5°S y 10°S que van gradualmente aumentando en dirección sur. Alcanza sus máximos valores (~6 m/s) para la región comprendida entre 13.5°S y 16°S para luego disminuir gradualmente hasta alcanzar su valor mínimo promedio (~3.5 m/s) en la costa sur del Perú (17°S-19°S).

El viento costero frente a Perú además de ello presenta estacionalidad en su intensidad alcanzando valores máximos promedio (6 m/s) en los meses de invierno y valores mínimos promedio (3.5 m/s) en los meses de verano (figura 19). Esta estacionalidad del viento se debe principalmente a la influencia remota del Anticiclón del Pacífico Sur, que influye en la intensidad de los vientos paralelos a la costa intensificando a los vientos más cercanos a su núcleo (Rahn et al., 2014).

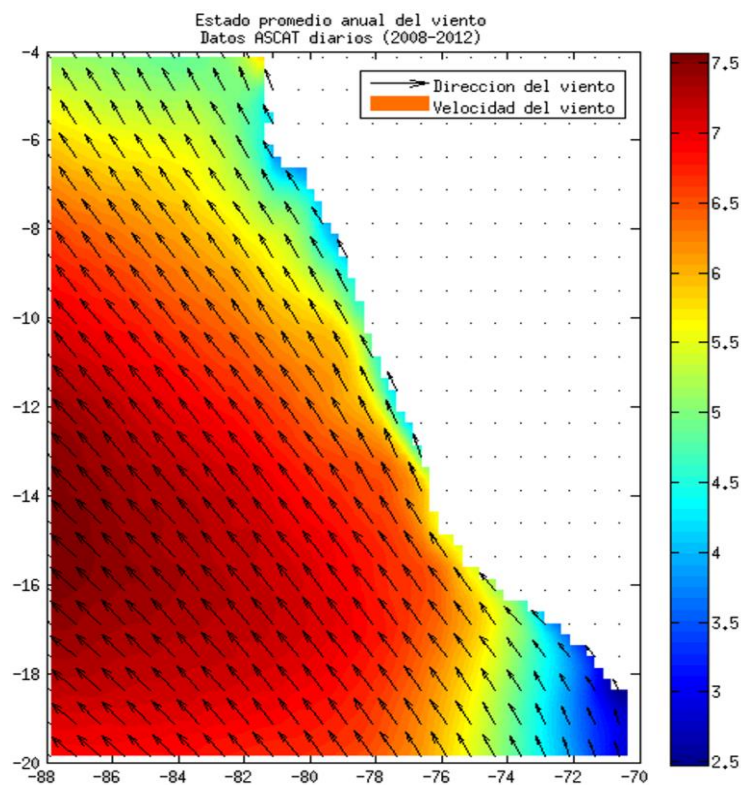


Figura 17. Promedio anual de velocidad de viento ASCAT 2008-2012 (m/s).

#### 4.1.2 Variabilidad mensual de la rapidez del viento.

La variabilidad del viento costero frente a Perú a diferentes escalas temporales ha sido estudiada (Chamorro et al., 2018, Rahn et al., 2014, Goubanova et al., 2010). Sin embargo, su variabilidad mensual no es bien conocida, así como los procesos físicos que impulsan esta variabilidad. En base a datos de velocidad de vientos ASCAT se calculó el promedio de la variabilidad mensual (varianza relativa a promedio de 30 días) del viento. Este modo de variabilidad se caracteriza por mostrar bajos valores en la región norte del Perú ( $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ) en promedio para la región comprendida entre  $4^\circ\text{S}$  hasta los  $10^\circ\text{S}$ , presentando una zona de máxima variabilidad centrada a  $\sim 14^\circ\text{S}$  ( $3.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ). Este pico de variabilidad está asociada directamente a la influencia anticiclón del pacífico sur (APS). Esto es debido al desplazamiento de su núcleo hacia el ecuador en los meses de invierno,



sumado el efecto orográfico producido por el jet costero ubicado en 15°S (Belmadani et al. 2014; Quijano et al. 2013; Quijano et al. 2011), el cual intensifica los vientos localmente a su vez que contribuye a su variabilidad.

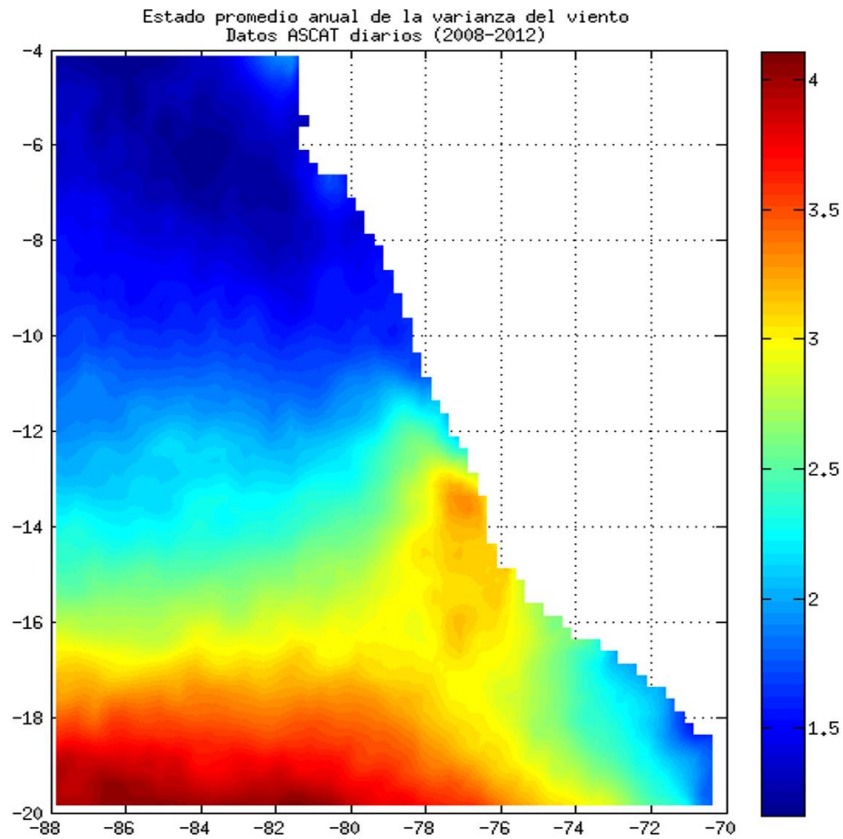


Figura 18. Varianza de la velocidad de viento ( $m^2/s^2$ )

La climatología mensual evaluada sobre una franja costera ubicada entre 7°-15°S (figura 19) muestra que la velocidad del viento y su variabilidad poseen un comportamiento estacional similares entre sí, es decir, valores mínimos de intensidad y variabilidad mensual ocurren en los meses de diciembre-febrero y los máximos en los meses de invierno. Esto coincide con el periodo de mayor proximidad del núcleo del APS frente a las costas peruanas. A pesar que, esta última muestra aparentemente ser el forzante dominante en la variabilidad del viento hacen falta más estudios para conocer el grado contribución a la variabilidad del viento costero de este fenómeno (Dewitte et al 2011).

Esto es debido a que el jet costero posee un rol localmente significativo en la intensificación del viento para la región en 15°S, como queda evidenciado en el aumento de la variabilidad local. Por ello, se puede clasificar espacialmente el viento costero frente a Perú de manera anual de la siguiente manera:

Tabla 4. Valores de velocidad promedio y varianza del viento costero 70km frente a la costa.

| Sección | Latitud (°) | Rapidez media (m/s) | Varianza media (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ) |
|---------|-------------|---------------------|--|
| Norte   | 4°-10°S     | ~4.7                | ~1.4   |
| Centro  | 10°-13°S    | ~4.9                | ~2.2   |
| Sur     | 13°-15°S    | ~5.2                | ~2.8   |

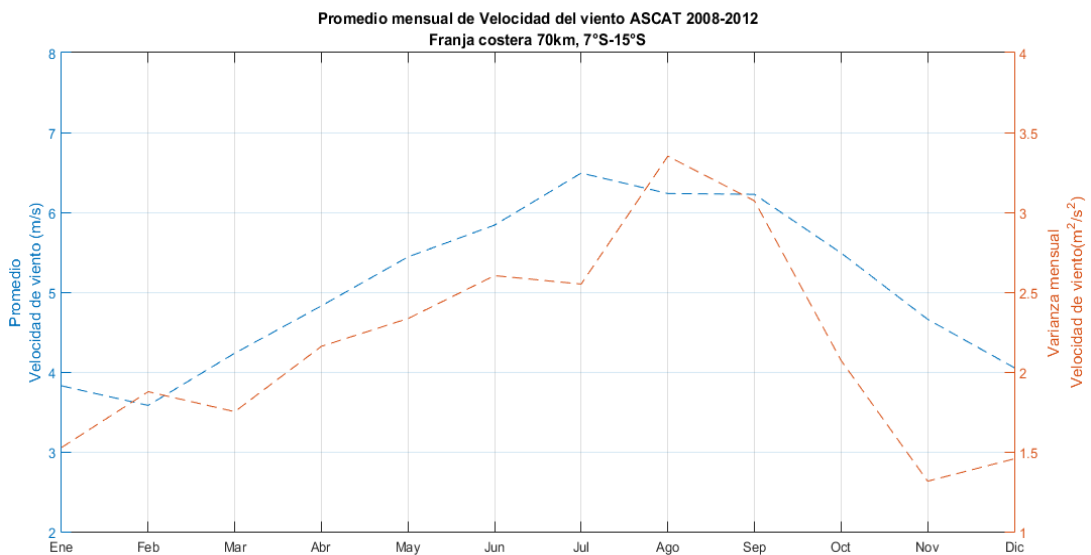


Figura 19. Promedio mensual de la intensidad de la velocidad del viento (azul) y su variabilidad (rojo) para la región comprendida entre 7°S-15°S a 70km frente a la costa.

#### 4.1.3 Modos de variabilidad del viento.

Para identificar las principales frecuencias(modos) que contribuyen a la variabilidad del viento, se construyó series de tiempo en base a promedios diarios de velocidad de viento.

Se evaluaron tres franjas costeras (norte 7°-10°S, centro 10°-13°S y sur 13°-15°S) ubicadas entre los primeros 70km frente a la línea de costa. La identificación de los rangos de frecuencia con mayor aporte energético se realizó mediante un periodograma. El periodograma permite la detección de señales periódicas presentes en el espectro de viento mediante su PSD (Power Spectral Density siglas en ingles), sin embargo, esta técnica nos muestra muchas limitaciones debido a la naturaleza de los datos de viento (ruido alto en la señal).

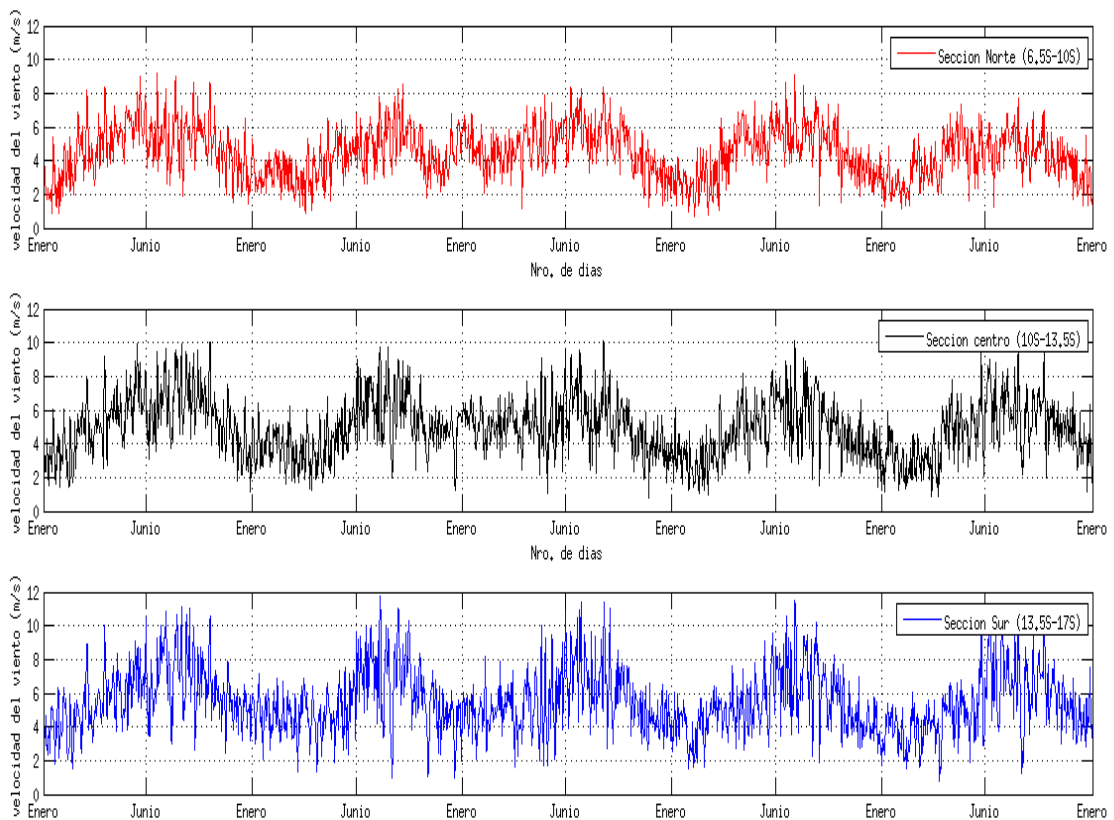


Figura 20. Serie de tiempo de viento diario promediado sobre los primeros 70km frente a la costa para distintas franjas costeras ubicadas a diferentes posiciones latitudinales (rojo 7°-10°S, negro 10°-13°S, azul 13°-15°S) en base a datos ASCAT 2008-2012.

La figura 20, nos muestra claramente la presencia bien marcada de un ciclo anual predominante a lo largo de toda la costa frente a Perú. Por otro lado, deja clara evidencia de existencia de otros ciclos de mayor frecuencia que contribuyen a la variabilidad del viento. Estas señales de alta frecuencia pueden afectar significativamente el comportamiento de la señal principal para ciertos periodos de tiempo, como indica claramente la serie de tiempo de la sección sur ( $13^{\circ}$ - $15^{\circ}$ S). Se observa que para los meses julio-septiembre para una escala de tiempo menores a un mes, el viento muestra un comportamiento muy cambiante con amplitudes que van desde 2 a 12m/s a pesar de tener en promedio una tendencia general al aumento de velocidad. Este mismo comportamiento también es evidenciado en la sección centro, pero con amplitudes de oscilación menores (3-10 m/s), para la sección norte presenta bajo ruido en su señal en promedio con amplitudes que van desde 4 a 8 m/s.

En base a estas señales se procede a calcular el periodograma (figura 21), el cual permite la identificación de las principales señales periódicas que conforman el espectro de viento.

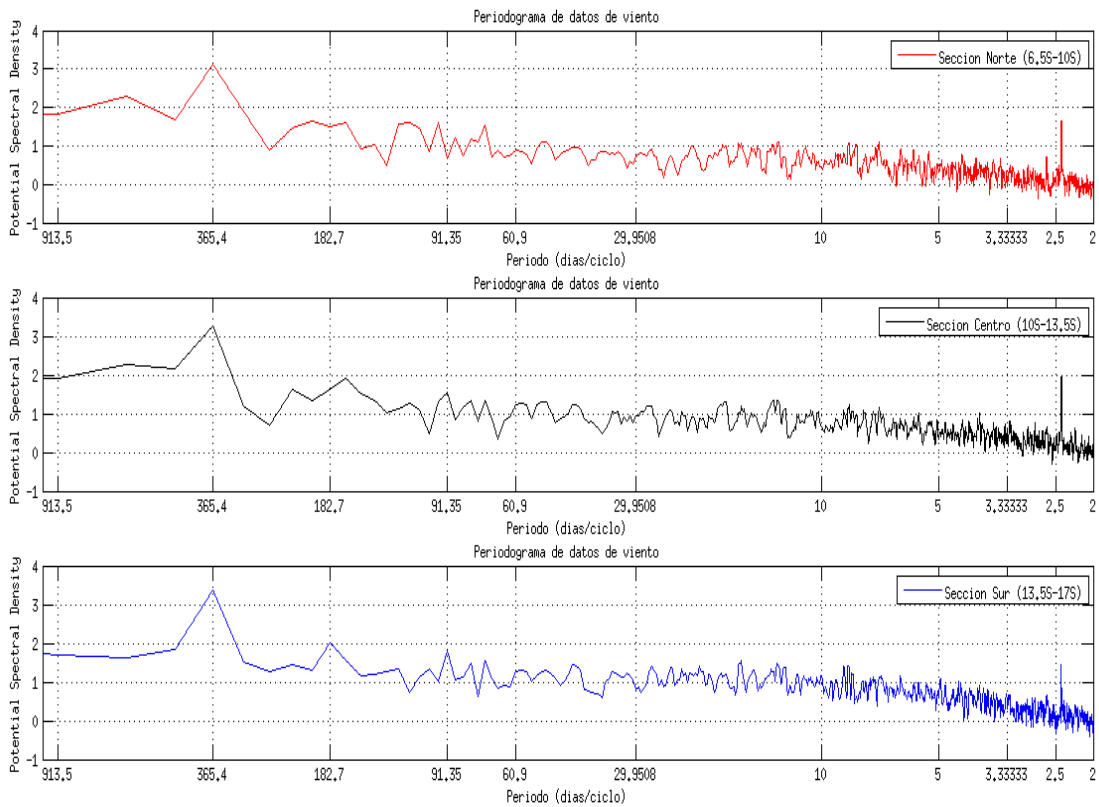


Figura 21. Periodograma de la serie de datos de viento a 70km de la costa para el periodo 2008-2012. Escala logarítmica de base 10.

La figura 21 indica que señales periódicas contribuyen a la variabilidad del viento frente al Perú. Estas se distribuyen de manera similar a lo largo de todo el litoral costero, mostrando una notoria dominancia de la señal anual. En el espectro se observa la presencia importante de señales de frecuencia interanual, lo cual podría catalogarse como el segundo modo de variabilidad del viento debido a su contribución a la densidad del espectro de poder; No obstante, a su vez es poco fiable estadísticamente por la poca cantidad de años evaluados (5 años). Por lo general las señales periódicas de alta frecuencia son menos importantes en su contribución a la variabilidad comparada con las señales de baja frecuencia (interanual, anual, estacional), pero no por ende esto indicaría que este factor es irrelevante en su variabilidad. El viento presenta señales intermitentes en su composición que no son estimados en el periodograma, debido a que no presentan

periodicidad. El espectro (figura 21) indica que existe un único pulso periódico de viento inter-diario (2d 10h) que muestra tener influencia importante en la variabilidad del viento. Su contribución energética en el espectro es incluso significativamente mayor a los mostrados por las componentes a baja frecuencia e igual de importante que pulsos periódicos interanuales. No obstante, al ser comparado con los espectros de datos de modelos de velocidad de viento (WRF, Era-Interim) no muestran tener pulsos importantes a esa frecuencia en sus espectros, es por ello, que ese pico podría no estar asociada a una condición física en la variabilidad del viento, sino a la periodicidad del procesamiento o captura de los datos por el satélite.

Para complementar el enfoque anterior se utilizó la transformada de Wavelet, la cual permite hacer detección de señales no periódicas o intermitentes en el espectro. Ella permite ubicar en el tiempo el momento que aparece la señal y además su duración. Para identificar la presencia y duración de estas señales no periódicas de viento de alta frecuencia en el tiempo, se procede a calcular el espectro de wavelet para la sección latitudinal 7°-15°S.

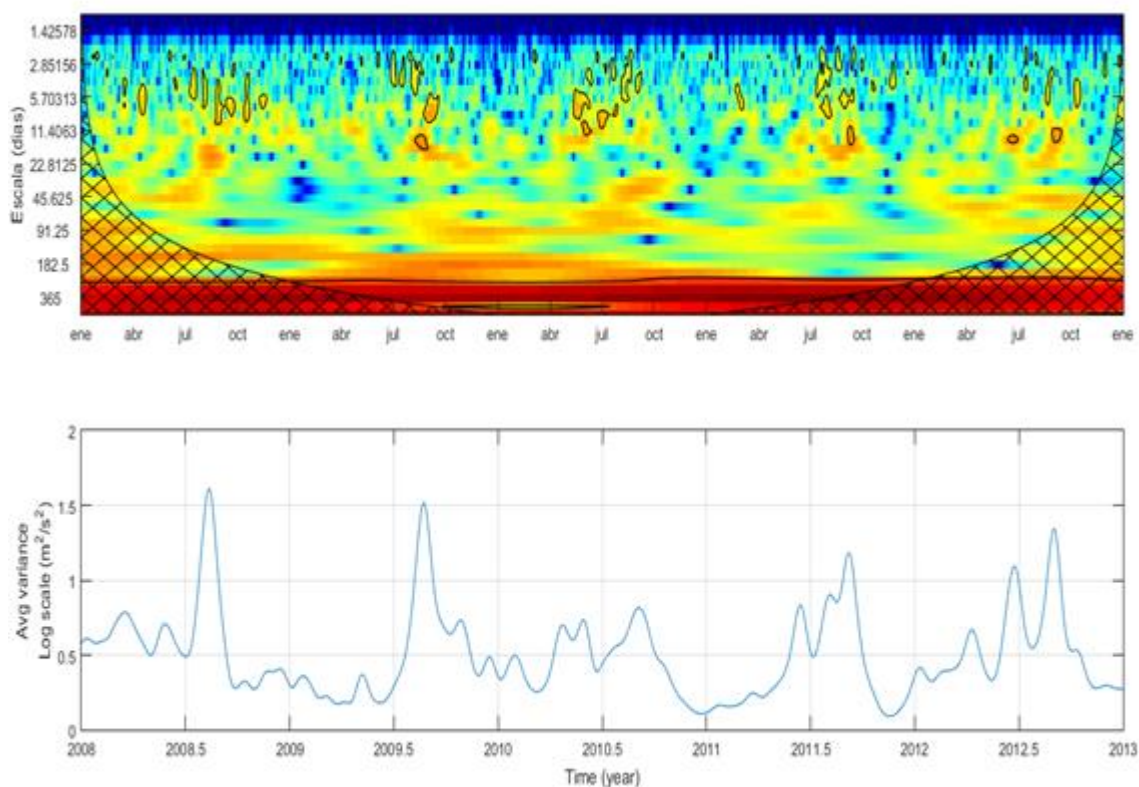


Figura 22 (arriba) Espectro de poder de wavelet para la sección centro (7°S-15°S) a 70km frente a la costa. (abajo) Serie de tiempo de la varianza integrada para pulsos de viento en un periodo comprendido entre 2-23 días (línea azul) del espectro de wavelet mostrado en (a).

El espectro de wavelet presentado en la figura 22.a detecta la presencia de pulsos intensos de vientos de alta frecuencia (~3-23 días) usualmente presentes en los meses de julio-octubre; La estacionalidad de su aporte energético se ve cuantificada en la figura 22.b. Esta refleja picos intensos de energía durante los dos primeros años de estudio en los meses de invierno, mientras que en los tres siguientes años su contribución energética se ve distribuida entre los meses finales de otoño e inicios de invierno a un menor nivel. Este resultado es coherente con lo mostrado en la figura 19; Además de ello esto último implica que la mayor variabilidad mensual de la rapidez del viento en los meses de invierno es consecuencia directa de la presencia de estos pulsos de alta frecuencia. Para determinar qué tan significativa es el aporte energético de estos pulsos de alta frecuencia en el

espectro total se procedió a calcular el espectro global integrado para todos los rangos de frecuencia promediados sobre el periodo total estudiado.

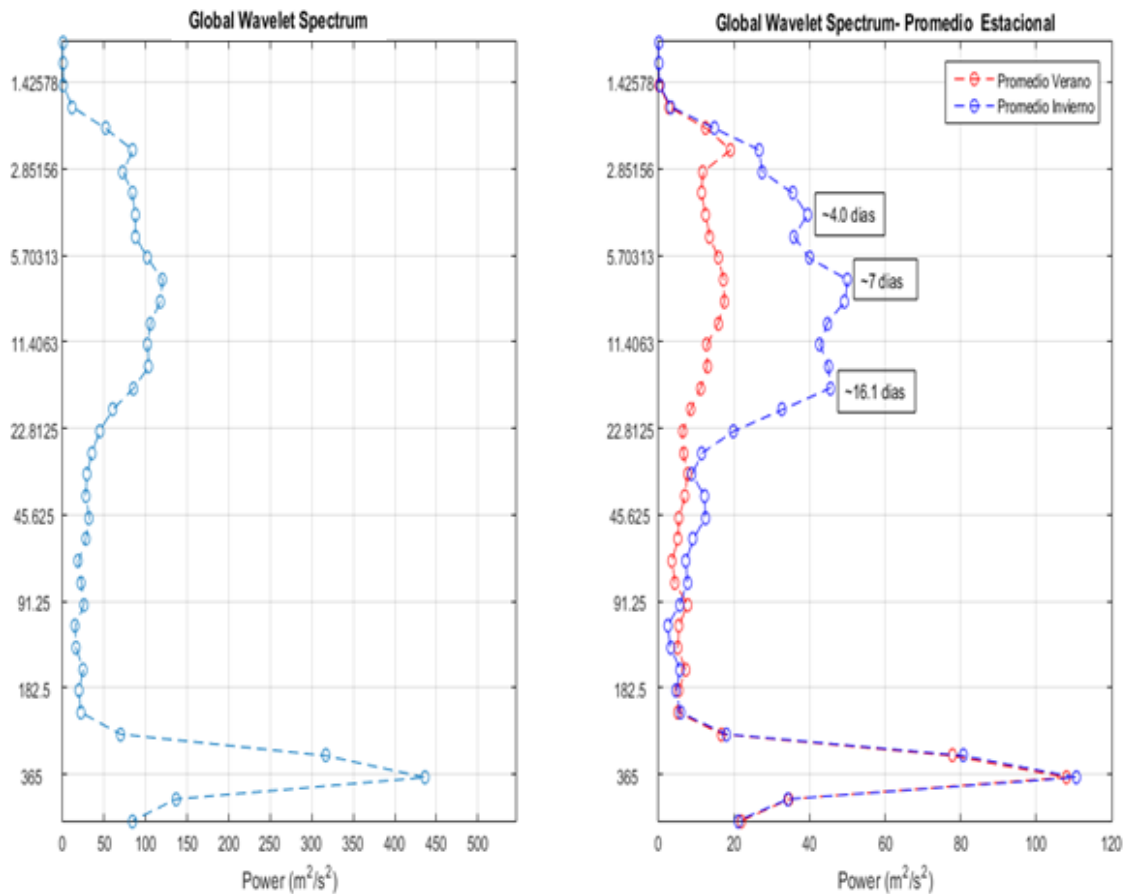


Figura 23. Espectro de poder de wavelet global integrado para la sección latitudinal 7°S-15°S de 70km de ancho. (Izquierda) Espectro integrado sobre todo el periodo de tiempo, (Derecha) Espectro integrado para las estaciones de verano (rojo) e invierno (azul) respecto a la contribución energética total.

Se observa en la figura 23, la variabilidad del viento costero frente a la zona norte-centro del Perú es producto de pulsos de viento intermitentes a frecuencias de 4,7 y 16 días; Estas tienen picos que muestran valores de energía significativos en el espectro integrado total, aunque hay que tener en consideración que el mayor porcentaje de esta energía (~45%) proviene de los meses de invierno; Por otro lado las señales a baja frecuencia (a



excepción del ciclo anual) exhiben una contribución energética poco significativa en el espectro de poder a lo largo de todo el año.

Para determinar la contribución de la baja frecuencia del viento (variabilidad interanual) a la variabilidad total presente en los datos promedio diario ASCAT periodo 2008 hasta 2012, se evaluó una serie mensual (2008-2012) de la intensidad del estrés de viento para los dos forzantes de viento (promedio diario, promedio mensual climatológico).

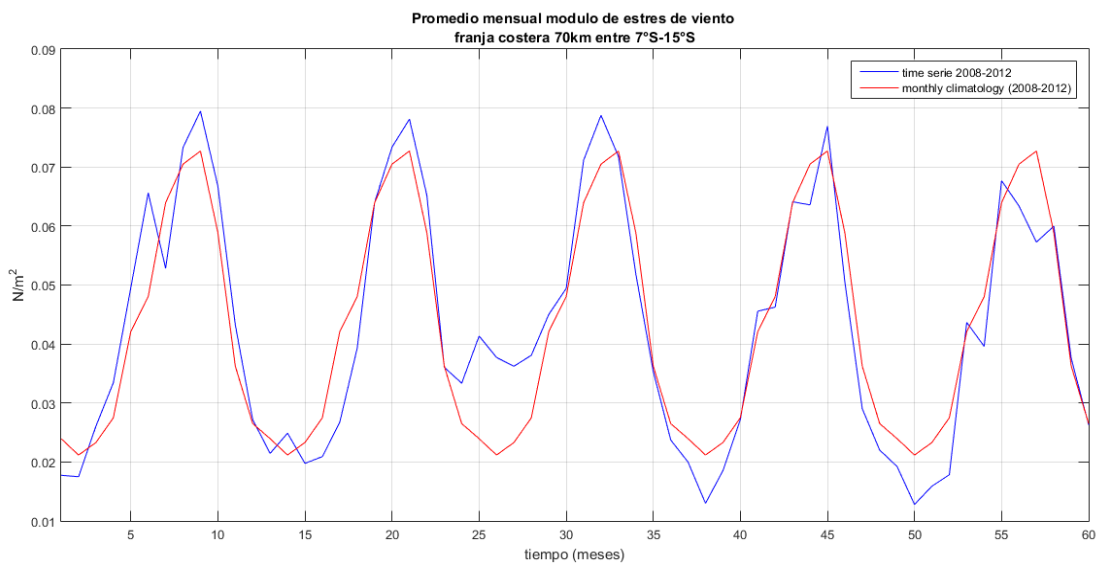


Figura 24. (línea azul) Promedio mensual del estrés de viento de datos ASCAT (2008-2012) calculado en base a datos a diarios; (línea roja) Climatología mensual del estrés de viento (2008-2012), notar que al ser esta ultima una climatología mensual por propósitos de comparación fue repetido cada año.

Al comparar las series de tiempo (figura 24) se observa que las fluctuaciones mensuales del promedio del estrés de viento respecto a su promedio mensual climatológico no cambian de forma drástica a lo largo del año; Sin embargo, las diferencias más

significativas en el estrés se producen durante los meses de verano de forma más significativa (verano 2010). Previamente se evidencio que durante los meses de verano la variabilidad del viento a alta frecuencia es baja. En base a ello se procedió a analizar el espectro de wavelet global del viento de cada año de data (2008-2012) para verificar si existen cambios significativos en su espectro año a año. La figura 25 nos muestra el espectro de wavelet global de los datos de estrés de viento, asimismo esta evidencia una estructura similar cada año acorde a lo mostrado en la figura 23 con valores de poder en el espectro similares entre sí.

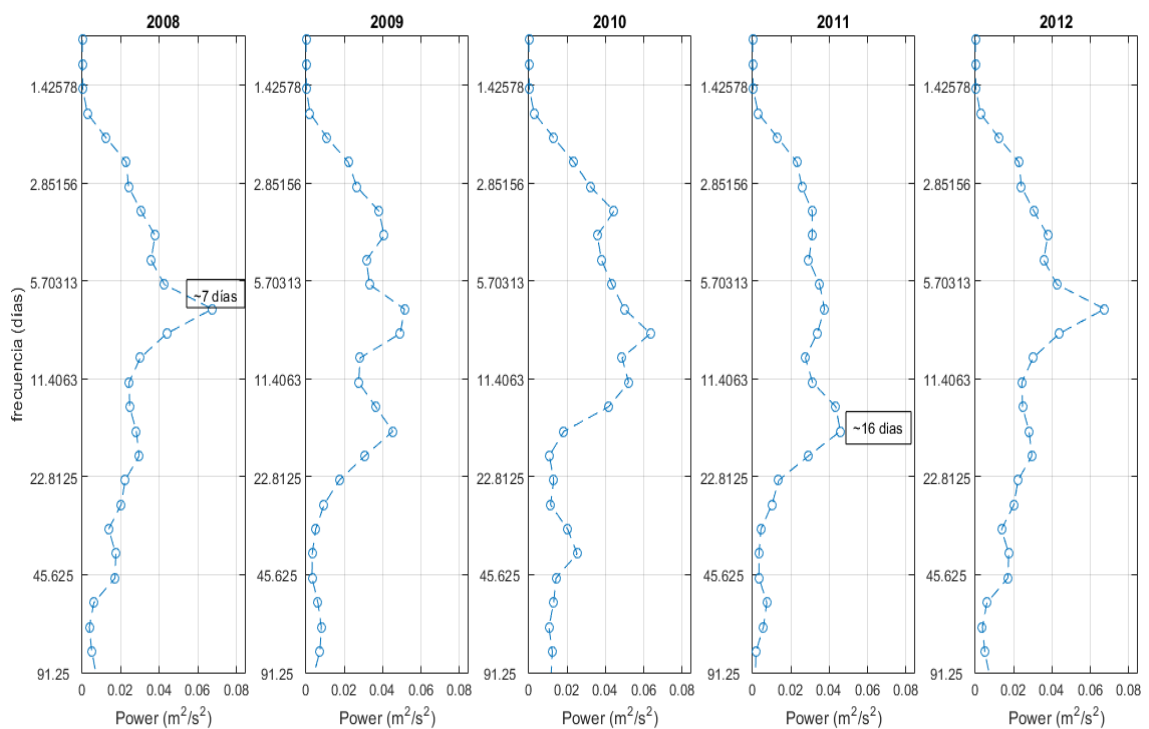


Figura 25. Espectro de wavelet global de los datos de viento evaluado en cada año para el periodo de tiempo 2008-2012, calculada sobre una franja costera de 70km limitada latitudinalmente 7°S-15°S.

## **4.2 Efecto de la frecuencia temporal del viento (diaria y mensual climatológica) en la dinámica del afloramiento costero.**

En esta sección analizaremos las características generales del sistema de corrientes frente al Perú, el afloramiento costero, su ciclo estacional, su actividad turbulenta. Para esto, examinaremos las principales variables físicas (velocidad de la corriente oceánica, temperatura, profundidad de capa de mezcla, entre otros) mediante el uso de datos mediante el uso de datos de salida un modelo oceanográfico ROMS. Este modelo nos permite cuantificar el efecto de la frecuencia del viento en las diversas variables asociadas al proceso de afloramiento costero mediante el uso de simulaciones forzadas a distinta frecuencia temporal (diaria y mensual climatológica).

### **4.2.1 Efecto del viento en el transporte y bombeo de Ekman.**

El transporte de Ekman frente a Perú se caracteriza por mostrar movimiento de masas de agua con dirección  $90^\circ$  hacia la izquierda de la dirección del viento, se calcula como el cociente del estrés del viento y del producto del parámetro de Coriolis por la densidad media del océano (ver sec. 2.2.2). Para evaluar el efecto del viento de alta frecuencia en el transporte de Ekman se comparó el transporte producido por el viento diario y el viento mensual. Debido a la linealidad de la ecuación del transporte (del estrés de viento) el transporte medio (mensual) perpendicular a la costa producido por el estrés diario será el mismo que el producido por el estrés mensual.

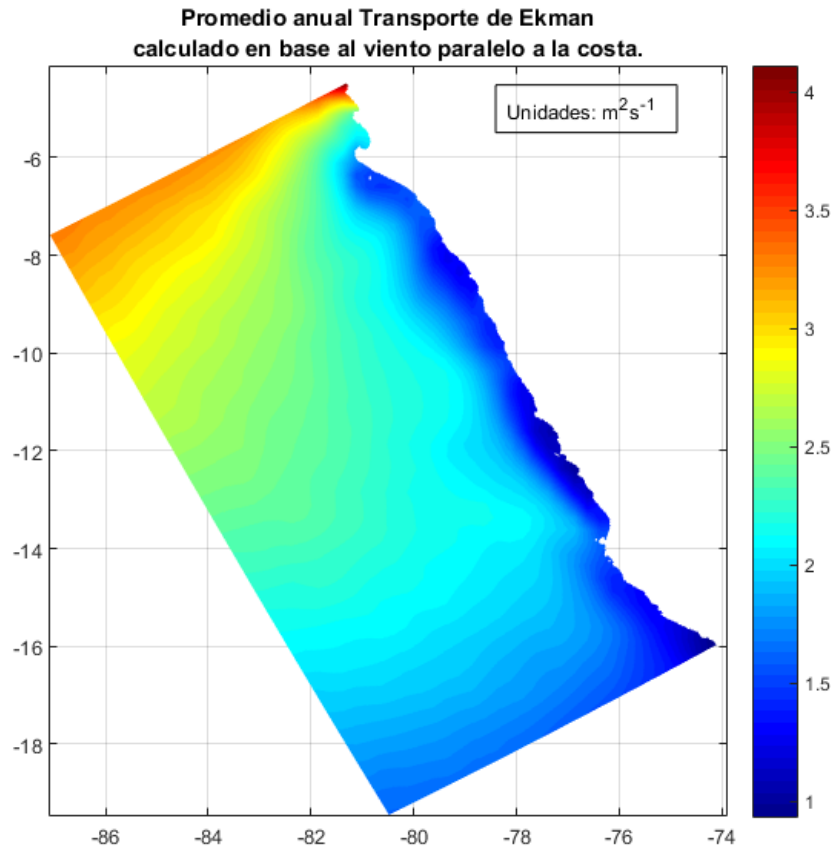


Figura 26. Promedio anual del transporte de Ekman perpendicular a la costa (valor absoluto) producido por viento diario. Unidades  $m^2s^{-1}$ .

Por ello el transporte medio de Ekman no se ve afectado por la variabilidad a alta frecuencia del viento. El transporte de Ekman frente a las costas de Perú (figura 26) se caracteriza espacialmente por aumentar en dirección hacia fuera de la costa. En una franja de 70km frente a la costa este se mantiene relativamente constante a lo largo de todo el litoral (7°S-15°S). Estacionalmente (no mostrado) presenta máximos en los meses de invierno y mínimos en los meses de verano, en relación directa con el ciclo estacional del estrés de viento.

A pesar del hecho que el viento diario no tiene impacto en el transporte promedio de Ekman, esto cambia al evaluar su influencia en su variabilidad; La variabilidad mensual

del transporte de Ekman asociada al forzante de viento diario es máxima durante los meses de invierno y mínima durante los meses de primavera y verano. En base al hecho que el viento mensual climatológico no presenta variabilidad a mayor frecuencia que la mensual se evidencia valores cercanos a cero en la variabilidad del transporte asociado como es evidenciado en la figura 27.

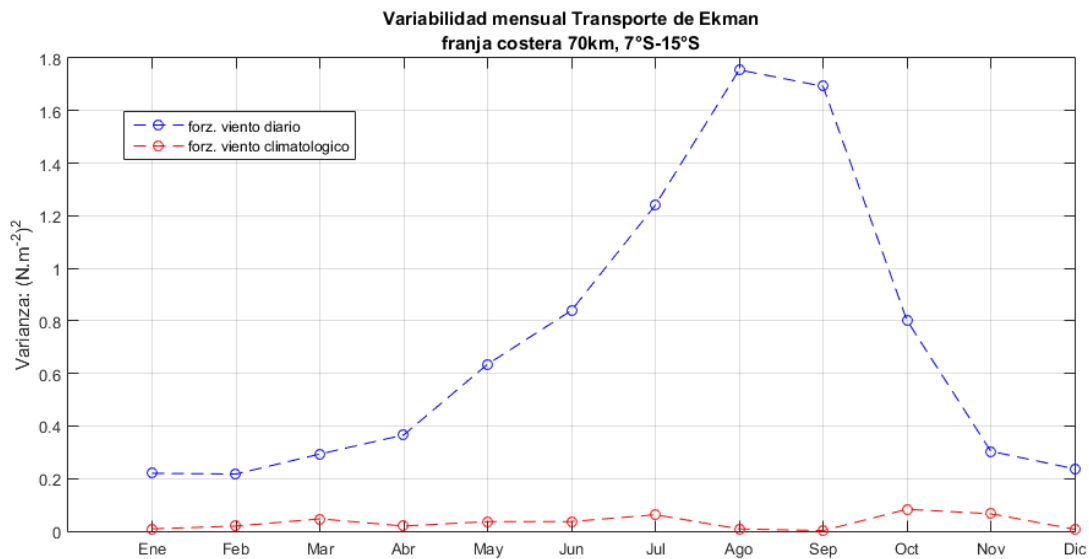


Figura 27. Promedio mensual de la varianza mensual del transporte de Ekman producido por el viento a frecuencia diaria (curva punteada azul) y mensual climatológica (curva punteada roja). Unidades  $(m^2s^{-1})^2$ .

El bombeo de Ekman frente a las costas de Perú se origina por variaciones espaciales del viento en superficie el cual induce zonas de divergencia de agua en la capa de Ekman. Por ejemplo, es lo que ocurre por la caída de la intensidad del viento frente a la costa, como es evidenciado en (figura 17); El bombeo matemáticamente se expresa como el rotacional del estrés de viento entre el producto del parámetro de Coriolis por la densidad media del agua (ver sec. 2.2.2). En base al hecho que el operador rotacional es un operador diferencial lineal, el bombeo promedio (mensual) producido por el estrés de viento diario

es el mismo que el originado por el viento mensual climatológico. La distribución espacial del bombeo de Ekman frente a Perú (figura 27) se caracteriza por mostrar máximo de divergencia a ~70km de distancia a la costa en promedio para luego disminuir en dirección hacia afuera hasta los 200km para finalmente mantenerse casi constante a mayores distancias. En termino de velocidad vertical, este bombeo corresponde a valores máximos de ~ 1 m/día (Fig. 28b). Se debe mencionar que estos valores representan en promedio 20% de la velocidad vertical debida directamente al transporte de Ekman (estimación hecha siguiendo la metodología Renault et al. 2012; no mostrado). Esto es consistente con los resultados presentados por Astudillo et al. (2017).

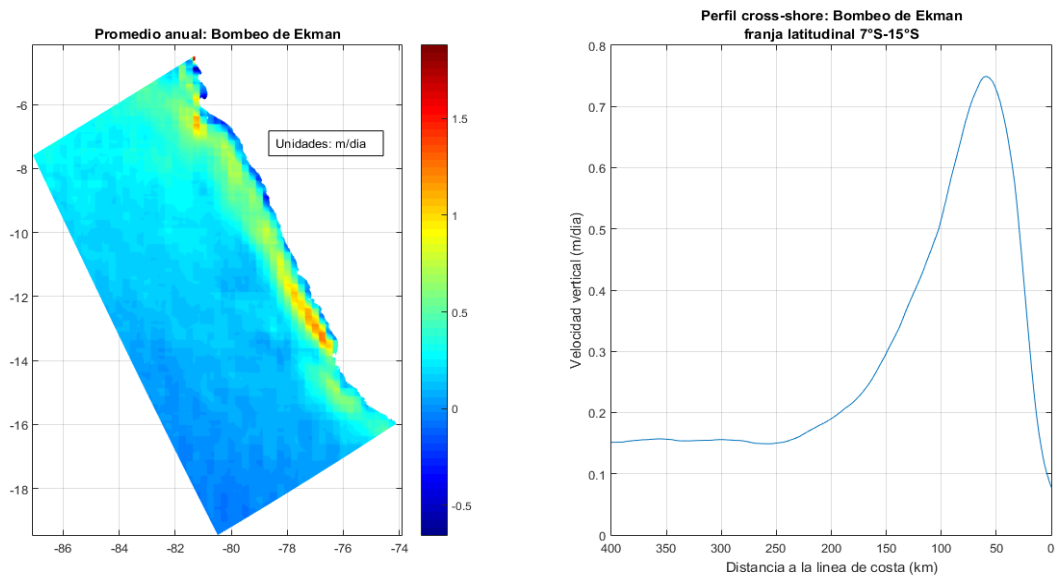


Figura 28. (Izquierda) Promedio anual del bombeo de Ekman producido por el viento a frecuencia diaria. (Derecha) Perfil cross-shore del bombeo de Ekman. Unidades (m/día).

Al evaluar el efecto del viento diario a la variabilidad mensual del bombeo de Ekman, se observa de forma similar a lo mostrado en el transporte de Ekman que la variabilidad

generada por el viento mensual climatológico en el bombeo es casi nula, mientras que la obtenida por el viento diario muestra máximos en la variabilidad en los meses de invierno y mínimos en los meses de verano como se ve expresado en la figura 29.

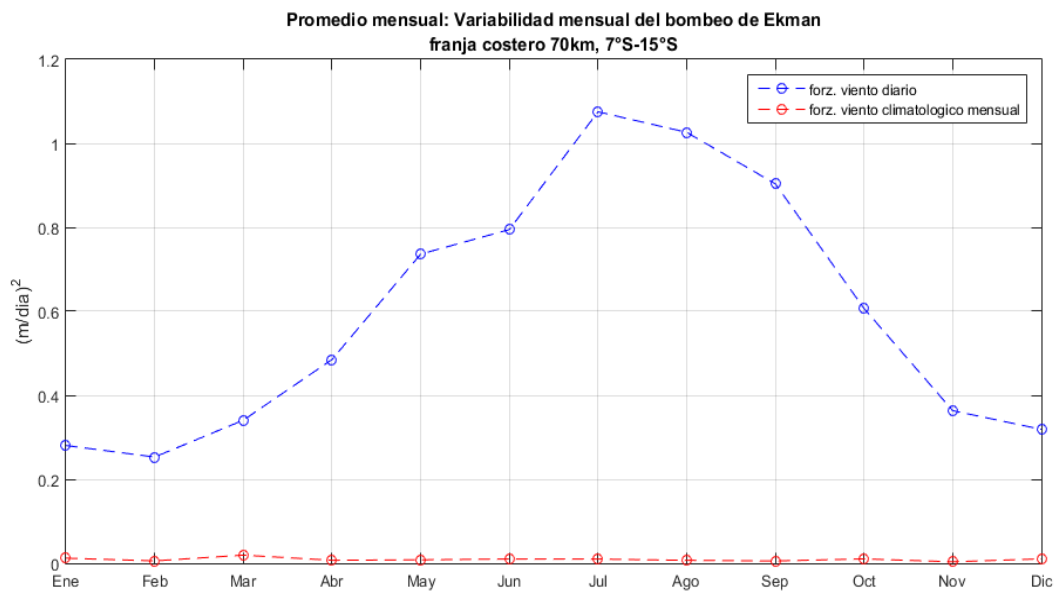


Figura 29. Promedio mensual de la variabilidad del bombeo de Ekman producido por el viento a frecuencia diaria (azul) y mensual climatológica (rojo). Unidades (m/día)².

#### 4.2.2 Efecto del viento en el sistema de corrientes marinas.

El viento paralelo a la costa en dirección hacia el Ecuador es el principal forzante del afloramiento costero peruano, estos son favorables al afloramiento durante todo el año, con un extremo alrededor de 15°S (Colas et al. 2012). Se calculó la velocidad de la corriente en superficie para ambas simulaciones como el módulo de corriente total, obteniéndose que ambas simulaciones posean una estructura espacial en general muy similar entre ellas respecto al promedio anual (figura 30).

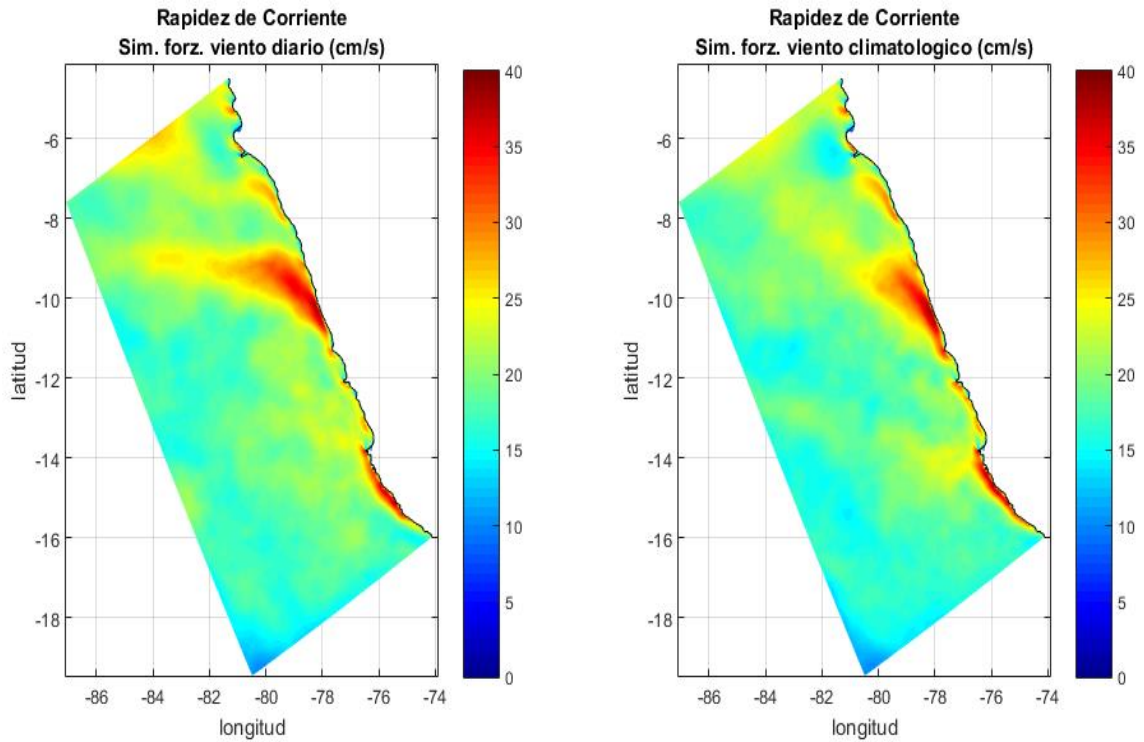


Figura30. Corriente total calculada a base de las componentes u y v de datos de salida de las simulaciones. (Izquierda) simulación con forzante diario de viento. (Derecha) simulación con forzante climatológico mensual de viento. (Unidades m/s).

En promedio la corriente es más intensa cerca a la costa (<250km) especialmente en la franja comprendida entre  $9^{\circ}$ - $11^{\circ}$ S y  $14^{\circ}$ - $16^{\circ}$ S para ambas simulaciones. A pesar de que estas últimas presentan buena correlación espacial y rangos de intensidad de corriente cercanos entre sí; se detectaron múltiples diferencias en la distribución espacial de la rapidez de la corriente a distancias mayores a 500km como queda evidenciado en la banda latitudinal ubicada entre  $10^{\circ}$ - $11^{\circ}$ S, la cual se despliega en dirección noroeste para la simulación forzada con viento diario mientras que para la simulación forzada con viento climatológico se despliega principalmente en dirección norte. Para cuantificar las diferencias de rapidez entre las simulaciones frente a la costa se procedió a realizar un perfil latitudinal.



El perfil latitudinal mostrado en la figura 31 nos indica que en promedio anual la intensidad de corriente cerca a la costa no varía mucho entre simulaciones ( $<0.6\text{cm/s}$ ) a lo largo de todo el dominio de estudio. La corriente muestra picos de rapidez de  $\sim 24\text{--}\sim 26\text{ cm/s}$  ubicado en  $\sim 9^\circ\text{S}$  para las simulaciones; Por otro lado, cuando evaluamos su estacionalidad mediante perfiles latitudinales (no mostrado) estos indican que existe una intensificación de la corriente promedio en los meses de invierno para las dos simulaciones ( $\sim 22.8\text{--}23.3\text{ cm/s}$ ), mientras que en verano disminuyen  $\sim 20.5\text{--}21.3\text{ cm/s}$ , siendo en esta última estación el periodo en donde se da la mayor diferencia promedio ( $\sim 0.8\text{ cm/s}$ ) de rapidez de corriente frente a toda la costa.

A pesar de que el cambio de rapidez de corriente entre las simulaciones en términos anuales y estacionales no es significativo, además de ello este comportamiento no es uniforme sobre todo el perfil latitudinal. Como queda expuesto en la región comprendida entre  $5^\circ\text{S}\text{--}8^\circ\text{S}$  con diferencias en intensidad de corriente de  $\sim 2\text{cm/s}$  promedio, mientras que en la zona ubicada entre  $8^\circ\text{S}\text{--}11^\circ\text{S}$  presenta bajos valores en la diferencia de intensidad de corriente ( $\sim 1\text{cm/s}$ ) y finalmente la región entre  $11^\circ\text{S}\text{--}15^\circ\text{S}$  expresa diferencias muy por debajo a  $1\text{cm/s}$ .

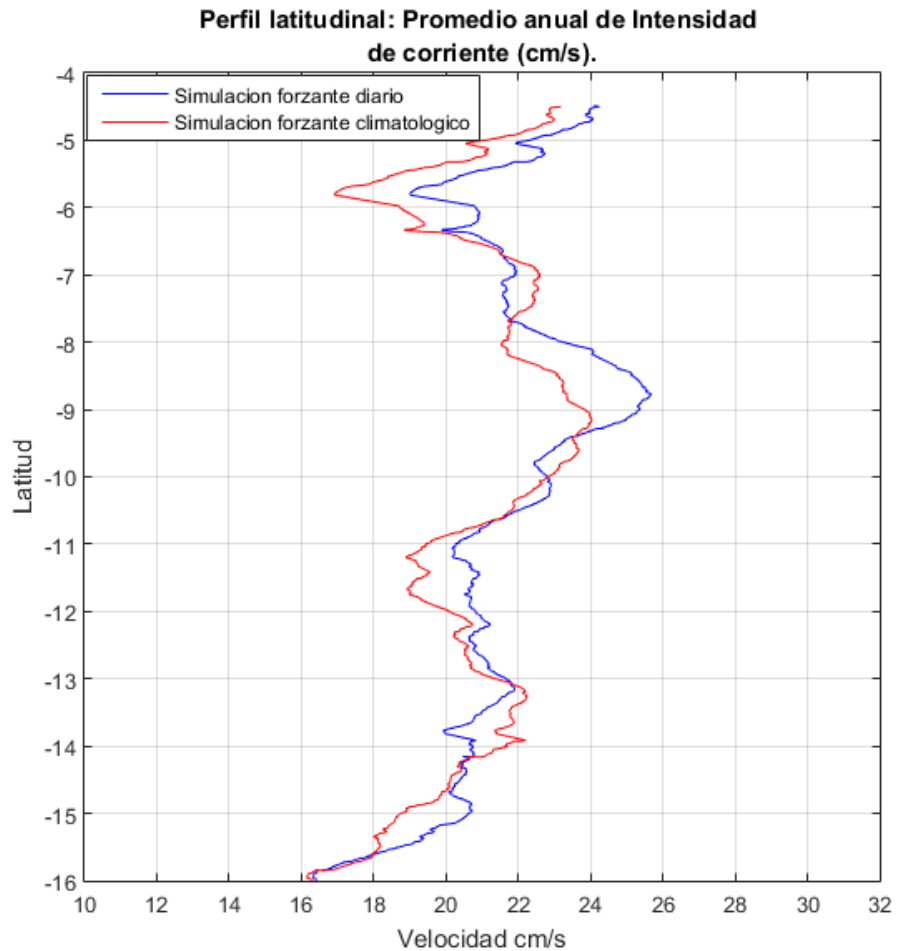


Figura 31. Perfil latitudinal del promedio anual de la intensidad de corriente total sobre los primeros 400km frente a la costa (unidades cm/s).

Las diferencias puntuales más significativa de intensidad de corriente total offshore entre simulaciones se ubica en 6°S (~3cm/s), además de ellos se detectaron otros dos puntos latitudes (9°S y 14°S) en donde la diferencia entre simulaciones es 2.5 cm/s. Las diferencias en el comportamiento latitudinal de la rapidez de corriente superficial entre simulaciones se ven influenciada principalmente por el nivel del mar (corriente geostrofica) y la corriente de Ekman (principal componente de la corriente ageostrofica); El perfil latitudinal del promedio anual de la altura del nivel del mar para ambas simulaciones (no mostrado) muestra diferencias poco significativas entre simulaciones (<0.1cm); sin embargo, este perfil muestra un correlación positiva en las diferencias de

la altura del nivel del mar y las diferencias de la intensidad de corriente entre simulaciones, es decir, a medida que aumenta (disminuye) la diferencia de la altura del nivel del mar entre simulaciones aumenta (disminuye) la diferencia de la intensidad de corriente entre simulaciones. Asimismo, los puntos latitudinales en donde se produce la máxima diferencia de rapidez de corriente entre simulación coinciden con los puntos en donde ocurre la mayor diferencia de la altura del nivel mar.

Respecto a la corriente ageostrófica (no mostrado) presenta el mismo comportamiento latitudinal para ambas simulaciones; Presenta mayor rapidez en la región norte ( $4^{\circ}$ - $7^{\circ}$ S) con rapidez promedio de  $\sim 15$  cm/s, luego disminuye en intensidad en dirección sur hasta los  $11^{\circ}$ S (10cm/s), luego presenta una intensificación local de la corriente ubicada en  $13.5^{\circ}$ S con rapidez promedio de 13cm/s, para luego disminuir nuevamente en intensidad hasta 10cm/s ubicado a los  $16^{\circ}$ S. La rapidez promedio de la corriente ageostrófica sobre toda la franja costera de 250km es mayor para la simulación forzada con viento climatológico (12.2cm/s) respecto a la simulación forzada con viento diario (11.8 cm/s). No obstante, la diferencias en entre estas simulaciones son poco significativas ( $<2\%$ ), es por ello, que los cambios débiles presentes en la rapidez de la corriente media en superficie entre simulaciones son producto principalmente a cambios débiles en el sistema de corrientes geostrófica.

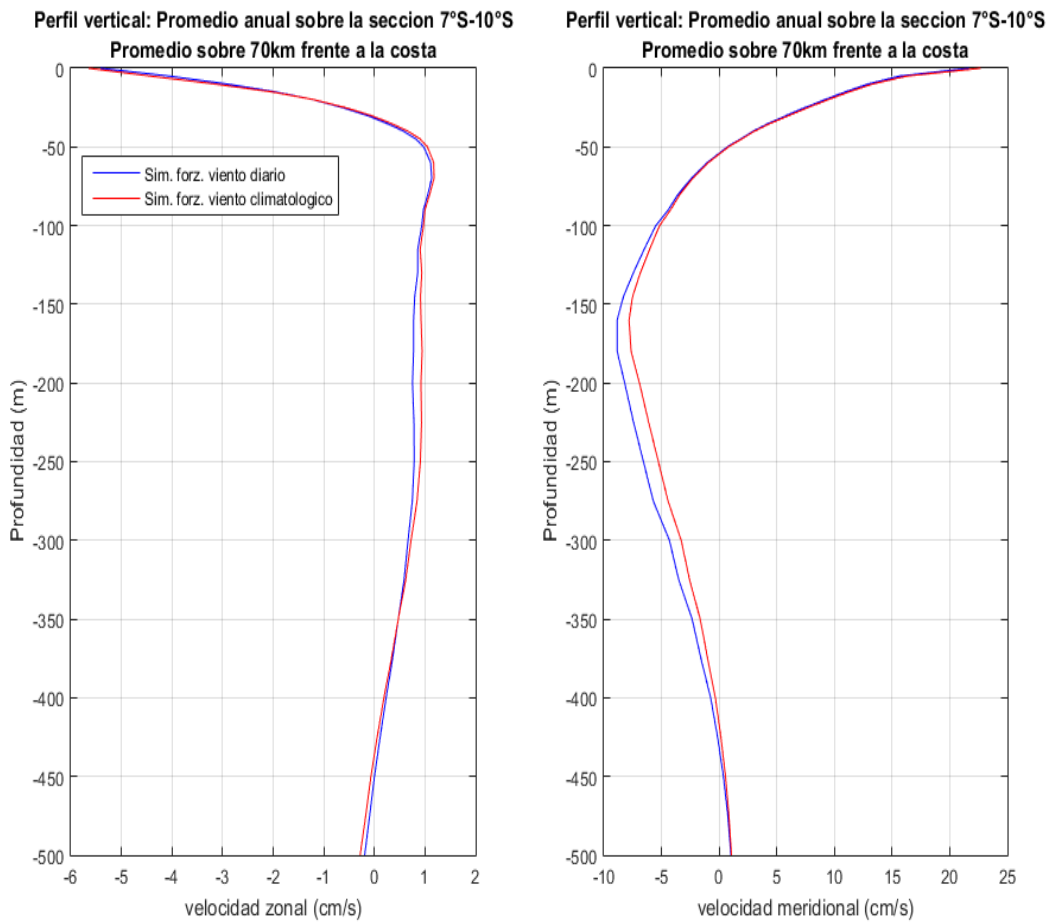


Figura 32. Sección vertical del estado promedio anual de la componente zonal (izquierda) y meridional (derecha) de la velocidad del sistema de corrientes en cm/s, promediado para una sección latitudinal comprendida entre 7°S-10°S sobre una franja costera de 70km. (Azul) sección asociada al forzante de viento diario; (rojo) sección asociada al forzante de viento climatológico. Eje x: intensidad de corriente cm/s (signo – indica dirección hacia afuera de la costa); Eje y: profundidad en metros.

La figura 32, nos muestra que estructuralmente ambas simulaciones son muy similares y tienen valores de intensidad coherentes mostrados en otros estudios (Chaigneau et al. 2013, Montes et al. 2010, Penven et al. 2005). Estas se caracterizan por mostrar una corriente zonal con dirección oeste con intensidad promedio de 7cm/s en superficie para luego disminuir progresivamente sobre los primeros 40m de profundidad hasta invertirse de dirección entre los 40-140m de profundidad con velocidad promedio de 1cm/s. Las

diferencias de corriente entre simulaciones para esta componente no superan 0.1cm/s, siendo ligeramente más intensas para la simulación forzada por viento climatológico. Para la componente meridional ambas simulaciones muestran tener dirección hacia el ecuador sobre los primeros 60m de profundidad con intensidad de corriente en superficie de 25cm/s, disminuyendo hasta a 0 a los 60m de profundidad; A partir de mayores profundidades esta cambia de dirección hacia el polo con intensidad de corriente promedio de 3cm/s. La diferencia entre simulaciones no supera los 1cm/s sobre toda la vertical.

En el promedio anual, el campo de corrientes zonal y meridional no presenta diferencias significativas entre las simulaciones, es por ello, que se evaluara su ciclo estacional para observar si este patrón se mantiene en promedio a lo largo del año.

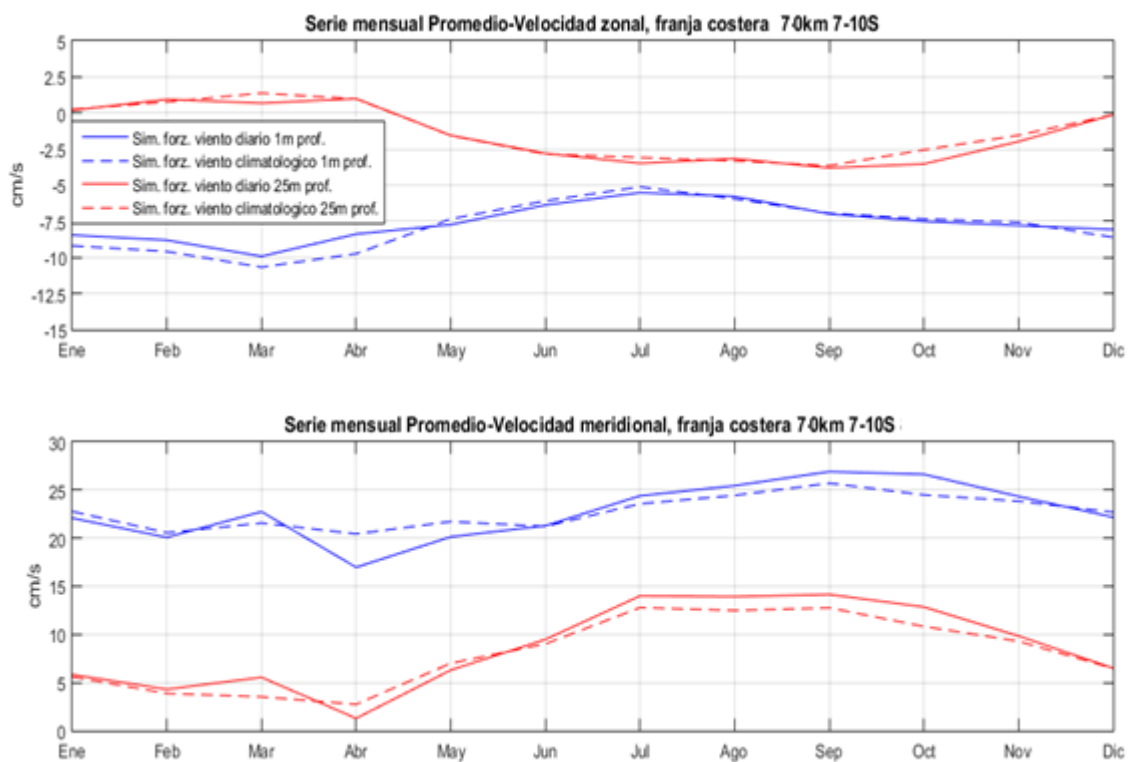


Figura 33. Promedio mensual de la intensidad de corriente zonal (arriba) y meridional (abajo) para dos niveles distintos de profundidad (1 y 25m) sobre los primeros 70km frente a la costa para una sección latitudinal entre 7°S-10°S. La línea continua representa a la simulación forzada con viento diario, mientras que la línea punteada a la simulación forzada con viento climatológico. En azul la intensidad de corriente en superficie y en rojo su intensidad a 25m de profundidad.

La figura 33, nos muestra la variabilidad estacional de las componentes paralela (v) y perpendicular (u) a la línea de costa del sistema de corrientes; ambas simulaciones muestran el mismo patrón estacional: la corriente u es más intensa en los meses de verano (9cm/s) y más débil en los meses de invierno (6 cm/s) en superficie, además de ello las mayores diferencias en velocidad entre las simulaciones se presentan en los meses de enero a abril con valor promedio de 1cm/s mientras que en el resto del año son poco significativas. La estacionalidad se invierte al evaluar esta misma componente a 25m de profundidad, además de ello las principales diferencias entre simulaciones ocurren ahora en los meses de invierno-primavera, pero estas son débiles ( $<0.7\text{cm/s}$ ). Respecto a la componente v, esta mantiene su variabilidad estacionalidad al evaluar en profundidad; sin embargo, esta es más marcada en superficie y a medida que aumenta la profundidad va disminuyendo tiene sus máximos en los meses de invierno y mínimos en los meses de verano en ambas simulaciones.

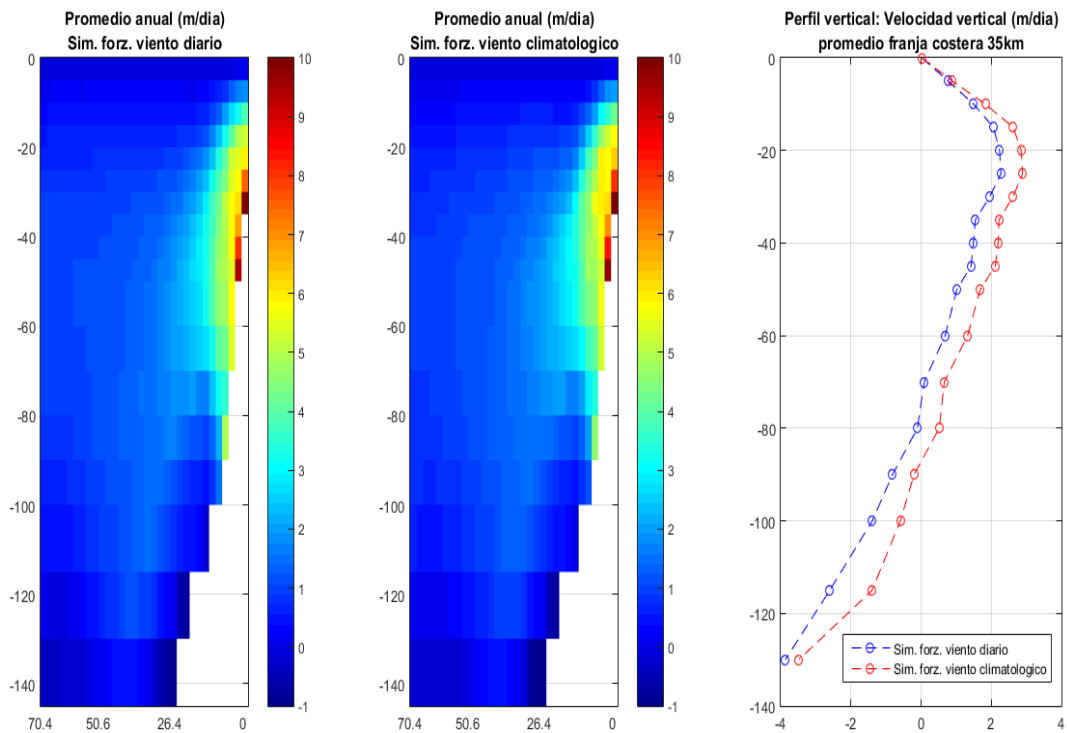


Figura 34. Sección vertical del estado promedio anual de la componente vertical de la velocidad en m/día, promediado para una sección latitudinal comprendida entre 7°S-10°S. (Izquierda) sección de 70km de ancho asociada al forzante de viento diario; (centro) sección de 70km de ancho asociada al forzante de viento climatológico. (derecha) Perfil vertical promediado sobre los primeros 35km respecto a la línea de costa.

La sección vertical de la componente vertical de la velocidad (figura 34) presenta estructuras espaciales muy similares entre ambas simulaciones, con rangos de valores muy cercanos entre ellos. Esta variable se caracteriza por presentar máximos de velocidad vertical ( $\sim 2.4$  m/día para la simulación forzada con viento climatológico y  $\sim 2$  m/día para la simulación forzada con viento diario) en ambos casos para valores muy próximos a la costa ( $\sim 35$  km) a profundidades ubicadas entre 12-50 m. Para ese mismo rango de profundidad, a medida que se aleja de la costa, la velocidad vertical decae en magnitud estabilizándose a 1 m/día para una distancia de entre 35-100 km de la costa. Sobre las diferencias entre simulaciones se observa que a profundidades menores a  $\sim 85$  m la

simulación forzada con viento climatológico presenta una corriente vertical más fuerte. Esta diferencia esta es menor a 0.4 m/día en promedio sobre los primeros 90m de profundidad. De forma similar se analizó la sección vertical comprendida entre 10°-15°S (no mostrado), esta expone una distribución espacial similar al mostrado anteriormente, con picos máximos promedio de ~1.5m/día para ambas simulaciones ubicado a un rango de profundidad de 12-40m. Sobre las diferencias de la velocidad vertical entre simulaciones para esta región se mantiene igual que el caso anterior, pero con la diferencia que se muestran mucho más débiles (<0.1m/día).

Para cuantificar las diferencias poco significativas que existen en la sección vertical de la componente vertical de la velocidad se procedió a calcular la velocidad vertical integrada sobre los primeros 100m de profundidad. La figura 35 indica que en promedio los máximos valores de velocidad vertical ocurren en los meses de invierno (~4 m/día) y las menores en los meses de verano (~1.1m/día), lo cual se correlaciona directamente con la estacionalidad de la intensidad y variabilidad del viento (figura 18). Esto es acorde con la teoría de Ekman (Stewart et al. 2004), sobre el efecto del viento en la circulación marina mediante el transporte de Ekman. La diferencia de la velocidad vertical entre simulaciones indica que en términos anuales ésta es menor que 0.07m/día; favoreciendo levemente a la simulación forzada con viento diario. A nivel estacional las máximas diferencias ocurren en los meses de otoño (0.35 m/día) siendo la simulación forzada con viento climatológico la más intensa. Por otro lado, las diferencias mostradas en los meses de verano, invierno y primavera son favorables a la simulación forzada con viento diario, siendo mayor en los meses de invierno (0.3 m/día) y menor en los meses de verano (0.1 m/día).



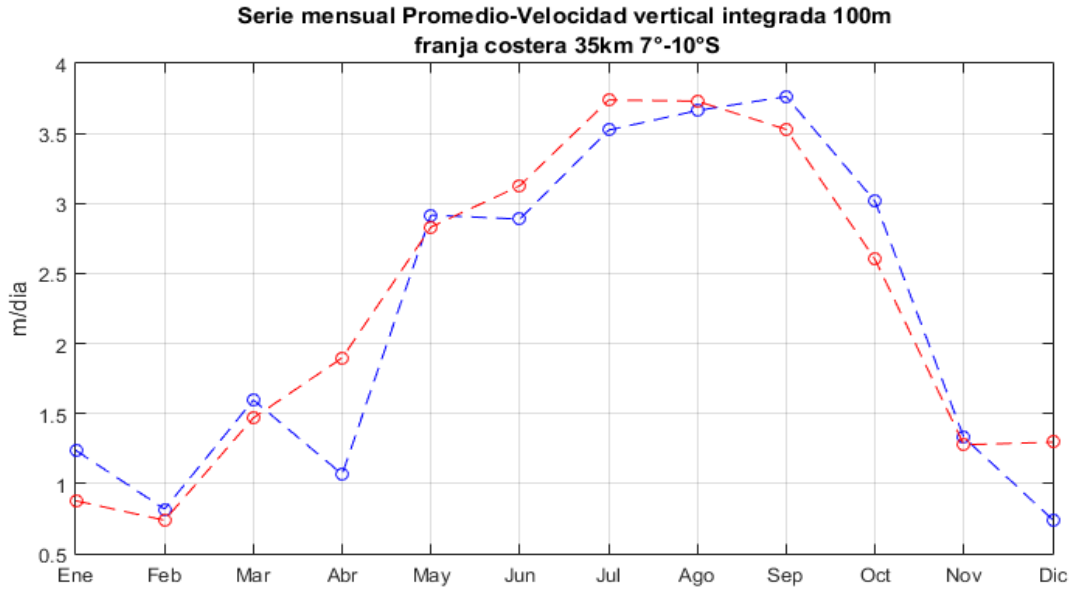


Figura 35. Serie mensual de la velocidad vertical integrada (100m de profundidad) en la región de 7°S-10°S, para 35km frente a la costa.

Para resumir el efecto del cambio de frecuencia del viento en la circulación costera (región entre 0-400km frente a la costa), se presenta la siguiente tabla:

Tabla 5. Diferencias en el sistema de corrientes entre simulaciones para dos distintas bandas latitudinales.

| Sección latitudinal | Estado anual  | Promedio Verano  | Promedio Invierno  |
|---------------------|---|--|--|
| 7°S-10°S            | -Cambios poco significativos (< 0.5 cm/s) en superficie.<br>-Cambios poco significativos (< 0.03 cm/s) en sub-superficie. | -Cambios muy débiles en superficie (~1cm/s) y en sub-superficie casi nulos. (<0.1cm/s)<br>-Pequeña intensificación en la | -Cambios poco significativos en superficie (~2 cm/s) y débiles en sub-superficie. (<0.7cm/s)<br>- Cambio casi nulo en la corriente |

|           |   |   |   |
|-----------|---|---|---|
|           | -Cambios pequeños en la corriente vertical (<0.4 m/día)   | corriente vertical ~0.15 m/día.   | vertical (<0.06 m/día)  |
| 10°S-15°S | -Cambios poco significativos (< 0.2 cm/s) en superficie.<br>-Cambios poco significativos (< 0.01cm/s) en sub-superficie.<br>-Cambios pequeños en la corriente vertical (<0.2 m/día) | -Cambios débiles en superficie (<1.5cm/s) y sub-superficie (0.1 cm/s).<br>-Intensificación en la corriente vertical poco significativa ~0.05 m/día. | -Cambios débiles en superficie (<2cm/s) y bajos en sub-superficie (0.8 cm/s).<br>-Cambio casi nulo en la corriente vertical (<0.01 m/día) |

Se evaluaron los cambios en las componentes direccionales del sistema de corrientes en base al promedio anual y estacional (verano e invierno) esto es porque en esos meses se presentan la menor y mayor variabilidad del viento; sin embargo, las diferencias más fuertes en la velocidad vertical integrada la cual está asociado al transporte de Ekman ocurren en los meses de otoño favoreciendo a la simulación forzada con viento climatológico con diferencias de 0.37m/día para la sección norte (7°-10°S) y 0.7m/día para la sección sur (10°-15°S), mientras que en los meses de primavera es no significativa en el norte (~ 0.006m/día) y significativa 0.44m/día en el sur.

#### 4.2.3 Efecto del cambio de frecuencia del viento sobre la estructura espacial y temporal de la temperatura frente a Perú.

Mediante el uso de datos de temperatura de las dos simulaciones forzadas con viento a distinta frecuencia temporal se procedió a calcular el estado promedio anual de la temperatura en superficie y el estado promedio anual de su variabilidad mensual (la cual se estima con su varianza estadística). Mediante diferencias sobre el estado promedio (anual y estacional) se calculó el efecto de la alta frecuencia del forzante de viento en los cambios de temperatura.

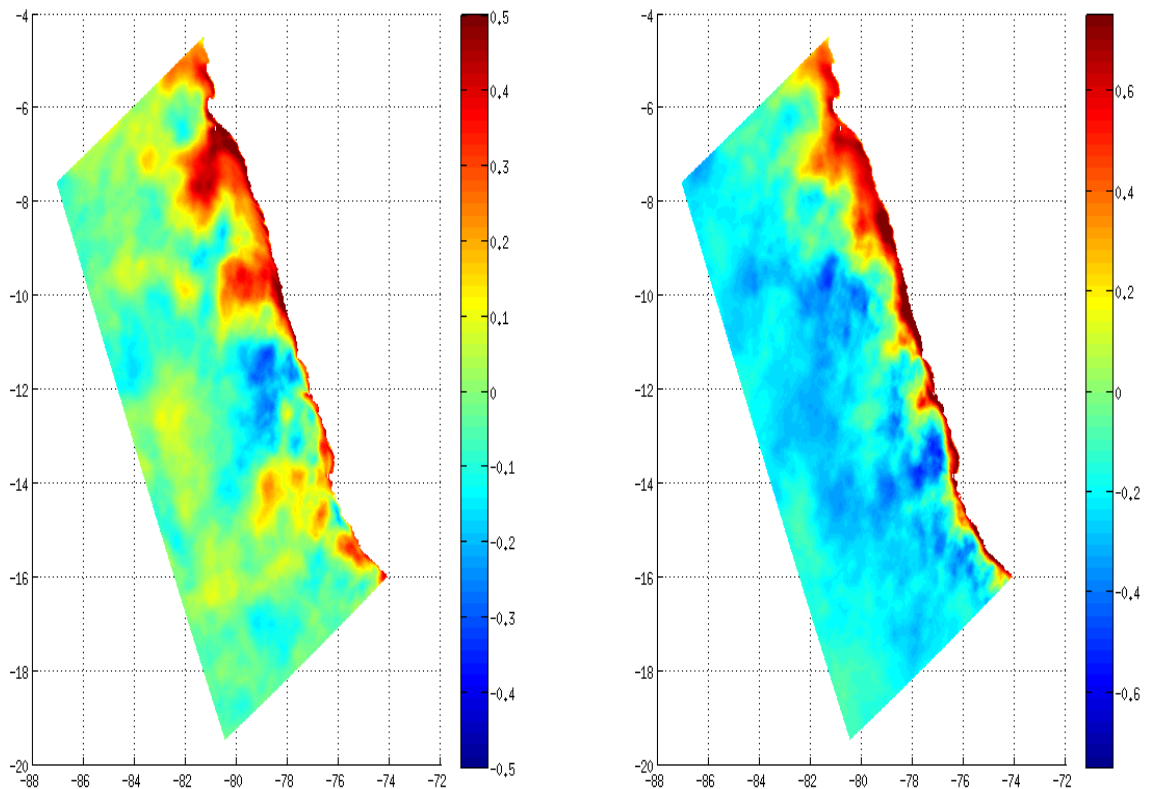


Figura 36. Diferencia de la temperatura superficial del mar (TSM) entre las simulaciones de forzadas bajo un viento diario y viento climatológico. (Izquierda) Diferencia del estado promedio anual temperatura superficial del mar en Celsius. (Derecha) Diferencia del estado promedio anual de la varianza mensual de la temperatura superficial del mar en Celsius<sup>2</sup>.

La figura 36 nos muestra diferencias entre el estado promedio anual de la TSM entre las dos simulaciones, siendo estas especialmente mayores ( $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ ) a lo largo de toda la franja costera. A su vez esta se corresponde espacialmente con las mayores diferencias en su variabilidad mensual (figura 36-izquierda). En promedio, estas diferencias abarcan un área mayor frente a la costa ubicadas en las bandas latitudinales  $6^{\circ}\text{S}$ - $8^{\circ}\text{S}$  y  $9^{\circ}\text{S}$ - $11^{\circ}\text{S}$  con una extensión longitudinal promedio de 200 km. El origen de las diferencias del estado promedio entre estas simulaciones puede deberse a niveles distintos en intensidad de afloramiento (asociado al transporte de masas de agua), diferencias en la anchura de la capa de mezcla (bajo un mismo flujo solar la capa de menor grosor tiende a calentarse más que una de mayor grosor), entre otros procesos.

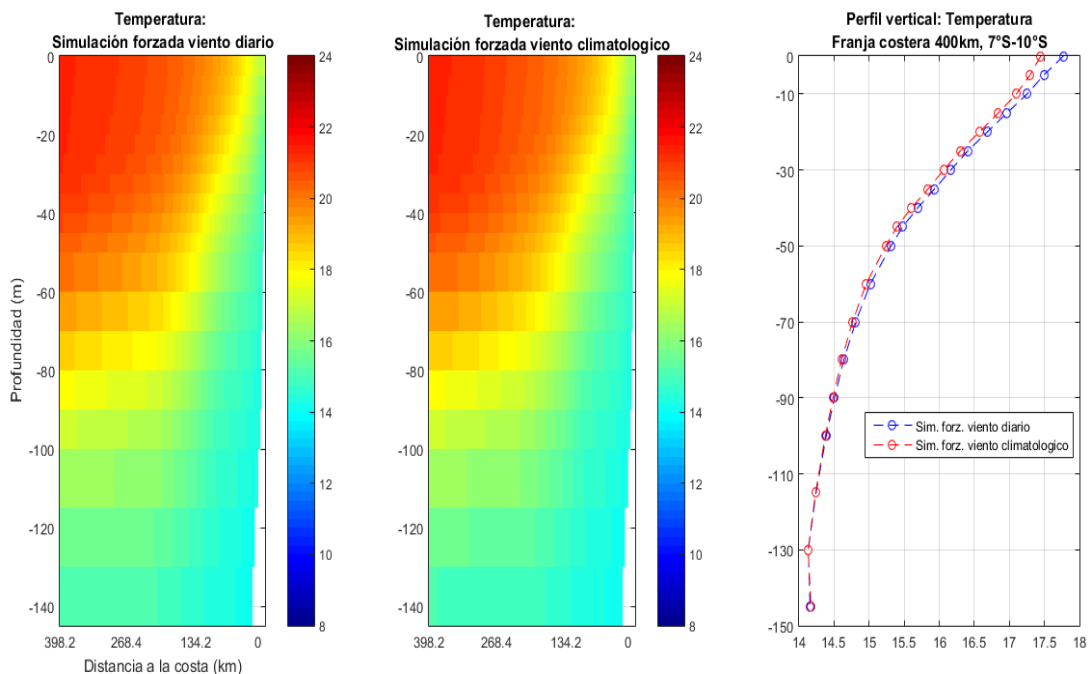


Figura 37. Sección vertical del estado promedio anual de temperatura (en Celsius) promediado para una sección latitudinal comprendida entre  $7^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ . (Izquierda) sección asociada al forzante de viento diario; (centro) sección asociada al forzante de viento climatológico; (derecha) diferencia entre las simulaciones diaria menos climatológica.

En la figura 37 se observa que ambas simulaciones poseen una distribución espacial muy similar entre ellas; temperatura promedio de  $\sim 15^{\circ}\text{C}$  para las aguas afloradas por acción del afloramiento costero para ambas simulaciones. Mediante un perfil vertical promediado sobre una banda costera de 400km, se observa que la temperatura en términos anuales es más cálida para la simulación asociada al forzante de viento diario sobre los primeros 100m de profundidad con diferencias promedio de  $\sim 0.1^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, al tomar bandas de longitudes más pequeñas esta diferencia va aumentando en valor hasta  $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$  a 35km de distancia (figura 38); Con ello queda evidenciado que las mayores diferencias de temperatura del mar ocurren a distancias muy próximas a la costa ( $\sim 35\text{km}$ ), lo cual se vio reflejada al analizar la TSM sobre toda la franja costera (figura 36) en donde estas diferencias se desplegaban una mayor distancia hacia fuera de la costa para latitudes bajas ( $7^{\circ}$ - $10^{\circ}\text{S}$ ). El perfil vertical expuesto en la figura 38 indica que la temperatura en términos anuales es más cálida para la simulación asociada al forzante de viento diario sobre los primeros 100m de profundidad a lo largo del año, como es indicado en la siguiente figura:

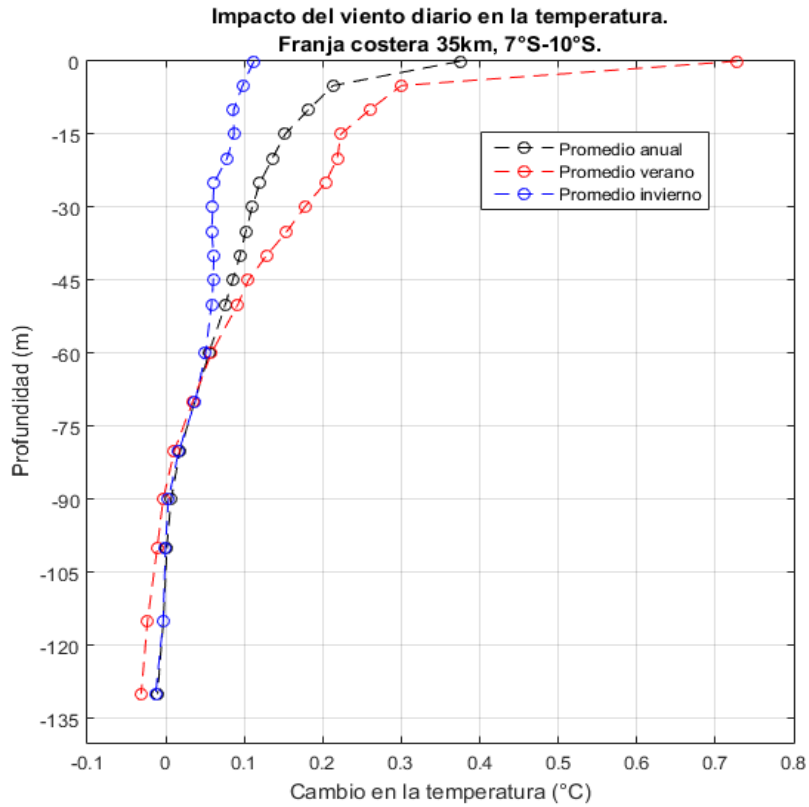


Figura 38. Perfil vertical de la diferencia entre el estado promedio (anual y estacional) de la temperatura del mar entre las simulaciones bajo un forzante de viento diario y climatológico sobre una franja costera de 35km en la región latitudinal entre 7°S-10°S.

La figura 38 nos indica que las mayores diferencias entre las simulaciones ocurren en los meses de verano, a lo largo de toda la costa frente a Perú, siendo hasta  $\sim 0.7^{\circ}\text{C}$  más cálido para la simulación asociado al forzante diario de viento en superficie sobre los primeros 10m de profundidad. Durante los meses de invierno se observa que las diferencias entre las simulaciones son poco significativas ( $< 0.1^{\circ}\text{C}$ ) aunque estas permanecen constantes sobre los primeros 60m de profundidad. Las diferencias entre los meses de verano-otoño (no mostrado) son las cuales contribuyen en mayor medida al promedio anual de diferencias entre las simulaciones en superficie.

Al evaluar la distribución espacial de la profundidad de la capa de mezcla entre simulaciones, se obtuvieron que en promedio ambas presentan la misma estructura espacial con valores poco profundos (~10m) cerca a la costa, aumentando continuamente en dirección mar adentro con un promedio de 40m de grosor a 200km frente a la costa. Basados en el hecho que la profundidad de la capa de Ekman puede ser estimada en base a la profundidad de la capa de mezcla, esto permite deducir que diferencias en la profundidad de la capa de mezcla entre simulaciones cerca a la costa produce diferencias en la corriente de Ekman bajo los mismos valores de estrés medio de viento en superficie; esto generaría diferencias de temperatura en superficie, como quedó evidenciado en la figura 36; evaluando mediante promedios mensuales la profundidad media y variabilidad (mensual) de la capa de mezcla (figura 39a) queda expuesto que ambas simulaciones poseen el mismo ciclo estacional, con máximos en los meses de invierno (35m) y mínimos en los meses de verano (10m).

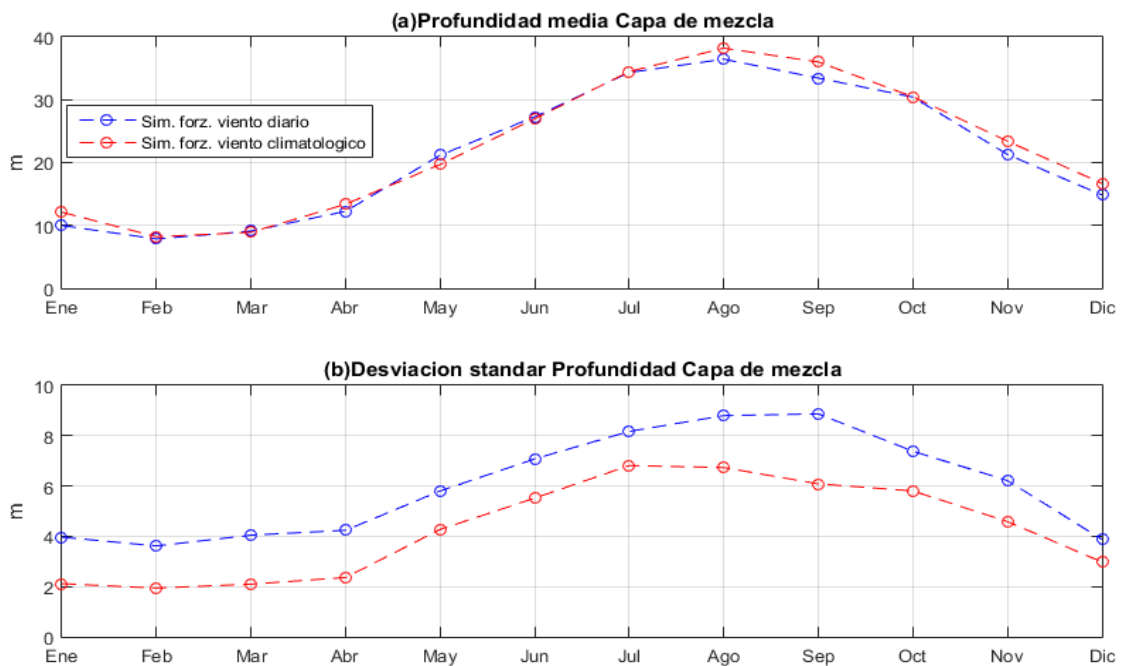


Figura 39. Promedio mensual de la profundidad de la capa de mezcla (en metros) para una franja costera de 35km comprendida entre 7°S-10°S.

El ciclo estacional mostrado aquí presenta el mismo ciclo que la variabilidad del estrés de viento; lo cual es coherente debido a que los procesos de turbulencia en capas superficiales del mar son forzados en parte por la acción del viento. En promedio las diferencias de profundidad de capa de mezcla son menores a 3m, favoreciendo Sim. CI durante casi todo el año (exceptuando marzo y mayo, aunque sus diferencias son poco significativas en esos meses). Respecto a las diferencias entre las simulaciones, estas son pocos significativas respecto al estado promedio anual (<10%). El ciclo estacional mostrado aquí presenta el mismo ciclo que la variabilidad del estrés de viento; evaluando la estacionalidad de la variabilidad de la capa de mezcla (figura 39b) esta muestra ser mayor para la simulación forzada con viento diario a lo largo de todo el año. A pesar del hecho que en término medio la capa de mezcla presenta el mismo grosor para ambas simulaciones a lo largo de todo el año, el efecto de su variabilidad espacialmente en los meses de enero-abril tendrían un significativo impacto en la variabilidad del corriente de Ekman. Esto es debido a que existe un aumento del alrededor de ~1 metro (10%) en la profundidad de la capa de mezcla de la simulación forzada con viento diario hacia la simulación forzada con viento climatológico, esto implicaría una disminución del 10% de la corriente de Ekman entre simulaciones. Para cuantificar este impacto se evaluó la estacionalidad de las diferencias entre simulaciones de la velocidad vertical integrada y la temperatura superficial del mar.



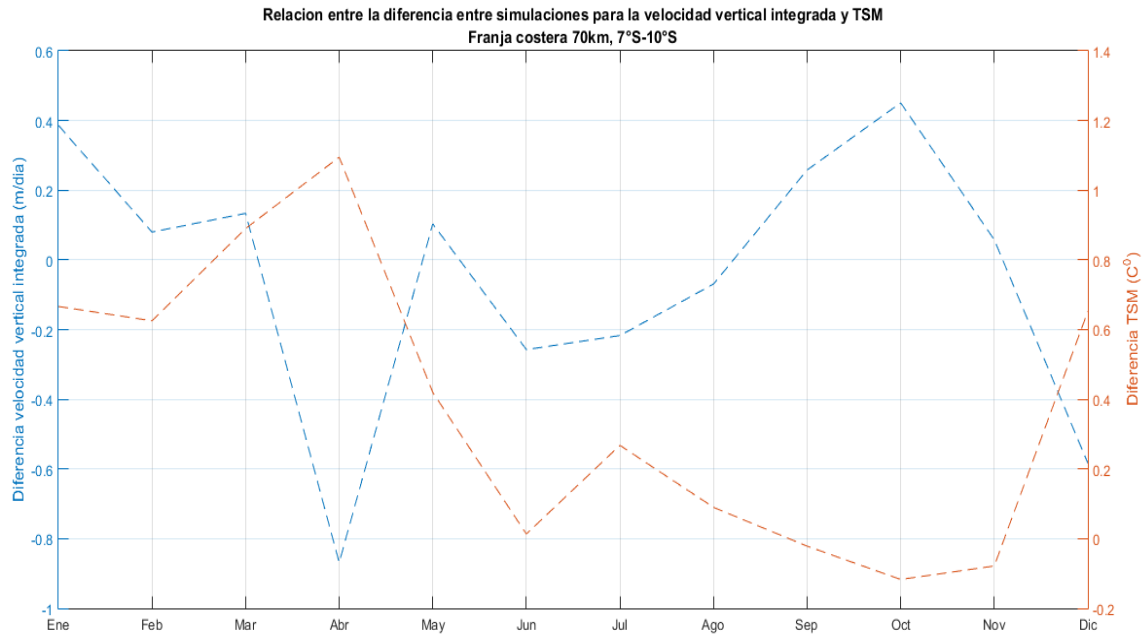


Figura 40. Promedio mensual de las diferencias entre simulaciones (simulación forzada con viento diario menos la simulación forzada con viento climatológico) para la velocidad vertical integrada (100m de profundidad) y TSM, promediado sobre una franja costera de km de ancho ubicada entre 7°S-10°S.

Respecto a la estacionalidad de las diferencias de la TSM entre las simulaciones (figura 40), se observa que esta diferencia es máxima en el mes de abril ( $\sim 1^\circ\text{C}$ ), mientras que son mínimas en los meses de invierno ( $0.05^\circ\text{C}$ ). En base a los resultados mostrados se puede concluir que un cambio significativo en la velocidad vertical integrada (pico de  $\sim 0.7$  m/día) puede generar cambios importantes en la temperatura ( $\sim 0.65^\circ\text{C}$ ) en los meses de enero-abril, esto es producto de la fuerte estratificación del mar debido a la poca profundidad de la capa de mezcla presente durante ese periodo de tiempo (figura 39). Mientras que en los meses de invierno-primavera un cambio similar en la velocidad vertical integrada ( $\sim 0.1$  m/día) genera poca diferencia de temperatura en la vertical (y de TSM), esto es debido nuevamente a la baja estratificación durante ese lapso de tiempo.

4.2.4 Análisis de términos energéticos asociados al sistema de circulación frente al Perú. La energía cinética turbulenta (EKE por sus siglas en inglés) es un indicador de la actividad turbulenta a meso-escala. Esta actividad proviene principalmente de inestabilidades en el sistema de corrientes costero (Colas et al. 2012, Marchesiello et al. 2003). Este indicador energético EKE se calcula a partir de las desviaciones respecto al promedio mensual de las componentes horizontales de la velocidad en superficie.

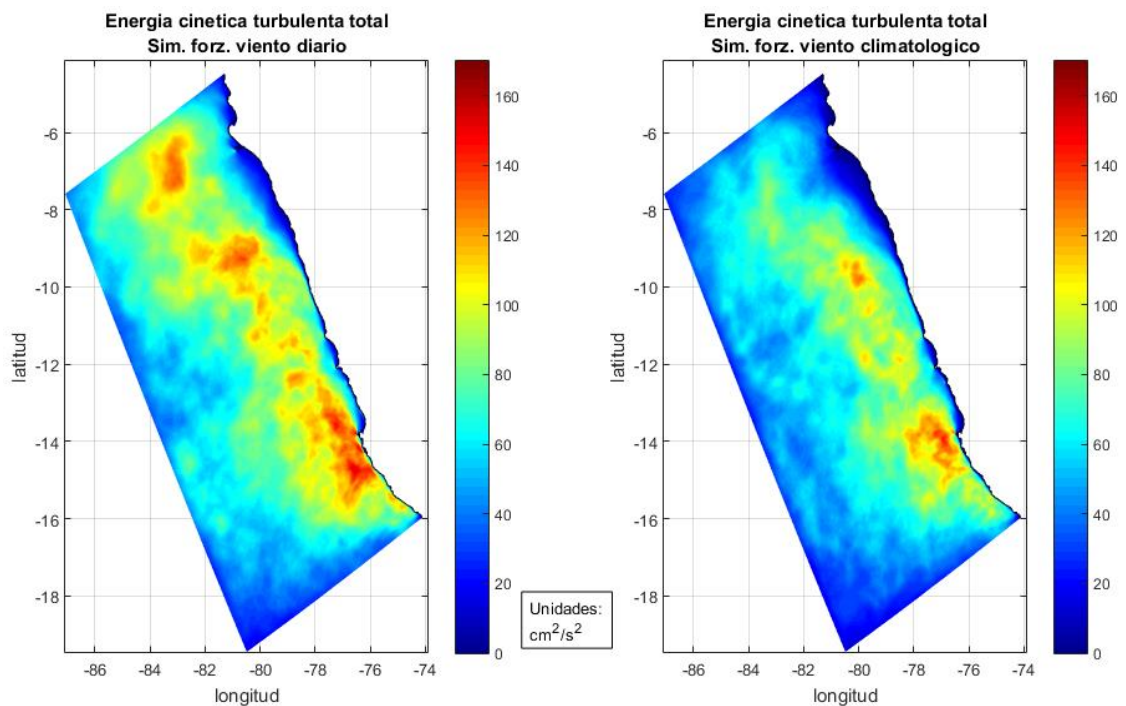


Figura 41. Promedio anual de la energía cinética turbulenta ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ), asociada a la simulación bajo un forzante: diario (izquierda) y climatológico mensual (derecha) de viento.

La figura 41 nos muestra el promedio anual de la distribución espacial de la EKE frente a Perú para dos simulaciones configuradas idénticamente a excepción del forzante de viento. En ambas simulaciones se observa que la EKE aumenta en valor a medida que se

aleja de la costa, además de ello estas se caracterizan por abarcar un mayor ancho frente a la costa (100km) para valores bajos de energía ( $<75 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ ) en latitudes bajas ( $6^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{S}$ ), mientras que estos mismos valores energéticos son alcanzados a distancias menores a 50km en la región comprendida entre  $10^\circ$ - $16^\circ\text{S}$ . Respecto a las diferencias entre simulaciones se observa que la EKE a lo largo de una banda paralela a la costa la simulación asociada al forzante diario de viento es la más intensa. Esta mayor intensidad es acorde a lo que se esperaba debido a que un viento de mayor frecuencia temporal es más fluctuante o intermitente en el tiempo, lo cual produce mayores fluctuaciones en el sistema de corrientes debido a la acción del viento sobre la superficie del océano. Como se mencionó anteriormente no existen cambios significativos en el estado promedio (anual y estacional) del sistema de corriente en la sección norte ( $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ ); sin embargo, esta región muestra diferencias en los mapas de energía cinética turbulenta (figura 41), es por ello que para cuantificar si estas diferencias son significativas se procede a calcular un perfil energético respecto a la distancia a la línea de costa.

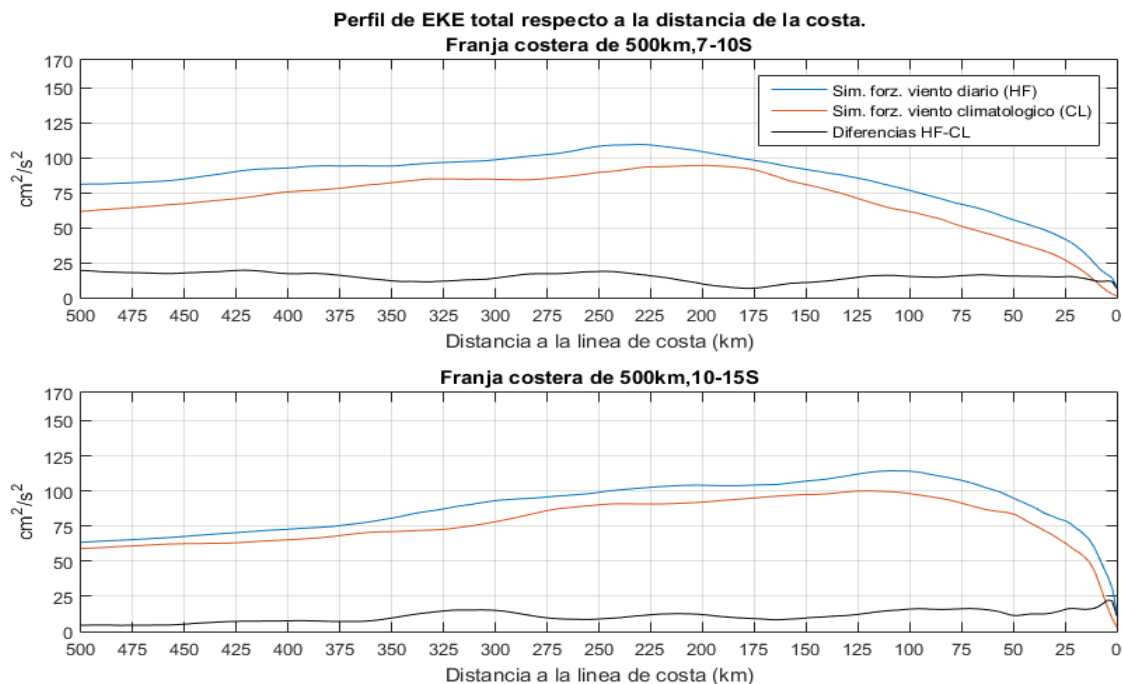


Figura 42. Perfil offshore del promedio anual de EKE ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ). Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento diario (azul); Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento climatológico (rojo); Diferencia entre simulaciones (negro) para una franja costera de 500km ubicada entre 7°S-10°S (arriba) y 10°S-15°S (abajo).

El perfil offshore (figura 42) nos indica que la distancia abarcada por la zona de bajos valores de EKE ( $<75 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ) es  $\sim 100\text{km}$  en promedio para la sección 7°S-10°S y  $25\text{km}$  para la sección entre 10-15°S en ambas simulaciones. Respecto a las diferencias de energía entre simulaciones (línea de color negro) para la sección ubicada más al norte (7°S-10°S) en promedio se mantiene relativamente constante  $\sim 15 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ; siendo siempre la diferencia favorable a la simulación forzada con viento diario. Respecto a la zona central (10°S-15°S) en promedio las diferencias son menores ( $\sim 10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ) comparadas a la diferencia mostrada en la sección más al norte. Lo cual en primera instancia aparenta ser distinto a lo que se esperaba, es decir, sabemos que la variabilidad mensual del viento es mayor en la región sur respecto a la del norte; Por ello se pensó inicialmente que el impacto de los pulsos de viento de alta frecuencia sobre la superficie del océano generaría una mayor diferencia en la actividad turbulenta respecto al efecto producido solo por las señales de baja frecuencia (simulación forzada con viento climatológico). No obstante, estas diferencias en promedio son débiles debido a que solo representan un aumento a priori del  $\sim 16\%$  en promedio anual en la actividad turbulenta frente a la costa (500km) debido al efecto de la alta frecuencia del viento.

Se evaluaron las componentes geostrofica y ageostrofica de la velocidad para identificar el origen de los procesos que inducen estas diferencias de energía sobre la región de estudio.

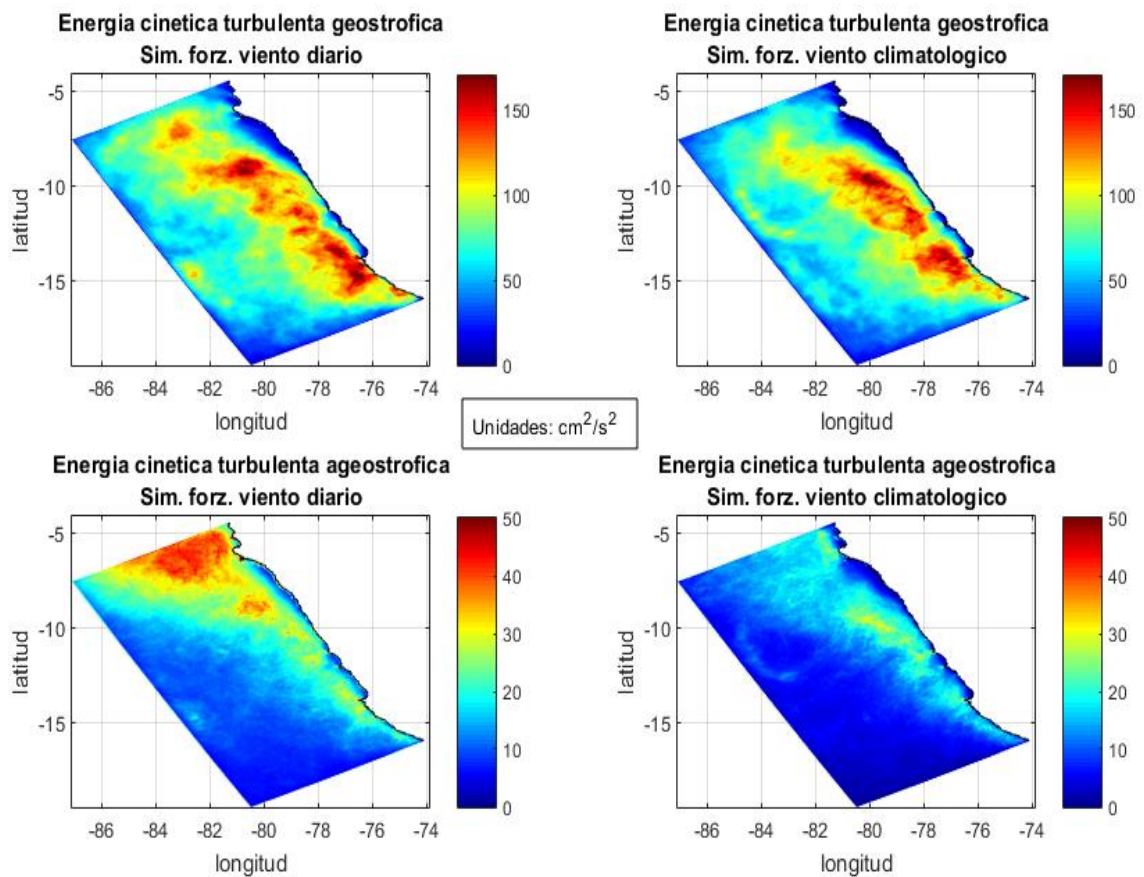


Figura 43. Promedio anual de las componentes geostrófica (arriba) y ageostrófica (abajo) de la energía cinética turbulenta para las simulaciones forzadas con viento diario (izquierda) y climatológica (derecha).

Se observa en la estimación de EKE ageostrófica (figura 43 abajo) la cual es claramente más intensa en la simulación forzada con viento diario; Lo cual es coherente debido a que la corriente ageostrófica está mayormente relacionada a la acción del viento sobre la superficie a través de la corriente de Ekman. No obstante, a pesar de las diferencias energéticas en la componente ageostrófica, ambas simulaciones presentan la misma estructura espacial. Respecto a la estructura espacial de la EKE ageostrófica se presenta más intensa en la región norte ( $6^{\circ}\text{S}$ - $8^{\circ}\text{S}$ ), abarcando un mayor ancho longitudinal el cual disminuye significativamente en dirección sur.

Este último resultado no se corresponde espacialmente con la distribución de la variabilidad del estrés de viento. Lo cual es debido en parte que la corriente de Ekman no depende solamente de la intensidad del estrés de viento, sino también de la inversa de valor del parámetro de Coriolis y de la profundidad de la capa de Ekman que en términos prácticos puede considerarse como la profundidad de la capa de mezcla. La distribución espacial de EKE ageostrófica es debida a la poca profundidad de la capa de Ekman frente a la costa, la cual particularmente abarca un mayor ancho (~200km) longitudinal en la región norte respecto a la sección sur (ancho ~50km) sumado al aporte del inverso del parámetro de Coriolis aumentando en dirección sur a norte, lo que intensifica aún más la corriente de Ekman. Es por ello que, en la región norte a pesar de la baja variabilidad de viento, esta es capaz de producir intensas corrientes de Ekman.

Respecto a la distribución espacial de la EKE geostrófica (figura 43 arriba) esta se ve generada principalmente por procesos de inestabilidades barotrópicas y baroclínicas en el sistema de corrientes costeras, lo cuales se detallarán más adelante. El impacto del viento de alta diario en la actividad turbulenta producido por corrientes geostróficas es poco significativo. Esto se aprecia al comparar las simulaciones en donde los patrones espaciales entre las simulaciones se mantienen semejantes, con poca diferencia a nivel energético sobre el promedio anual (<5%).

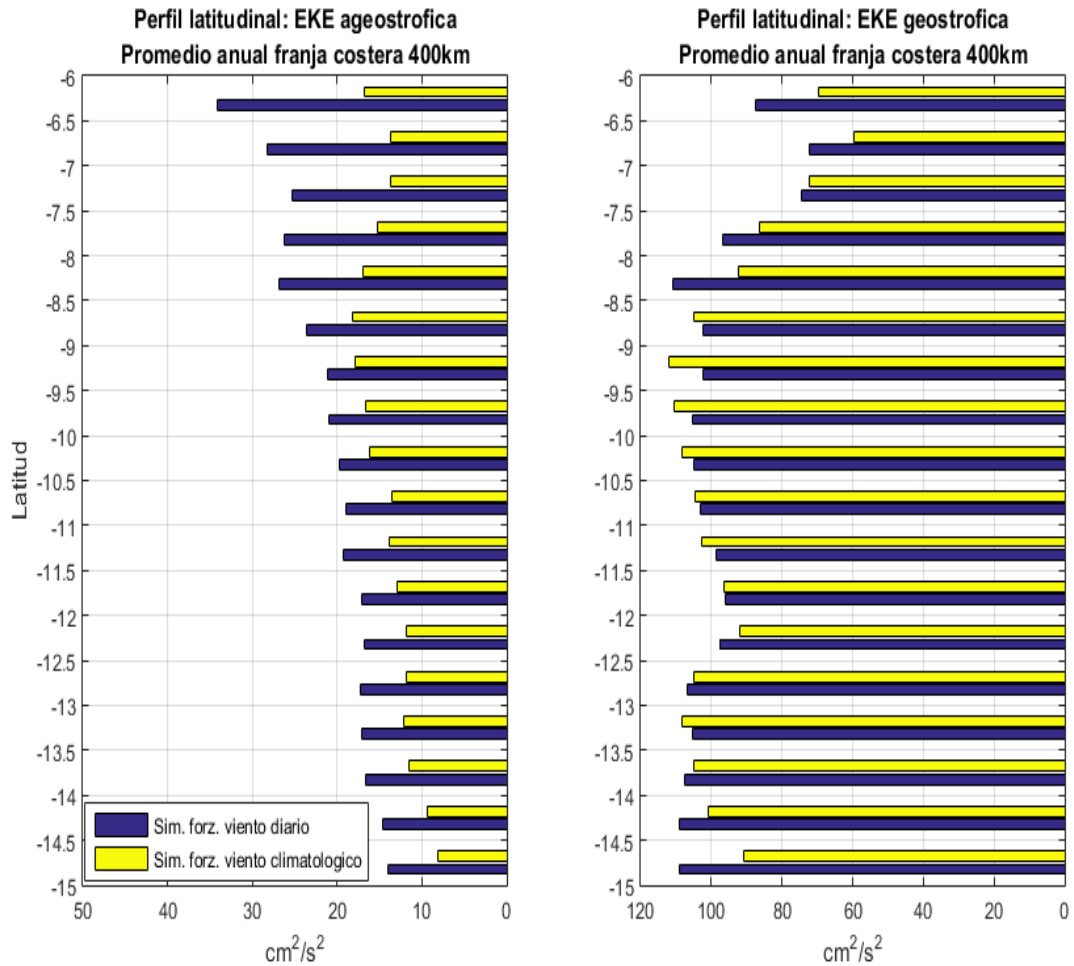


Figura 44. Perfil latitudinal de la energía cinética turbulenta ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) promediado sobre bandas de  $0.5^\circ$  de grosor para a la componente ageostrónica (izquierda) y geostrónica (derecha) sobre una franja costera de 400km de ancho. Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento climatológico (amarillo); Energía cinética turbulenta asociada a la simulación forzada con viento diario (azul).

Se observa (figura 44) que en término medio la componente geostrónica de la EKE es la componente que principal de aporte a la EKE total, debido que esta es mucho mayor a la energía mostrada por la componente ageostrónica para ambas simulaciones. Respecto a la componente ageostrónica esta es siempre favorable a la simulación forzada por viento diario; siendo más fuerte esta diferencia ( $\sim 13 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ ) en la región norte ( $7^\circ\text{-}10^\circ\text{S}$ ) mientras que se mantiene relativamente constante  $\sim 5 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$  para el resto de litoral. La

generación de energía cinética turbulenta ageostrófica al cambiar el forzante de viento climatológico hacia diario produce un aumento promedio del ~51%; Por otro lado EKE geostrófica presenta un comportamiento variado en cuanto a la intensidad de energía para ambas simulaciones, con energía promedio para la simulación forzada con viento diario de  $98.9 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$  y  $94.2 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$  para la simulación forzada con viento climatológico, lo cual indica que existe un aumento de ~5% de generación de EKE geostrófica al comparar simulaciones sobre una franja costera 400km comprendida entre  $6^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ . El cambio mostrado en la componente geostrófica de la EKE entre las simulaciones en términos anuales se muestra poco significativo; No obstante, más adelante se evaluó su estacionalidad para detectar si existe algún periodo de tiempo en donde esta diferencia sea más significativa.

En términos anuales, los responsables de las diferencias energéticas entre simulaciones se deben a cambios en el sistema de corrientes ageostrófica; la cual contribuye con el ~60% del aumento total de energía total del sistema, al cambiar el forzante de viento climatológico hacia uno diario, para la franja costera de 400km ubicada entre  $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$ . Como se manifestó anteriormente el cambio en la EKE total entre simulaciones es relativamente bajo en términos anuales (~16%). Sin embargo, al ser este resultado una medida que puede ser producto de periodos de alto cambio de aportes energéticos entre simulaciones y periodos de casi nulo cambio, se evaluó la estacionalidad de los aportes energéticos de las componentes de energía; Esto se realizó con el fin de detectar estos posibles cambios y además si presentan algún tipo de conexión con la estacionalidad de la variabilidad del estrés de viento.



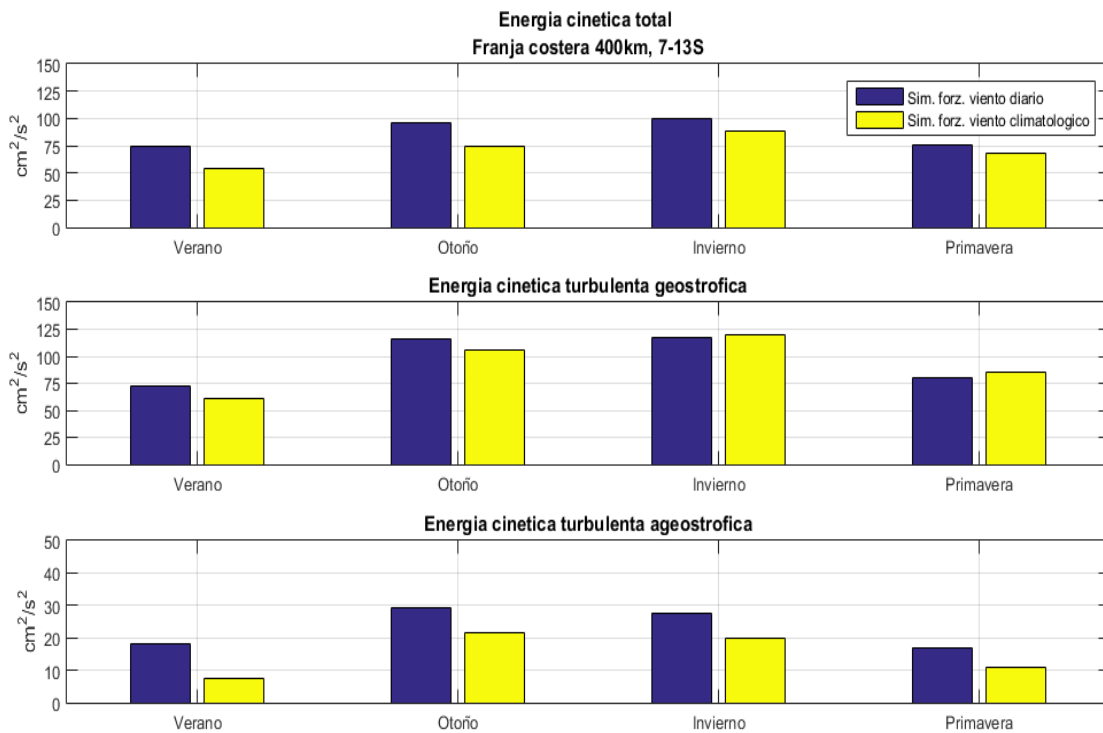


Figura 45. Promedio estacional de la energía cinética turbulenta total (arriba), geostrofica (centro) y ageostrofica (abajo) en  $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$  para la sección latitudinal  $7^\circ\text{S}$ - $13^\circ\text{S}$  comprendido 400km frente a la costa asociada a la simulación forzada por viento diario (azul) y climatológico (amarillo).

La serie mostrada en la figura 45 nos proporciona información sobre en qué periodo de tiempo promedio se dan los mayores valores de actividad turbulenta en superficie basados en los valores en la EKE total del sistema de corrientes. Se aprecia que ambas simulaciones presentan la misma estacionalidad respecto a la energía cinética turbulenta total con máximos de energía durante los meses de invierno y mínimos durante el verano; La estacionalidad de la EKE coincide con la estacionalidad de la variabilidad del estrés de viento, este hecho reafirma el vínculo directo del efecto de la variabilidad del viento en la actividad turbulenta a nivel superficial del mar. Lo cual es lógico debido a que un viento de mayor frecuencia temporal infringe un grado de variabilidad más alto en el sistema de corrientes que uno de menor frecuencia temporal, esto se ve verificado debido

que la simulación forzada con viento diario es más energética que la simulación forzada con viento climatológico a lo largo de todo el año para la energía generada por la componente ageostrófica del sistema de corrientes; Respecto a la estacionalidad de la EKE generada por las componentes geostrófica y ageostrófica de las corrientes se observa que de forma análoga se mantiene la misma estacionalidad que la EKE total con la diferencia importante que en la componente geostrófica durante los primeros 6 meses la simulación forzada con viento diario genera mayor energía que la simulación forzada con viento climatológico, sin embargo esta se invierte, siendo favorable a la simulación con viento climatológica durante el resto del año con diferencias relativamente bajas (<10%) entre simulaciones.

Para cuantificar el aporte energético generado por las componentes geostrófica y ageostrófica del sistema de corrientes a la actividad turbulenta durante distintos periodos de tiempo a lo largo del año (figura 45); se procedió a analizar la variabilidad de las diferencias entre simulaciones a lo largo de tiempo.

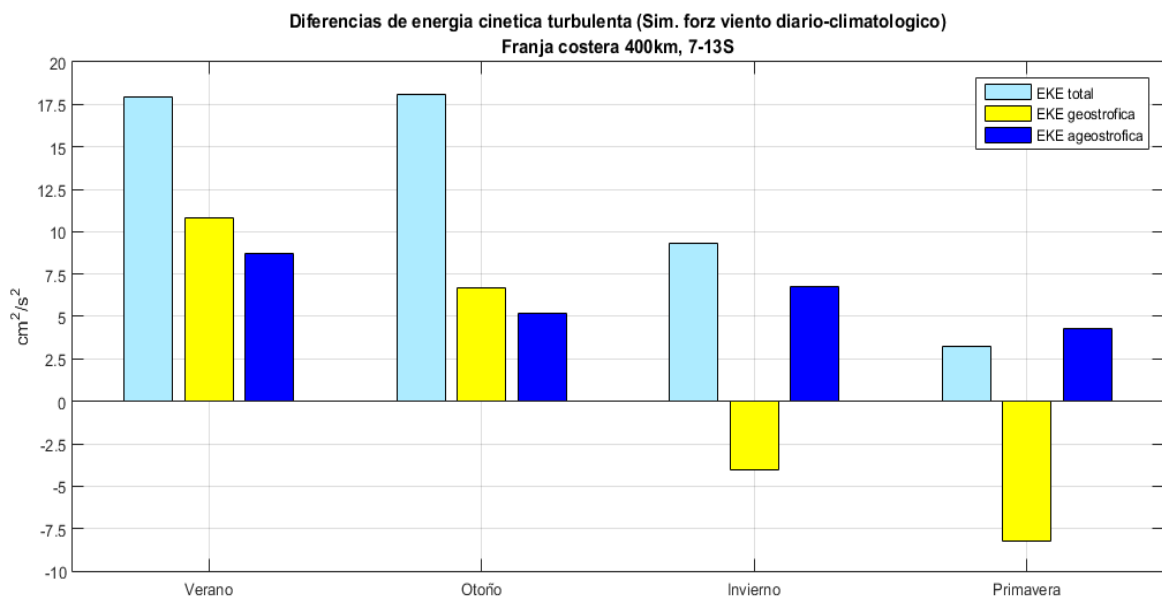


Figura 46. Promedio estacional de la diferencia de energía cinética turbulenta (EKE) entre las simulaciones forzada con viento diario menos la forzada con viento climatológico. Sobre una franja costera de 400km comprendida entre 7°S-13°S. En colores celeste (diferencia total de EKE), amarillo (diferencia de EKE geostrófica) y azul (diferencia de EKE ageostrófica).

En términos simples la figura 46 nos indica las diferencias energéticas entre simulaciones presentadas en la figura 45. Se observa que en promedio estacional el aporte de energía de la componente geostrófica a la diferencia total suele ser mayor al aporte de energía asociado a la componente ageostrófica (exceptuando los meses de invierno). Esto es especialmente más significativo en los meses de primavera en donde la diferencia producida en la componente geostrófica es casi el doble de la producida por la ageostrófica. Hay que tener en cuenta que este indicador es un término cuadrado, es por ello, que la suma lineal de cada componente no necesariamente debe coincidir en valor total; sin embargo, esta nos proporciona una aproximación del aporte de cada componente al total. El bajo valor del cambio de EKE geostrófica en términos anuales se debe al cambio de la simulación dominante en la generación de energía a lo largo del año; es decir, diferencias positivas en la generación de energía geostrófica por la simulación forzada por viento diario respecto a la climatológica en los meses de verano-otoño se ven disminuidas por las diferencias negativas entre estas simulaciones durante los meses de invierno-primavera, lo cual produce un cambio anual débil en el aporte energético de la componente geostrófica entre las simulaciones. En resumen, la tasa de cambio de la EKE simulaciones se expresa en la siguiente tabla:

Tabla 6. Tasa de cambio de Energía cinética turbulenta (promedio anual) al cambiar la frecuencia del forzante de viento en las simulaciones. (Climatológico hacia diario). Sobre una franja costera de 400km ubicada entre 7°S-15°S.

| Sección latitudinal | EKE total Sim. forzante viento diario ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) | EKE total Sim. forzante viento climatológico ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) | Diferencia /Tasa de cambio ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2},\%$ ) | $\Delta\text{EKE}/\text{tasa}$ Geostrófica Sim. cl $\rightarrow$ Sim. hf ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2},\%$ ) | $\Delta\text{EKE}/\text{tasa}$ Ageostrófica Sim. cl $\rightarrow$ Sim. hf ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2},\%$ ) |
|---------------------|--|---|--|--|---|
| 7°S-10°S            | ~86  | ~72   | ~14(19%)   | ~3(3%)   | ~8(47%)   |
| 10°S-13°S           | ~91  | ~80   | ~10(13%)   | -0.1(0%)   | ~5(36%)   |
| 13°S-15°S           | ~100   | ~86   | ~14(16%)   | ~7(7%)   | ~5(53%)   |

En promedio anual el cambio de EKE geostrófica entre simulaciones no es significativa (<7%); sin embargo, esta representa aproximadamente el ~35% del cambio EKE total; mientras que el otro ~65% está asociada al aporte en el cambio de la componente ageostrófica respecto al cambio total de energía en el sistema (16%) entre 7°S-15°S, aunque hay que considerar que la región de estudio y el periodo de tiempo que se evalúa afecta de manera significativa esta proporción como fue evidenciado en las figuras anteriores. Los procesos físicos que gatillan estas diferencias entre simulaciones se verán en la siguiente sección.

#### 4.2.5 Análisis de términos de generación de energía cinética turbulenta.

Los términos de generación de energía son útiles para entender y cuantificar los procesos físicos responsables de la producción de energía cinética turbulenta en el sistema de corrientes marinas. Entre estos procesos destaca la acción del viento sobre las capas superficiales en el océano, las inestabilidades barotrópicas y baroclínicas. Es por ello que para analizar que procesos se ven afectados debido al alta frecuencia de viento se comparara los términos de generación entre ambas simulaciones y se averiguara

asimismo cuál de ellos es el responsable de las diferencias energéticas que se vieron entre los modelos en la sección anterior.

***Termino de generación asociado a la acción del viento ( $F_e K_e$ )***

El término  $F_e K_e$  muestra el efecto en conjunto de la variabilidad del estrés de viento y la variabilidad de las corrientes (energía cinética turbulenta); Esto es debido al factor de  $\tau'$  (anomalía mensual del estrés de viento) y  $v'$  (anomalía mensual de corrientes geostróficas) presentes respectivamente en la ecuación asociada a ese término.

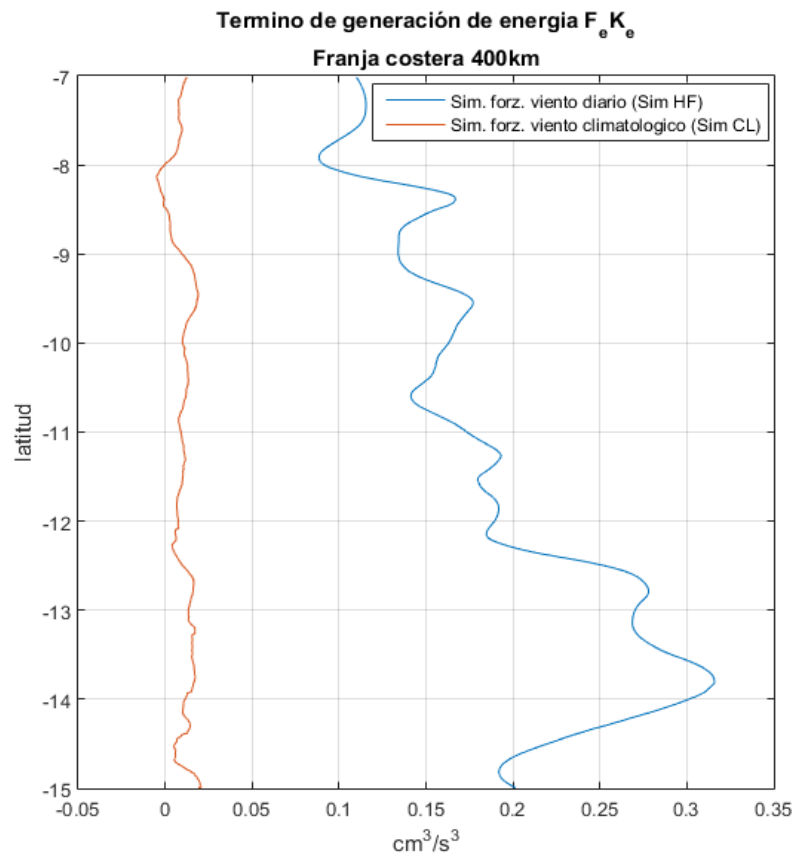


Figura 47. Perfil latitudinal del promedio anual del término de generación de energía  $F_e K_e$  en unidades  $\text{cm}^3/\text{s}^3$ . Calculado sobre una franja costera de 400km.

En base al perfil latitudinal de la figura 47 se aprecia el término de generación de energía asociada al esfuerzo de viento en superficie (FeKe), este indica que la medio anual de la energía generada por acción del viento en la simulación forzada por el viento diario es mucho mayor que la generada por la acción del viento mensual climatológica a lo largo de toda la costa; El valor medio de FeKe para la simulación HF es  $0.19 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$  mientras que para la simulación CL es  $\sim 0.01 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ , el cual representaría alrededor del 5% de la energía generada por la simulación HF. Sobre el comportamiento FeKe, existe una fuerte diferencia entre simulaciones, la energía generada por la simulación forzada con viento diario aumenta en dirección sur para la región comprendida entre  $7\text{-}14^\circ\text{S}$ ; asimismo este comportamiento latitudinal coincide con la variabilidad del estrés de viento. Los picos de máxima generación de energía promedio por acción del viento diario se ubican a  $12.7^\circ\text{S}$  y  $13.7^\circ\text{S}$ , siendo la zona comprendida entre estos dos picos la región de máxima generación de energía ( $0.28 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ) asociada directamente a la acción del viento. El término FeKe de la simulación CL muestra un comportamiento diferente respecto a lo anterior, mostrándose casi constante sobre toda la costa ( $0.01 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ), los bajos valores de este término de generación de energía se deben principalmente a la baja frecuencia de los datos de viento (climatológicos mensuales) al no tener variabilidad mensual el término  $\tau'$  es pequeño (tiende a ser cero). Para tener una mayor comprensión del aporte del viento a la generación de EKE se calcularon perfiles de energía respecto a la distancia de la línea de costa.

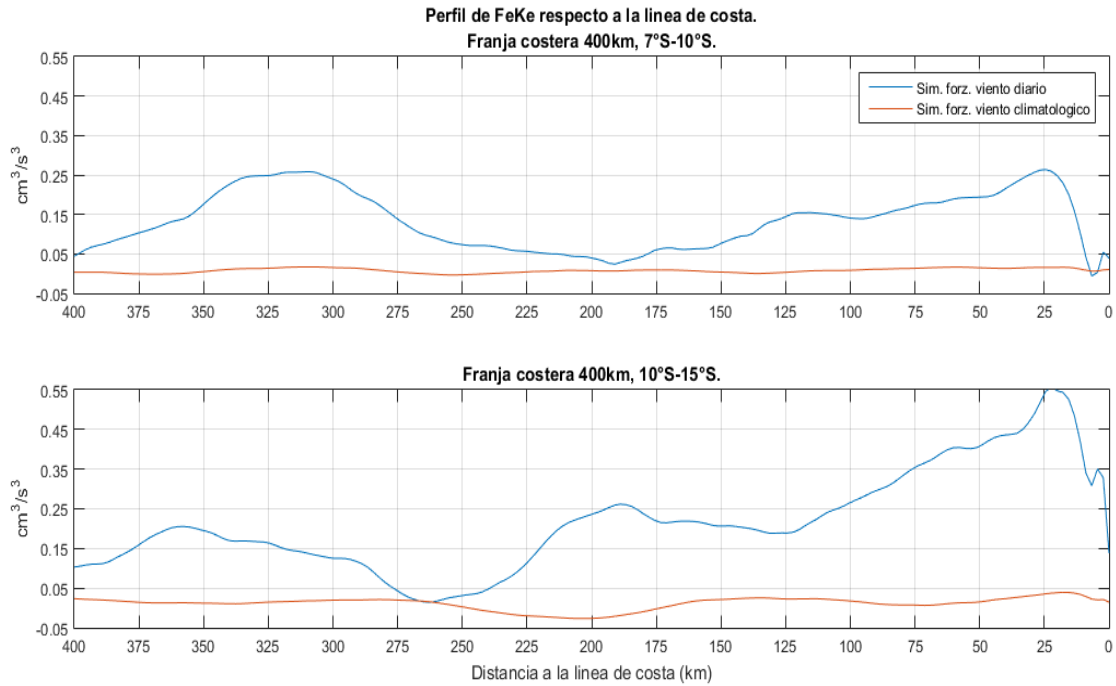


Figura 48. Perfil offshore del promedio anual del término de generación de energía  $F_e K_e$  en unidades  $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ ; calculado en una franja costera de 400km ubicada entre  $7^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{S}$  (arriba) y  $10^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$  (abajo).

El perfil frente a la costa nos indica que para la simulación HF el valor máximo de  $F_e K_e$  se ubica a una distancia promedio de 25km respecto a la costa para ambas regiones siendo mayor ( $0.55 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ) para la región ubicada más hacia el sur; En la región norte ( $7^\circ$ - $10^\circ\text{S}$ ) este disminuye en valor suavemente hasta  $0.05 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$  a unos 225km frente a la costa, A partir de esta distancia aumenta  $F_e K_e$  ubicándose el segundo pico de generación de energía a 300km frente a la costa. Este genera energía comparable a la producida a 25km. En la región centro-sur (10-15S) se produce un fenómeno similar con la diferencia que la caída de energía es mayor en esta región y la energía producida por el segundo pico es menor a la mitad de la energía producida a 25km de la costa.

La distribución de generación de energía debido a la acción del viento respecto a la distancia de la línea de costa se corresponde de manera coherente con los perfiles offshore

de EKE (figura 42). En la región norte se caracteriza por presentar un aumento lento de energía cinética turbulenta sobre los primeros 100km frente a la costa para luego estabilizarse a  $80 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ , mientras que en la sección centro-sur muestra valores similares de energía alcanzados a una distancia promedio de 25km de la costa; Este comportamiento se ve correctamente reflejando en el perfil de la figura 42, por la mayor contribución de energía cerca a la costa debido a la acción del viento, es decir, valores de energía más altos son producidos a una menor distancia de la costa en la región  $10^\circ\text{-}15^\circ\text{S}$  comparado a la región  $7^\circ\text{-}10^\circ\text{S}$ , esto se evidencio al calcular la EKE total como indica la figura 42 mencionada anteriormente.

La estacionalidad de este termino de generación se correlaciona positivamente con la estacionalidad de la variabilidad del viento, mostrando valores mínimos en los meses de verano y máximos en los meses de invierno (figura 19). A pesar que la intensidad de  $F_e K_e$  varía dependiendo de la estación, la distancia respecto a la costa en donde se producen estos picos de generación de energía se mantiene casi constante a lo largo de todo el año. Los valores de cuanto cambia estacionalmente este término se detallará más adelante.

### ***Termino de generación asociado a inestabilidades baroclínicas ( $P_e K_e$ )***

El término  $P_e K_e$  está asociado a la conversión baroclínicas de energía potencial en energía cinética. Depende de las fluctuaciones en la velocidad vertical y del término de flotabilidad; Esta última depende explícitamente de la temperatura y salinidad en profundidad. Se ha mostrado anteriormente (figura 38) que los cambios entre simulaciones para la temperatura solo son significativos en las capas más superficiales de océano (<25m de profundidad) y además de ello en estado promedio no existe cambio significativo en la salinidad (no mostrado). A pesar de ello, se evaluó si el efecto conjunto



de las anomalías mensuales de la velocidad vertical y el término de flotabilidad presentan diferencias significativas en la generación de energía debido a inestabilidades baroclínicas entre simulaciones.

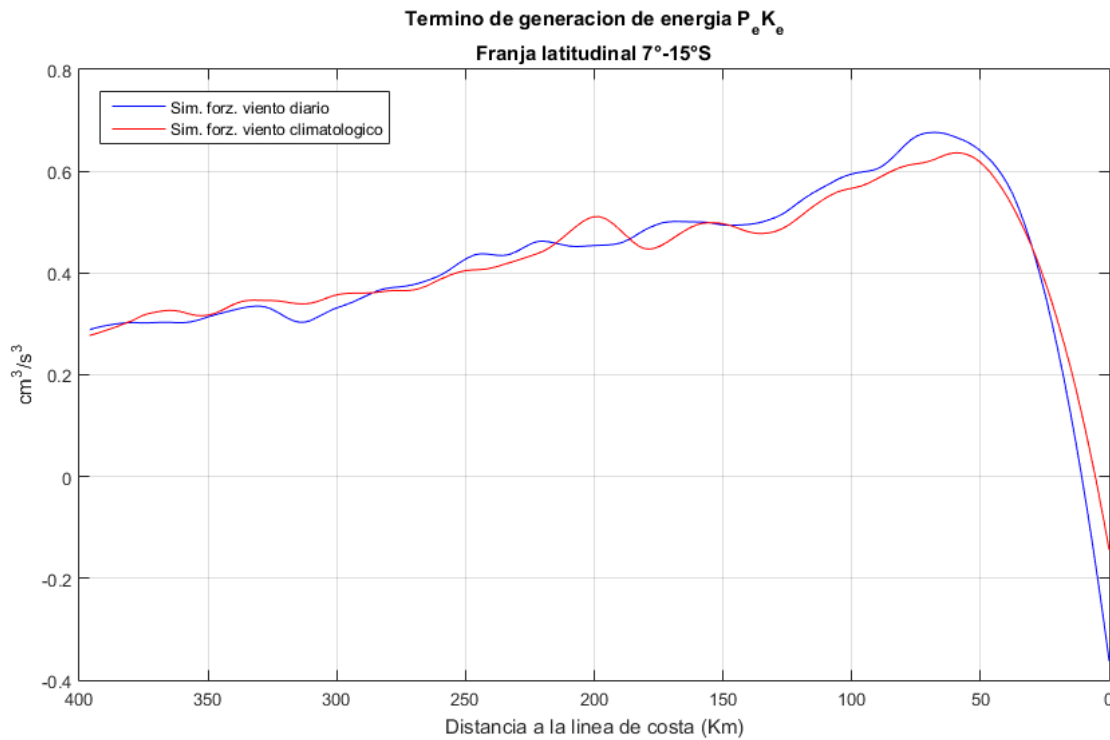


Figura 49. Perfil offshore del promedio anual del término de generación de energía  $P_e K_e$  integrado 100m de profundidad en  $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ . Calculado sobre una franja de 400km entre  $7^\circ\text{S}$ - $15^\circ\text{S}$ .

El perfil de  $P_e K_e$  respecto a la distancia de la línea de costa (figura 49) presenta la misma distribución espacial de generación de energía asociada a inestabilidades baroclínicas a lo largo de toda la costa, estas se caracterizan por mostrar bajos valores de generación de energía cinética turbulenta cerca a la costa y aumentando a medida que se aleja de ella; El pico de intensidad ( $\sim 0.6 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ) está ubicado a  $\sim 75\text{km}$  de distancia, luego disminuye levemente ( $\sim 0.3\text{-}0.6 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ) entre 75-400km. En promedio anual para ambas simulaciones no se observa diferencias significativas ( $< 0.002 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ) en generación de energía debido a procesos baroclínicos promediados sobre toda franja costera. Esto es

debido en parte al bajo grado de diferencia en el promedio anual temperatura ( $<0.1^{\circ}\text{C}$ ) en la estructura vertical (100m profundidad) entre las simulaciones.

El termino de generación de energía PeKe presenta estacionalidad marcada con máximo en los meses de invierno y mínimos en los meses de verano para ambas simulaciones. Más adelante se detallará cuantitativamente esta estacionalidad, así como su diferencia estacional entre simulaciones (figura 51).

### ***Termino de generación asociado a inestabilidades barotrópicas ( $K_m K_e$ )***

El término  $K_m K_e$  está asociado a inestabilidades en las componentes del sistema de corrientes, dicho en otros términos una inestabilidad barotrópica es el proceso por el cual la turbulencia a mesoescala emplea la energía cinética (EK) del flujo medio para crecer.

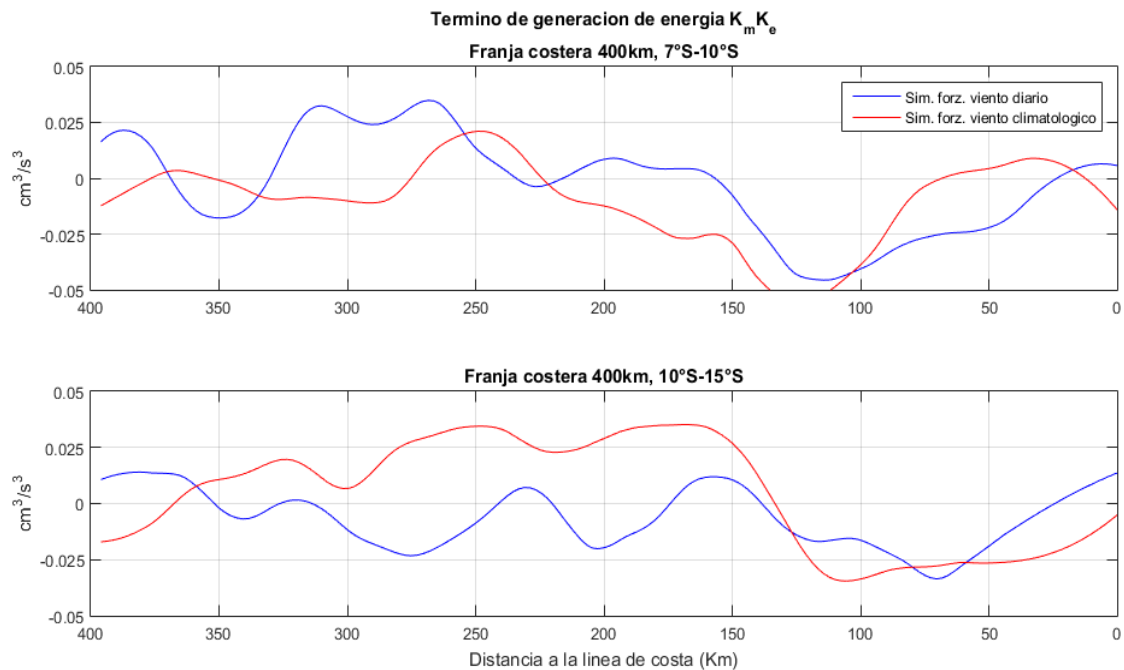


Figura 50. Perfil offshore del promedio anual del término de generación de energía  $K_m K_e$  integrado 100m de profundidad en  $\text{cm}^3\text{s}^{-3}$ . Calculado sobre una franja de 400km entre  $7^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$  (arriba) y  $10^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$  (abajo).

El término  $K_m K_e$  en la zona norte (7-10°S) muestra valores muy variables respecto a la distancia a la costa para ambas simulaciones, con valores mínimos (-0.06 cm<sup>3</sup>s<sup>-3</sup>) y máximos (0.03 cm<sup>3</sup>s<sup>-3</sup>) con diferencias significativas entre simulaciones (cambio del 65%). Sin embargo, al comparar el orden de magnitud del  $K_m K_e$  respecto a los otros términos este solo representa el 10% en magnitud promedio, es por ello que a pesar de las diferencias significativas en el aporte de energía en  $K_m K_e$ , este a su vez es poco significativa respecto a la diferencia a la suma total de términos de generación de energía.

La región sur presenta fluctuaciones de menor orden con mínimos de -0.025 cm<sup>3</sup>s<sup>-3</sup> y máximos de 0.03 cm<sup>3</sup>s<sup>-3</sup>. En promedio el término de generación de energía asociado a inestabilidades del tipo barotrópicas es mayor en la simulación asociado a un forzante de viento diario en la región norte y mayor para la simulación forzada con viento climatológico en la región sur.

Para evaluar los efectos de los términos de generación de energía cinética turbulenta se calculó el promedio estacional y anual de la suma total de los términos sobre una franja costera comprendida entre 0-400km frente a la costa.

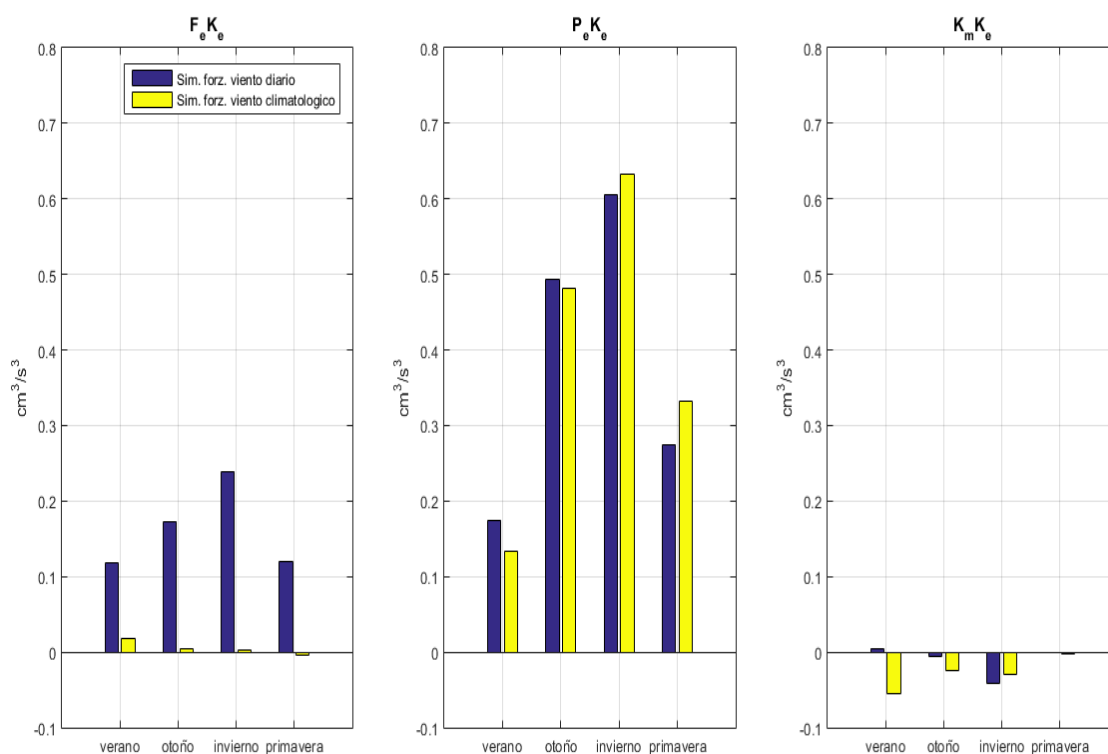


Figura 51. Promedio estacional de los términos de generación (izquierda) FeKe, (centro) PeKe y (derecha) KmKe; siendo estos dos últimos integrados sobre los 100m de profundidad para una franja comprendida entre 0-400km frente a la costa entre 7°S-13°S.

En base a la figura 51, se puede observar que el término FeKe, PeKe muestran la misma estacionalidad para la simulación forzada con viento diario; Caracterizándose por presentar mínimos en los meses de verano y máximos en los meses de invierno; En cuanto al término FeKe asociado al estrés de viento climatológico esta se muestra débil a lo largo del todo el año solo siendo significativo en los meses de verano ( $\sim 0.01 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ ), mientras que el término PeKe asociada a esta simulación presenta la misma estacionalidad que la simulación forzada con viento diario con la diferencias débiles entre simulaciones. El término de generación PeKe es aquel que domina la generación de energía cinética turbulenta en las dos simulaciones siendo ésta más intenso para la simulación forzada con viento climatológico para los meses de invierno-primavera, para la simulación forzada

con viento diario esta se muestra ser ligeramente más intensa en los meses de verano-otoño con diferencias poco significativas (<5%) en promedio. En término medio el aporte de  $KmKe$  es débil para ambas simulaciones a lo largo de casi todo el año exceptuando los meses de verano en donde su diferencia  $\sim 0.06 \text{ cm}^3\text{s}^{-3}$ .

Las diferencias de energía cinética total entre simulaciones (figura 51) se deben a diferencias producidas en la generación de energía entre simulaciones (figura 51). Durante los meses de verano la EKE total se muestra más intensa para la simulación asociado al forzante de viento diario, esto se debe principalmente a diferencias en el efecto de generación de energía debido a la acción del viento en superficie ( $\sim 60\%$ ), sumado a las diferencias generadas en las inestabilidades baroclínicas ( $\sim 24\%$ ) e inestabilidades barotrópicas ( $\sim 16\%$ ). Durante los meses de otoño se mantiene la dominancia de la simulación forzada con viento diario respecto a la generación de energía, con contribuciones a las diferencias de la EKE es casi en su totalidad producto a la acción del viento (90%), mientras el otro 10% es aportado entre las inestabilidades barotrópicas y baroclínicas. En invierno se observa un cambio, ahora la EKE geostrófica es más intensa para la simulación forzada con viento climatológico, esto es debido principalmente a las diferencias en la generación de energía por los términos  $PeKe$  (84%) y  $KmKe$  (16%); Sin embargo esta no llega a ser determinante en la diferencia de la EKE total entre simulaciones, debido a que es contrarrestada por la generación de energía debido a la acción del viento; la cual es favorable al forzante de viento diario produciendo una disminución significativa de su aporte en un  $\sim 15\%$  a la diferencia total de energía entre simulaciones, es por ello que la diferencia de EKE entre simulaciones es menor durante los meses de invierno al compararlos con las diferencias generadas en los meses de verano y otoño. En los meses de primavera la EKE total es mayor para la simulación forzada

con viento diario, según las diferencias en los términos esta se ve explicado por diferencias en la generación de energía debido acción del viento en superficie; sin embargo, esta diferencia se ve disminuida por las diferencias generadas en el término  $PeKe$  el cual favorece a la simulación forzado con viento climatológico; En donde sus diferencias aportan el 45% de la diferencia de energía generada por acción del viento entre las simulaciones. Por ello este débil cambio se ve reflejado en el grado bajo de cambio de EKE entre simulaciones para este periodo.

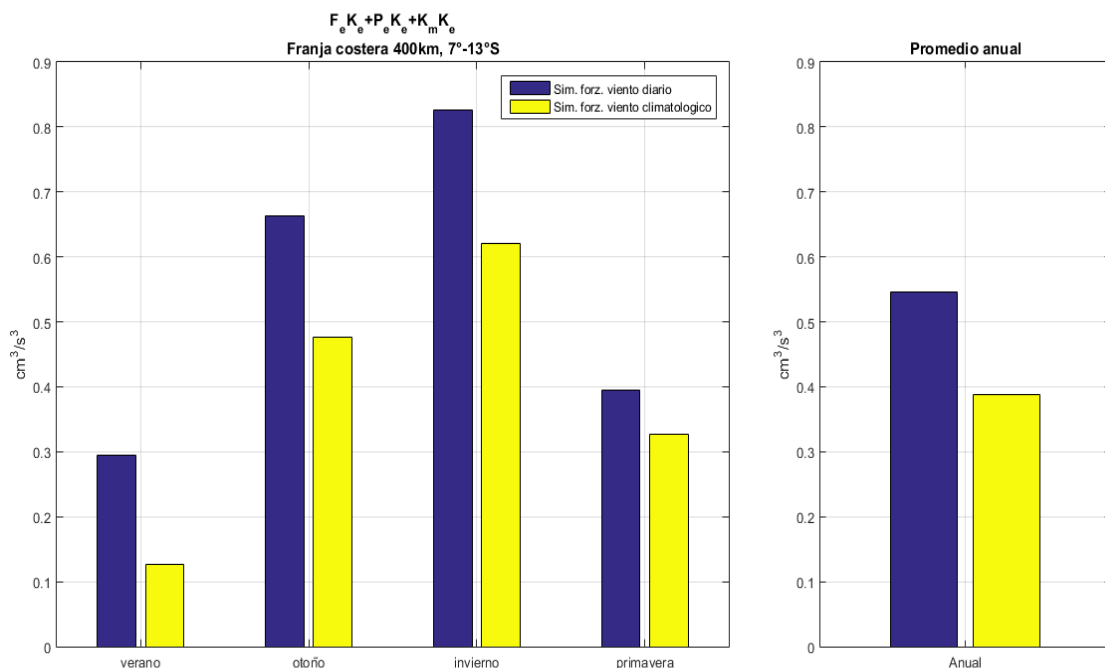


Figura 52. Promedio estacional (Izquierda) y anual (Derecha) de la suma de los términos de generación “ $FeKe+PeKe+KmKe$ ” integrado sobre 100m de profundidad. Calculado sobre una franja comprendida entre 0-400km frente a la costa sobre una sección latitudinal ubicada entre 7°S-13°S.

Como indica la figura 52 (derecha), en promedio anual la simulación forzada con viento diario (Sim. hf) presenta mayor intensidad en la generación de energía cinética turbulenta respecto a la producida por la simulación forzada con viento climatológico (sim. cl) a lo

largo de todo el año; lo cual es coherente con los resultados mostrados en diferencias de energía total entre simulaciones en la tabla 6. Estas diferencias energéticas entre simulaciones son producidas principalmente por la generación de energía debido a la acción del viento en superficie ( $F_e K_e$ ) representando el ~95% del total de los cambios en términos anuales, seguido por los cambios en  $P_e K_e$  y  $K_m K_e$  (~5%), aunque hay que tener en consideración que este alto porcentaje es debido a que las diferencias de  $P_e K_e$  entre simulaciones se ven disminuidas por su estacionalidad como se observa en la figura 51 y los bajos valores de  $K_m K_e$  en promedio. Respecto al ciclo estacional (figura 52 izquierda) ambas simulaciones presentan la misma estacionalidad alcanzando su pico máximo en los meses de invierno y su mínimo en los meses de verano, lo cual se correlaciona positivamente con la estacionalidad de su EKE total (figura 45). Según los términos de generación de EKE la simulación forzada con viento diario genera más energía a lo largo de todo el año respecto a la simulación forzada con viento climatológico. Sus diferencias son máximas en los meses de invierno ( $0.2 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-3}$ ) y mínimas en primavera ( $0.07 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-3}$ ). En términos anuales los términos de generación exponen que existe un aumento del 35% de EKE respecto de la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario.

Tabla 7. Tasas de cambio en la generación de energía cinética turbulenta entre simulaciones. Calculado sobre una franja entre 0-400km frente a la costa comprendida entre 7°S-13°S.

| Periodo de tiempo | $F_e K_e + P_e K_e + K_m K_e (\text{cm}^3 \text{s}^{-3})$ |   | Porcentaje de cambio relativo estacional (términos de generación de energía).<br>Sim.Cl → Sim. Hf | Porcentaje de cambio relativo estacional (Energía cinética turbulenta total).<br>Sim.Cl → Sim. Hf |
|-------------------|---|---|---|---|
|                   | Sim. Forzante de viento climatológico (Sim. Cl)           | Sim. Forzante de viento diario (Sim hf) |   |   |
|                   |   |   |   |   |

|           |       |       |       |      |
|-----------|-------|-------|-------|------|
| Verano    | ~0.13 | ~0.29 | +130% | +36% |
| Otoño     | ~0.48 | ~0.66 | +40%  | +20% |
| Invierno  | ~0.62 | ~0.82 | +33%  | +7%  |
| Primavera | ~0.33 | ~0.40 | +20%  | +4%  |
| Anual     | ~0.55 | ~0.40 | +35%  | +16% |

Los valores mostrados en la tabla 7, las primeras dos columnas muestran las cantidades aproximadas de la suma de términos de generación de energía para las dos simulaciones, las dos últimas columnas indican el porcentaje relativo de aumento al comparar la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario. A pesar del hecho que los términos de generación presentan una coherente estacionalidad con la estacionalidad de EKE, los porcentajes de cambio no reflejan tasas de cambio similar. Esto refleja que existe una sobre-estimación de energía respecto a los términos de generación el cual podría estar asociada al “aliasing” o solapamiento producido por el efecto de ondas a más alta frecuencia presentes en los datos el cual agrega un mayor grado de variabilidad indetectable en nuestro análisis; otro posible factor es la baja o casi nula contribución del término FeKe para la simulación forzado con viento climatológico, el cual repercute en hacer más fuertes las diferencias en la energía generada entre simulaciones.

#### **4.3 Análisis de dispersión de partículas frente a la costa del Perú.**

Para cuantificar el efecto del viento en los procesos turbulentos se procedió a realizar experimentos numéricos de dispersión de partículas frente a la costa del Perú (figura 53). Según como están detalladas en 3.1.4, la importancia de este efecto está relacionado directamente a los índices de retención larval y su productividad; Hasta la fecha la mayoría de los estudios numéricos de transporte y retención de larvas frente a la costa peruana se basaron en simulaciones numéricas forzadas con viento climatológico (Parada et al.,2017; Flores et al.,2016; Brochier et al., 2009; Brochier et al., 2008; Lett et al.,



2007). Es probable que los patrones y las tasas de retención cambien al utilizar corrientes forzadas por viento diario.

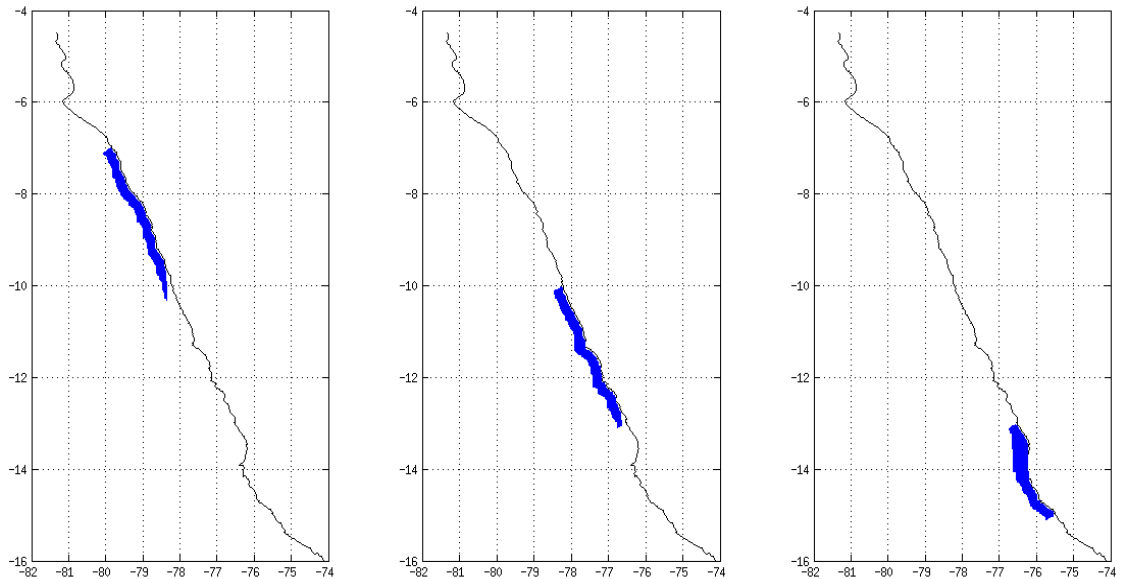


Figura 53. Distribución inicial de las 2000 partículas para las tres regiones de estudio. (Izquierda) Sección norte ( $7^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ ) de baja variabilidad de viento costero; (centro) Sección centro ( $10^{\circ}\text{S}$ - $13^{\circ}\text{S}$ ) variabilidad moderada de viento costero; (derecha) Sección sur ( $13^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ) variabilidad alta de viento costero frente a Perú.

#### 4.3.1. Distancia desplazada promedio de la dispersión.

En esta sección se evaluó la distancia desplazada por el conjunto de partículas advectadas para las regiones norte y centro entre las dos simulaciones; Esta se calculó como la distancia entre el punto inicial (tiempo=0 días) y el punto final luego de un periodo de “t” días. Se analizó mediante su valor medio y varianza en el tiempo.

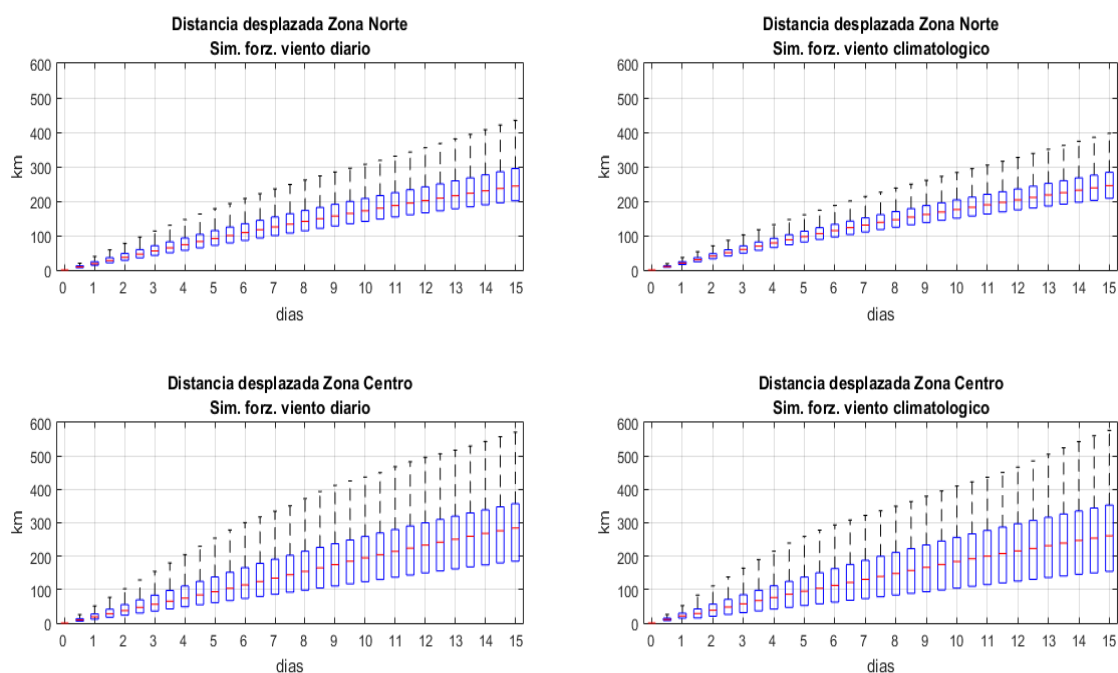


Figura 54. Diagrama de caja del promedio anual de la distancia desplazada en la advección de partículas para un tiempo advección. (Columna izquierda) Desplazamiento asociada a la simulación bajo un forzante de viento diario para regiones norte y centro. (Columna derecha) Desplazamiento asociada a la simulación bajo un forzante de viento climatológico para regiones norte y centro. La barra roja indica el valor medio de la distancia desplazada; el límite superior e inferior del rectángulo azul representan el percentil 25 y 75 de los datos; las líneas punteadas en negro indican el extremo del rango inter-cuartílicos hasta la observación más alejadas.

La figura 54 nos indica que a medida que aumenta el paso de tiempo para ambas simulaciones la distancia desplazada aumenta linealmente en un rango de 0-300km; además de ello esta es levemente mayor en la región centro; lo cual se correlaciona positivamente con el aumento de la intensidad del estrés de viento sobre esta región. En términos promedio la distancia desplazada en la advección entre las dos simulaciones son iguales con desplazamientos de ~250km para la región norte y distintos para la región centro en donde la simulación forzada con viento diario presenta mayor desplazamiento promedio (~280km) con respecto a la simulación forzada con viento climatológico (~265 km) luego de 15 días libre advección. La desviación estándar en el desplazamiento para

la región norte es mayor para la simulación forzada bajo un viento diario respecto a la simulación forzada con viento climatológica (tabla 8); Este hecho es coherente debido a la mayor frecuencia del viento diario que al poseer un mayor grado de variabilidad tiene efecto que haya una mayor dispersión en sus distancias desplazadas. La región norte (7°-10°S) ocurre la mayor diferencia (entre simulaciones) en la desviación estándar mensual de la distancia desplazada por las partículas coincide con la zona de mayor diferencia energética en la actividad turbulenta ageostrófica entre simulaciones (tabla 6), este hecho da un primer indicio del efecto directo de la alta frecuencia del viento en la dispersión de partículas.

Tabla 8. Desplazamiento promedio y desviación luego de 15 días de advección.

| Frecuencia del forzante de Viento |                    | Distancia desplazada promedio anual (km) | Promedio de la Desviación estándar mensual del desplazamiento (km) |
|-----------------------------------|--------------------|--|--|
| Diario                            | Norte (7°S-10°S)   | ~250                                     | ~60  |
|                                   | Centro (10°S-13°S) | ~280                                     | ~90  |
|                                   | Sur (13°S-15°S)    | ~230                                     | ~80  |
| Climatológico                     | Norte (7°S-10°S)   | ~250                                     | ~50  |
|                                   | Centro (10°S-13°S) | ~265                                     | ~88  |
|                                   | Sur (13°S-15°S)    | ~225                                     | ~78  |

Para observar la estacionalidad de la distancia promedio desplazada se calculó la serie de tiempo mensual mostrada a continuación para las tres regiones vistas en la tabla 6, luego de 15 días de advección.

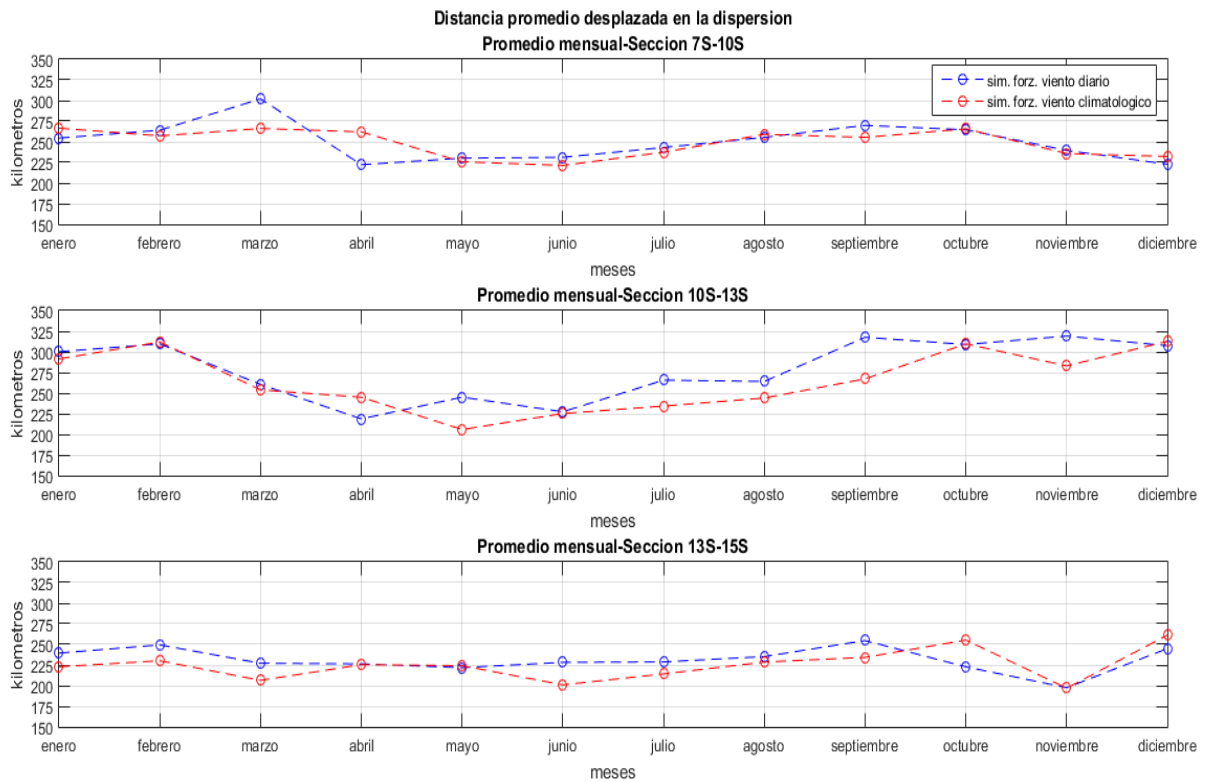


Figura 55. Promedio mensual de la distancia desplazada (km) luego de 15 días de advección. (Arriba) Región norte (7°S-10°S). (Centro) Región centro (10°S-13°S). (Abajo) Región Sur (13°S-15°S).

La figura anterior nos indica que la diferencia en promedio mensual del desplazamiento de partículas luego de 15 días de advección entre las simulaciones de viento de frecuencia diaria y climatológica es poco significativa; alrededor de ~5km en la región norte y sur mientras que es aproximadamente 15km en la región centro. En la región norte ambas simulaciones presentan la misma distancia desplazada promedio a lo largo de todo año exceptuando los meses de marzo y abril en donde presentan diferencias máximas de 35km favoreciendo primero a la simulación forzada con viento diario, luego a la simulación forzada con viento climatológico. La estacionalidad en esta región no es muy marcada, luego disminuye en valor durante los meses de otoño y primavera; En la región centro se observa el mismo patrón que en la región norte pero más marcado y con un

desplazamiento medio mayor en ambas simulaciones; Sin embargo, existe un aumento débil del 5% (~15km) favoreciendo a la simulación forzada con viento diario. En la región sur a pesar de mostrar la estacionalidad más fuerte del estrés de viento medio y variabilidad mensual frente a Perú no se ve reflejado en la estacionalidad del desplazamiento medio en la dispersión de partículas. Estos pueden estar asociados a la variabilidad estacional del estrés de viento y la profundidad de la capa de Ekman. El cual a pesar de mostrar baja intensidad y variabilidad de estrés de viento en la región norte-centro, los bajos valores de profundidad de capa de Ekman durante el verano producen un efecto conjunto de mayor transporte; lo cual conduce a una intensificación en la corriente en superficie; A pesar que en invierno la intensificación del estrés de viento debería producir una intensificación de la corriente de Ekman en superficie respecto a verano, esto no ocurre así debido al aumento de la profundidad de la capa de Ekman, esto produce una corriente de Ekman en superficie más débil, el cual se ve afectado por la latitud en la que se encuentra por el parámetro de Coriolis.

#### 4.3.2. Distancia promedio respecto a la línea costa de la dispersión de partículas.

En esta sección se evaluó la distancia media respecto a la línea de costa por el conjunto de partículas advectadas para ambas regiones de estudio entre las dos simulaciones. Esta se calculó como la distancia entre la posición de la partícula luego de 15 días de advección y el punto ubicado a la misma latitud en la línea de costa

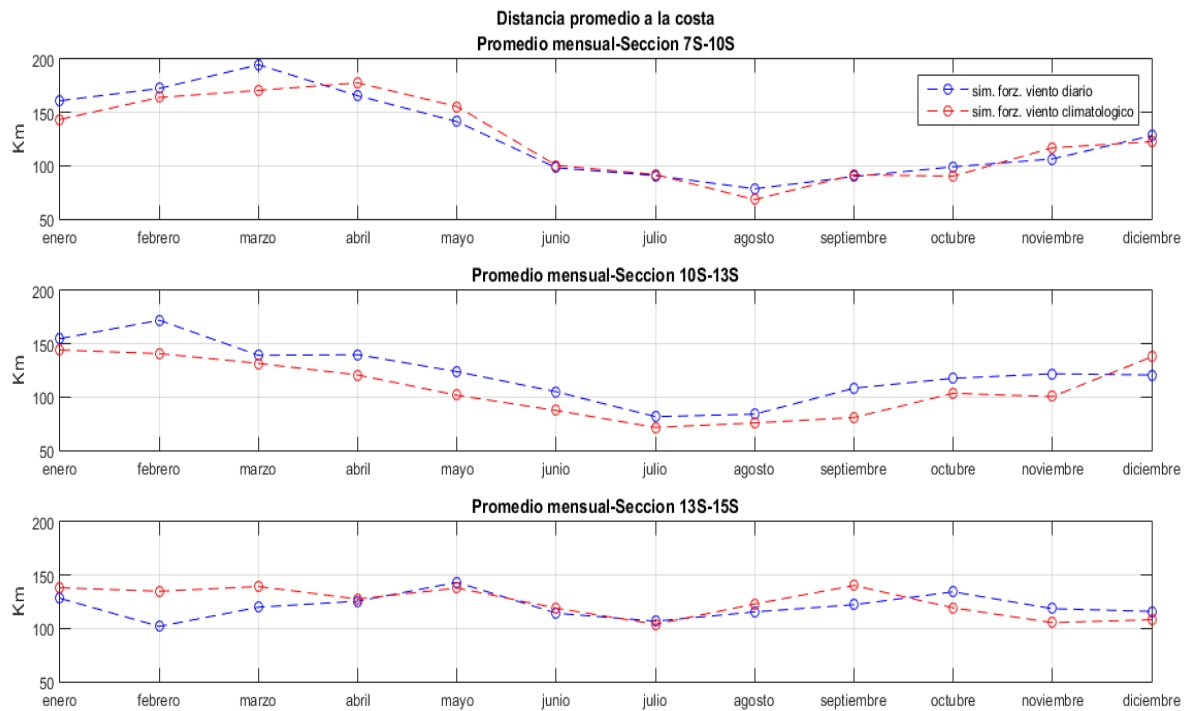


Figura 56. Promedio mensual de la distancia desplazada (km) respecto a la línea de costa luego de 15 días de advección. (Arriba) Región centro ( $7^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ ). (Centro) Región centro ( $10^{\circ}\text{S}$ - $13^{\circ}\text{S}$ ). (Abajo) Región sur ( $13^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ).

En la figura 56 se observa que el promedio de la distancia desplazada respecto a la línea de costa entre ambas simulaciones presenta la misma estacionalidad, siendo más marcada en la región norte; además de ello una presenta una diferencia ( $<15\text{km}$ ) poco significativa entre las dos simulaciones; Siendo esta favorable a la simulación bajo un forzante de viento diario. La estacionalidad muestra que la distancia desplazada respecto a la línea de costa en la advección es máxima durante los meses febrero-abril y mínima durante los meses julio-septiembre para las regiones norte y centro. Este comportamiento estacional es debido a que este desplazamiento está asociado a la componente perpendicular a la costa (cross-shore) de la corriente. La estacionalidad de esta componente se muestra sus máximos valores durante los meses de verano y se minimiza durante los meses de invierno (figura 56); Sin embargo, es importante mencionar que en módulo la velocidad

se incrementa durante los meses de invierno; el cual se debe principalmente a la intensificación de la componente paralela a la línea de costa (alongshore) en el sistema de corrientes. Para la región sur la distancia respecto a la línea de costa presenta poca variación estacional para ambas simulaciones con promedios de desplazamiento de 124km para la simulación forzada por viento diario y 120km para la simulación forzada con viento climatológico.

#### 4.3.3. Porcentaje de retención de la dispersión de partículas.

En esta sección se evaluó el porcentaje de retención de partículas distribuidas homogéneamente en superficie entre la franja costera y la isobata de 200m. Se consideró que una partícula esta retenida si luego de un periodo de tiempo de 15 días de libre advección la distancia perpendicular entre la posición final de la partícula y la línea de costa es menor igual a 70km.

En base a ello se calcula climatologías mensuales de porcentajes de retención de partículas en ambas simulaciones. En donde se observa un mayor porcentaje de retención de partículas en promedio durante los meses de junio-septiembre en ambas simulaciones para las tres regiones evaluadas (figura 53); El cual coincide con el periodo de menor de desplazamiento cross-shore en la advección de partículas respecto a la línea de costa para ambas regiones de estudio, que es debido a la estacionalidad de la corriente cross-shore como fue expuesto anteriormente (figura 33).

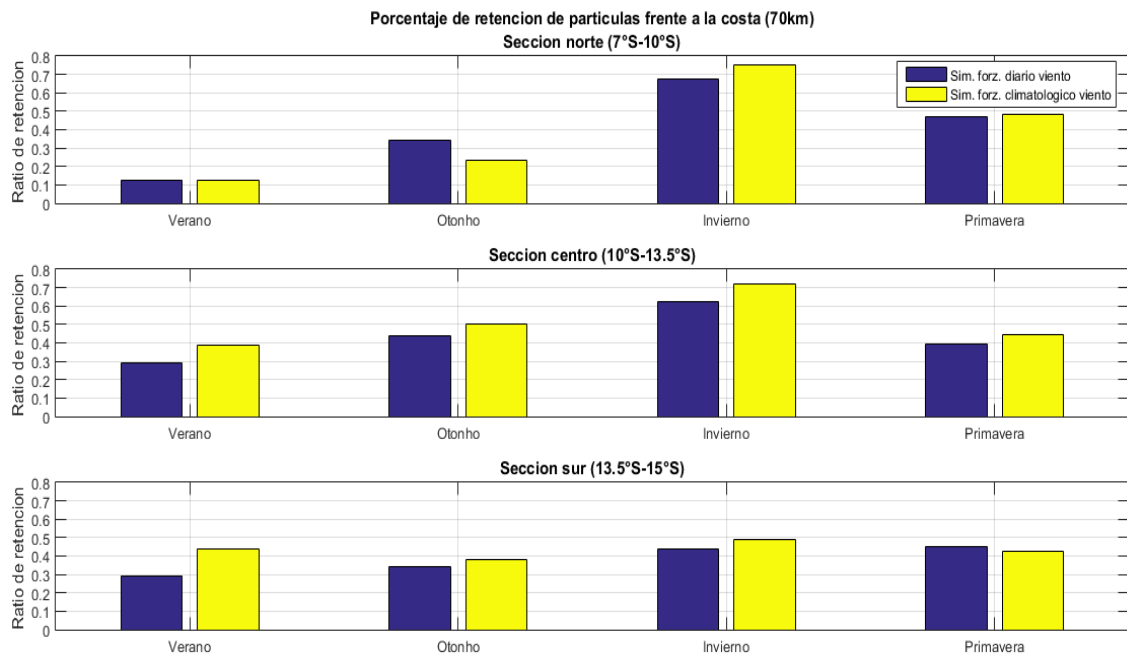


Figura 57. Promedio estacional de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 70km. (arriba) Sección 7°S-10°S, (central) Sección 10°S-13.5°S, (Abajo) Sección 13.5°S-15°S.

En la figura 57 muestra la estacionalidad de la retención de partículas en una franja costera de 70km de ancho. Las cuales son producidas por corrientes generadas a distinta frecuencia de viento (diario y climatológico) a lo largo de 3 diferentes secciones latitudinales. En término promedio la estacionalidad de retención de partículas muestra ser mayor durante los meses de invierno y menor durante los meses de verano; Siendo está estacionalidad más marcada en la región centro seguida por la región norte y finalmente la región sur. Como se observa en la parte superior de la figura 57; La estacionalidad en la retención de partículas en las tres zonas está influenciada principalmente por al efecto de la variabilidad estacional de la capa de mezcla (delgada en los meses de verano y gruesa en los meses de invierno-figura 39), siendo especialmente más preponderante en la región norte; La profundidad de la capa de mezcla domina al efecto del viento (baja variabilidad en la sección norte); sumado al efecto del parámetro



de Coriolis muestra valores de corrientes zonal ( $u$ ) especialmente altos en los meses de verano (figura 33). Esto produce una corriente de Ekman superficial más intensa, lo cual conlleva a una retención muy baja de partículas durante este periodo de tiempo. A pesar del efecto del factor de Coriolis y la leve intensificación de la velocidad del viento en los meses de invierno es dominado por la profundidad de la capa de mezcla, el cual en conjunto produce una corriente de Ekman en superficie más débil, la cual conlleva a altas tasas de retención de partículas durante el invierno. Para la sección centro y sur en los meses de verano se conoce que existe un aumento de la intensidad y variabilidad del estrés de viento en promedio respecto a la sección norte (figura 17 y 18), sin embargo al mismo tiempo se da un ligero aumento de la profundidad de la capa de mezcla (figura 42) y reducción del parámetro de Coriolis; el cual produce un efecto conjunto de disminución de la velocidad de la corriente de Ekman en superficie, el cual conlleva a un aumento en la retención de partículas en los meses de verano en dirección norte a sur. Para los meses de invierno la principal diferencia en la retención entre centro y sur se debe principalmente que en la región sur la intensidad del viento es más fuerte (respecto al centro), la cual es lo suficientemente intenso para dominar el efecto de la capa de mezcla y la disminución del parámetro de Coriolis. Lo que lleva a corrientes más intensas y por ende una menor retención de partículas en la zona en la sur respecto a la zona centro.

En resumen, en la sección norte ( $7^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ ) el efecto de la profundidad de la capa de mezcla es el factor dominante para la retención de partículas en superficie debido a la baja intensidad del viento, mientras en la sección sur ( $13.5^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ) y en menor medida en la sección la profundización de la capa de mezcla en los meses de invierno permite de compensar la intensificación fuerte del viento en los meses de verano y esto permite explicar porque se mantiene un nivel relativamente constante de retención para los meses

de verano e invierno. En la región centro al no presentarse una intensificación tan fuerte del viento en los meses de invierno comparado a la región sur produce mayores valores de retención debido a la profundización de la capa de mezcla, siendo esta ultima la región con los más alto valores de retención a lo largo de todo el año y frente a toda la costa peruana.

Respecto a la diferencia entre simulaciones en la retención de partículas se observa (figura 57) que hay un ligero dominio de la simulación forzada con viento climatológico mostrando mayores tasas de retención en las tres regiones de estudio. El cual se debe en condiciones promedias a las mayores profundidades de la capa de mezcla para la simulación bajo el forzante de viento climatológico; el cual bajo las mismas condiciones de viento promedio produce valores menores en la corriente de Ekman, por ello mayores tasas de retención asociadas a la simulación con viento climatológico.

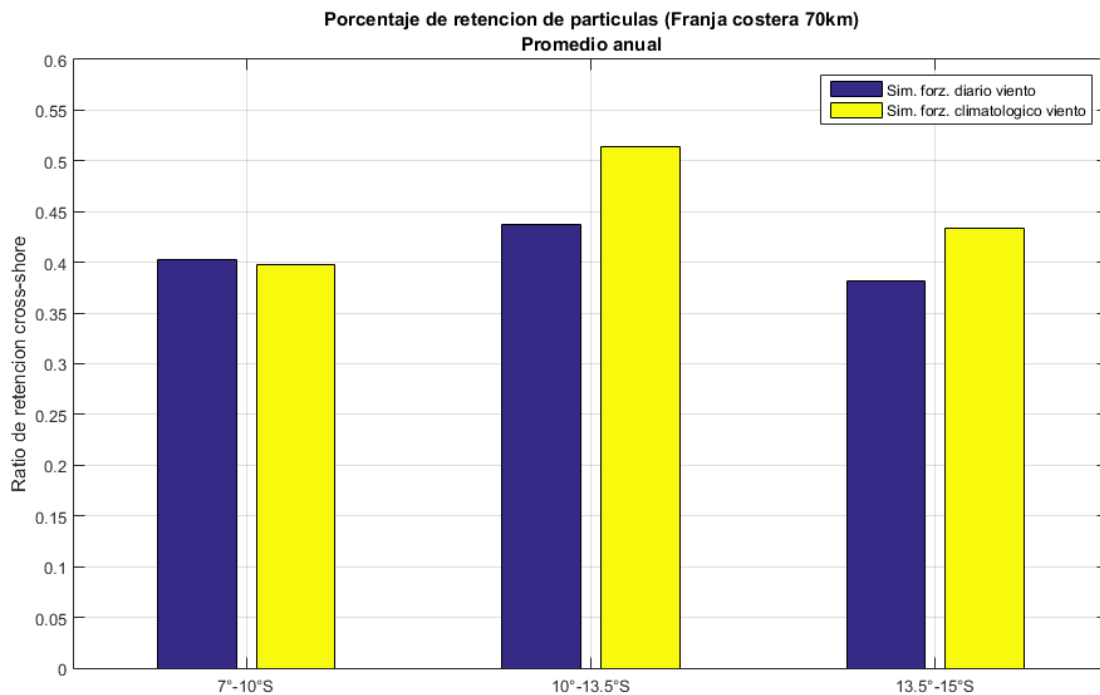


Figura 58. Promedio estacional integrado de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 70km para 3 secciones latitudinales.

El promedio anual de retención de partículas (figura 58) para las dos simulaciones nos indican que las mayores ratios de retención ocurren en la zona ubicada entre 10°-13.5°S, en la cual existe una disminución de ~11% en la tasa de retención de partículas entre las simulaciones (respecto de la tasa obtenidas de la simulación forzada con viento climatológica hacia la simulación forzada con viento diario). La cual se correlaciona inversamente con los valores de la EKE, indicando que para esta región la actividad turbulenta es más intensa para la simulación forzada con viento diario y por ello es esperable que exista una menor retención de partículas comparado a la otra simulación. En la siguiente tabla se expresan numéricamente las tasas de cambio entre simulaciones respecto a la retención de partículas en las tres secciones latitudinales evaluadas.

Tabla 9. Porcentajes de retención estacional entre las regiones de estudio y el cambio de la tasa de retención entre la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario, para una distribución de partículas en superficie.

| Estación  | Sección | Sim. Forzante Viento diario. | Sim. Forzante Viento climatológico. | Porcentaje relativo de cambio en la retención entre simulaciones. (climatológica->diaria) respecto a la climatológica |
|-----------|---------|------------------------------|-------------------------------------|---|
|           |         | Porcentaje de retención (%)  | Porcentaje de retención (%)         |   |
| Verano    | Norte   | 12.75%                       | 12.77%                              | Disminuye ~0%   |
|           | Centro  | 29.24%                       | 38.74%                              | Disminuye ~24%  |
|           | Sur     | 29.35%                       | 43.82%                              | Disminuye ~33%  |
| Otoño     | Norte   | 33.94%                       | 23.53%                              | Aumenta ~44%  |
|           | Centro  | 44.04%                       | 50.41%                              | Disminuye ~12%  |
|           | Sur     | 34.52%                       | 38.17%                              | Disminuye ~9%   |
| Invierno  | Norte   | 67.21%                       | 74.94%                              | Disminuye ~10%  |
|           | Centro  | 62.32%                       | 72.08%                              | Disminuye ~13%  |
|           | Sur     | 43.78%                       | 48.64%                              | Disminuye ~10%  |
| Primavera | Norte   | 47.33%                       | 48.06%                              | Disminuye ~1%   |

|                |        |        |        |                |
|----------------|--------|--------|--------|----------------|
|                | Centro | 39.11% | 44.41% | Disminuye ~11% |
|                | Sur    | 44.87% | 42.73% | Aumenta ~5%    |
| Promedio Anual | Norte  | ~40%   | ~40%   | Aumenta ~1%    |
|                | Centro | ~44%   | ~51%   | Disminuye ~13% |
|                | Sur    | ~38%   | ~43%   | Disminuye ~11% |

La tabla 9 nos indica que los cambios en las tasas de retención de partículas distribuidas inicialmente a nivel de superficie entre las simulaciones forzadas con viento diario y climatológico, en los meses de verano solo son significativos en la secciones 10°S-15°S con una disminución promedio de ~30% en las tasas de retención, mientras que en los meses de invierno el impacto del viento diario produce una disminución casi constante del ~10%; durante primavera no hay cambio significativo en las tasas de retención entre simulaciones, el mayor cambio en la tasa de retención entre simulaciones ocurre en la franja norte durante los meses de otoño con un aumento del 44% en la tasa de retención. En conclusión, se evidencia que el efecto del viento diario en las tasas de retención de partículas en superficie no modifica los patrones espaciales de la retención (ni en promedio anual y estacional), no obstante, produce una disminución promedio 12% en la retención de partículas en la zona central-Sur del Perú (10°S-15°S).

Se realizó un segundo experimento de retención de partículas distribuidas a nivel sub-superficial; Estas partículas se encuentran homogéneamente distribuidas en 7°S-15°S a profundidades entre 15-30m. Mediante un análisis exploratorio inicial se determinó la profundidad media y su varianza alcanzada luego de un periodo 8 y 15 días de libre advección, esto es para determinar qué tan segregadas están las partículas en profundidad y como se ven estas afectadas por los procesos turbulentos en las capas superficiales; Dado que estas capas son las afectadas principalmente por el efecto del viento en su superficie.

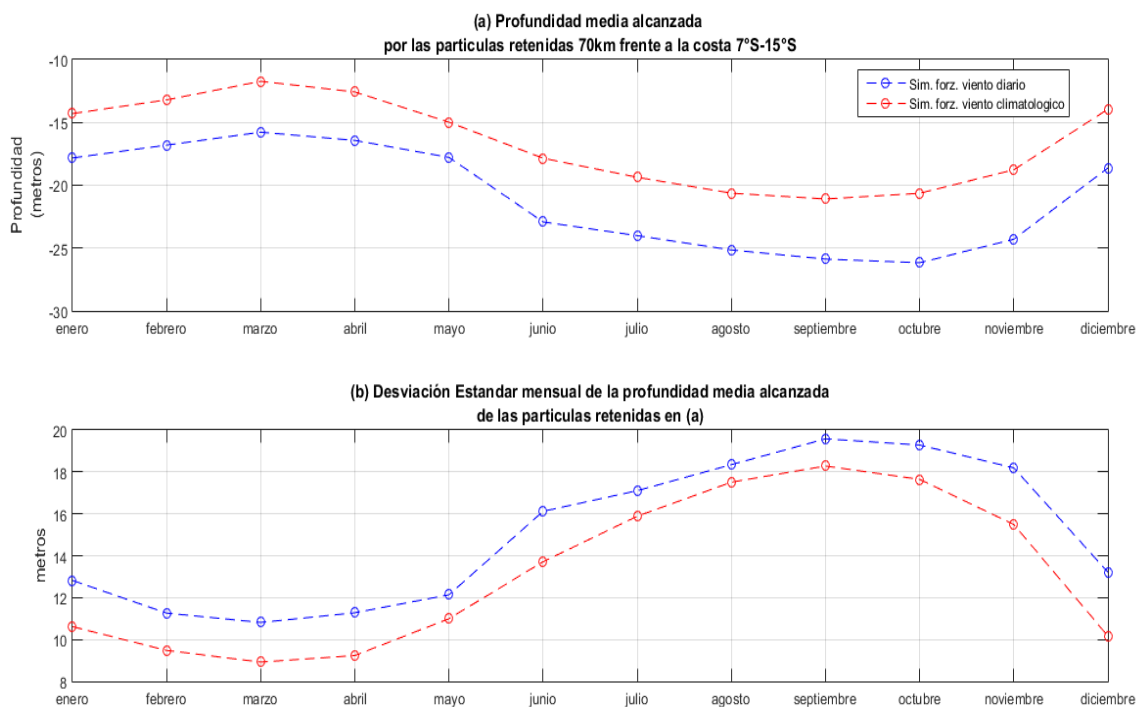


Figura 59. Media (arriba) y desviación estándar (abajo) mensual de la profundidad alcanzada en la distribución de partículas retenidas en una franja de 70km luego de 15 días de libre dispersión. (Azul) Simulación forzada con viento diario. (Rojo) Simulación forzada con viento climatológico. Calculado para una distribución de partículas ubicadas entre 15-30m de profundidad sobre una franja latitudinal entre 7S-15S limitada lateralmente por la isobata de 200m.

La figura 59 muestra que la estacionalidad de la profundidad media alcanzada por las partículas es igual en ambas simulaciones, la que a su vez presentan valores próximos entre sí a lo largo de todo el año (diferencia promedio ~4m) siendo mayor la profundidad alcanzada por la simulación forzada con viento diario. El mismo patrón se presenta en la estacionalidad de la desviación estándar mensual de la profundidad, existiendo una clara diferencia en la intensidad de la variabilidad alcanzada siendo más intensa en la simulación forzada con un viento diario; Un aspecto en común e importante que nos indica la figura 59, es que luego de 15 días de dispersión en los meses de verano las partículas se encuentran a niveles muy superficiales (capa 13-20m) para ambas

simulaciones; Los valores de profundidad media son menores para la simulación forzada con viento climatológico (~13m) comparados a los obtenidos para la simulación forzada con viento diario (~17m); mientras que en los meses de invierno estas se distribuyen en volumen de mayor tamaño (capa 20-30m) con profundidad media ~25m para la simulación forzada con viento diario y ~20m para la forzada con viento climatológico. Este comportamiento estacional en la distribución de partículas (figura 59.a) es el mismo que la estacionalidad de la capa de mezcla observada en las simulaciones (figura 42) con valores de profundidad media alcanzada cercanos a los obtenidos para la profundidad de la capa de mezcla; Otro aspecto a destacar que a su vez está relacionado a la figura anterior es la profundidad media alcanzada respecto al tiempo de advección (No mostrado); En ambas simulaciones se observa que en los meses de verano a medida que el tiempo de advección aumenta la profundidad promedio disminuye, es decir, a mayor tiempo de dispersión las partículas se superficializan más para ambas simulaciones; mientras que durante los meses de invierno ocurre lo contrario, es decir, a medida que el tiempo aumenta también lo hace la profundidad media. Esto nos induce a pensar que en promedio las partículas quedan atrapados en la capa de mezcla al aumentar el tiempo de dispersión (figura 59b), es por ello, que en los meses de verano (invierno) al haber una capa de mezcla delgada (gruesa) un mayor número de partículas quedan atrapadas en ella y por ende disminuye (aumenta) la profundidad promedio que a su vez también disminuye (aumenta) su variabilidad mensual.

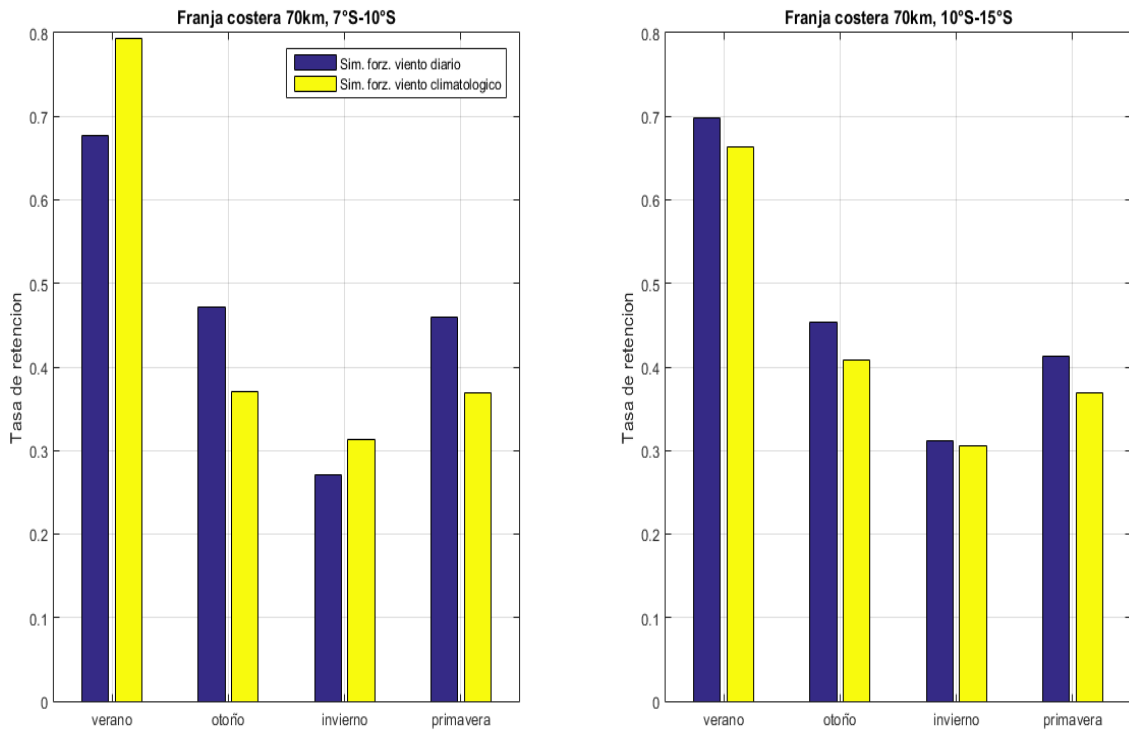


Figura 60. Promedio estacional de la tasa de retención de partículas sobre una franja costera de 70km comprendidos para dos secciones latitudinales 7S-10S (izquierda) y 10S-15S (derecha). En color azul la simulación forzada con viento diario y amarillo la simulación forzada con viento climatológico.

La figura 60 nos indica que en promedio las tasas de retención en ambas simulaciones son máximas durante los meses de verano y mínimas durante los de invierno; En la sección 7°S-10°S durante los meses de verano e invierno la mayor tasa de retención lo muestra la simulación con forzada con viento climatológico (~80%), mientras que en otoño y primavera lo hace la simulación forzado con viento diario. En la sección 10°S-15°S todas las estaciones temporales la simulación forzada con viento diario presenta mayores valores en la tasa de retención de partículas; Sin embargo, los valores de retención son próximos entre sí (aumento del ~4% al comparar simulaciones). Si comparamos la estacionalidad de las tasas de retención del experimento 2 (figura 60) con la del experimento 1 (figura 57) queda claro que hay una inversión de ella. Esta inversión

de la estacionalidad en la retención de partículas se debe principalmente al cambio de estacionalidad de la componente u (corriente zonal) en el sistema de corrientes (figura 33a); El cual es más intenso en los meses de verano(-8cm/s) y menor en los meses de invierno (-6 cm/s) en superficie (“- “indica dirección oeste); mientras que a partir de 20m de profundidad este experimenta un cambio de estacionalidad siendo menos intenso en verano (+1cm/s) y mayor en invierno (-3cm/s).

Tabla 10. Porcentajes de retención estacional entre las regiones de estudio y el cambio de la tasa de retención entre la simulación forzada con viento climatológico hacia la simulación forzada con viento diario, para una distribución de partículas entre 15-30m inicialmente.

| Estación       | Sección | Sim. Forzante Viento diario. | Sim. Forzante Viento climatológico. | Porcentaje relativo de cambio en la retención entre simulaciones. (climatológica->diaria) respecto a la climatológica |
|----------------|---------|------------------------------|-------------------------------------|---|
|                |         | Porcentaje de retención (%)  | Porcentaje de retención (%)         |   |
| Verano         | 7S-10S  | ~68%                         | ~79%                                | Disminuye 15%   |
|                | 10S-15S | ~70%                         | ~66%                                | Aumenta 6%  |
| Otoño          | 7S-10S  | ~47%                         | ~37%                                | Aumenta 27%   |
|                | 10S-15S | ~45%                         | ~40%                                | Aumenta 12%   |
| Invierno       | 7S-10S  | ~27%                         | ~31%                                | Disminuye 13%   |
|                | 10S-15S | ~31%                         | ~30%                                | Aumenta 3%  |
| Primavera      | 7S-10S  | ~45%                         | ~37%                                | Aumenta 20%   |
|                | 10S-15S | ~41%                         | ~37%                                | Aumenta 10%   |
| Promedio Anual | 7S-10S  | ~47%                         | ~46%                                | Aumenta 2%  |
|                | 10S-15S | ~47%                         | ~44%                                | Aumenta 6%  |



Como indica la tabla 10, las diferencias en los radios de retención entre simulaciones solo son significativas en la región 7°-10°S; A pesar de existir diferencias en las ratios de retención a lo largo de casi todo el año estas son menores al 15% (exceptuando otoño, primavera en la sección norte). En términos anuales la diferencia entre simulaciones no es significativas (<6%) en ambas regiones. Las mayores diferencias de las tasas de retención ocurren en la sección norte, principalmente en los meses de otoño en el cual se observa un aumento del 27% en las tasas de retención favoreciendo a la simulación forzada con viento diario. En verano e invierno para esta misma se observa una disminución promedio del 14% en las tasas de retención de partículas al comparar simulaciones, siendo favorable a la simulación forzado con viento climatológico; En los meses de otoño y primavera las tasas de retención aumentan más del 20% al comparar simulaciones (región 7-10°S). En la región sur los cambios entre simulaciones respecto a las tasas de retención estacional no superan el 12%, siendo poco significativo en verano (<6%) e invierno (<3%); Este aumento poco significativo está presente lo largo de todo el año siempre favoreciendo a la simulación forzada con viento diario.

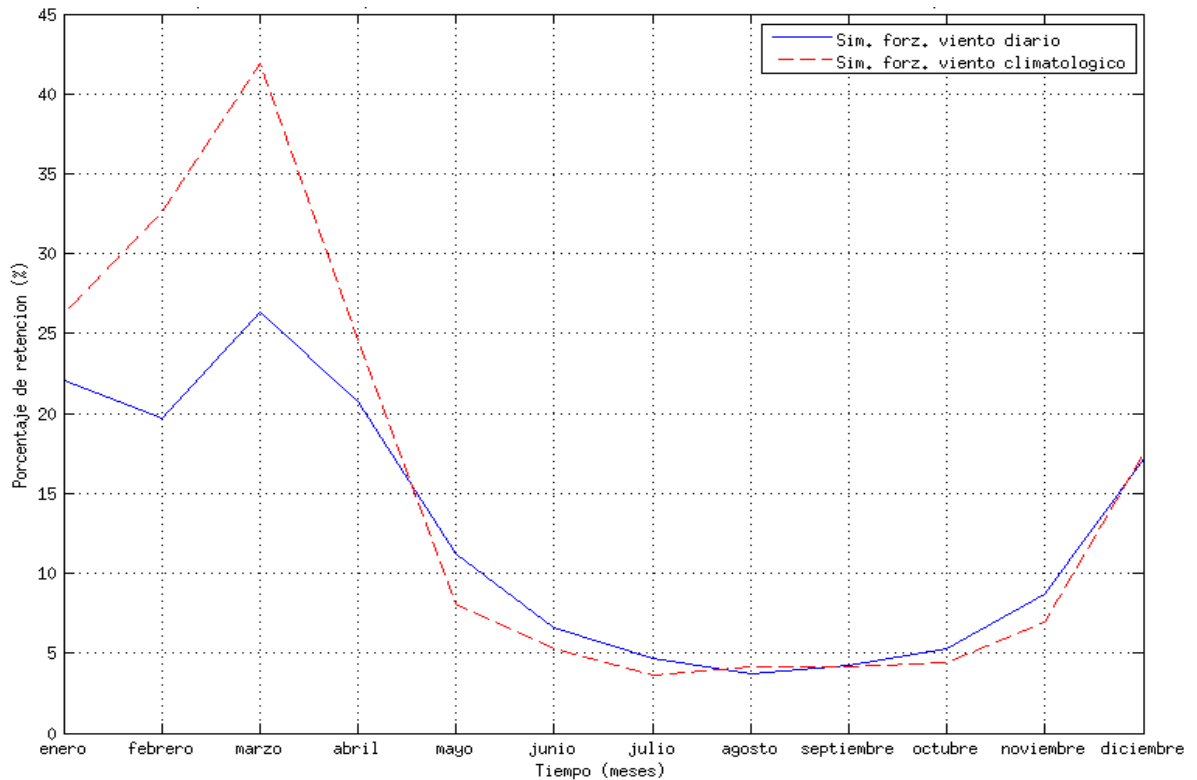


Figura 61. Porcentaje de partículas advectadas a capas superficiales menores a 10m de profundidad luego de 15 días de libre advección. Las partículas están distribuidas inicialmente en una sección latitudinal 7S-15S a profundidades entre 20-30m de profundidad. Solo se consideraron partículas a menor distancia de 70km de la línea de costa. En color azul la simulación forzada con viento diario y rojo la simulación forzada con viento climatológico.

La figura 61 nos proporciona un índice de afloramiento, el cual consideraremos como el porcentaje de partículas entre 20-30m de profundidad que son advectadas a capas más superficiales (<10m). En promedio ambos modelos muestran la misma estacionalidad, el mayor porcentaje de partículas son advectadas hacia la superficie en los meses de verano y la menor en invierno; Este resultado es coherente con la figura 59, en la cual se concluyó que la capa de mezcla es el factor determinante que atrapa un mayor porcentaje de partículas a niveles más superficiales debido a su delgado grosor (5-10m) en verano, mientras que en los meses de invierno la capa de mezcla muestra un mayor grosor (25-35m) lo cual permite que las partículas se distribuyen a lo largo de ella y por ende un

menor porcentaje permanece en las capas más superficiales. En los meses de enero-abril existe una fuerte diferencia del porcentaje de superficialización de partículas entre simulaciones, mostrándose que en promedio la simulación forzada con viento diario solo presenta que el 22% de las partículas ubicadas frente a la costa (<70km) afloran a la capa de 10m, mientras que la simulación forzada con viento climatológico presenta el 31%. Durante el resto del año la diferencia entre simulaciones para este índice es muy débil. En consecuencia, este índice nos permite deducir que en verano existe una disminución significativa en el índice de afloramiento entre simulaciones al calcular el afloramiento producido por la simulación forzada por el viento climatológico hacia la simulación forzada por viento diario. Este hecho es coherente con los resultados presentados en la sección 4.2.2, en la que se detectó que las mayores diferencias de temperatura superficial del mar se dan en los meses de verano (enero-abril) sobre los primeros 70km frente a la costa (figura 38). Este último resultado reafirma que el transporte de masas de agua en la simulación forzada con viento climatológico es más intenso en esta simulación, la cual produce un mayor enfriamiento en superficie con respecto a la simulación forzada con viento diario.

## **5. DISCUSIONES.**

### **5.1. Impacto de la alta frecuencia del viento en la dinámica del afloramiento costero.**

El trabajo presentado ha investigado el efecto de la alta frecuencia del viento sobre el estado promedio (estacional, anual) y variabilidad de las principales variables de estado asociadas al afloramiento costero frente al norte-centro del Perú (franja latitudinal desde 7°S hasta 15°S). Para ello se ha utilizado un modelo oceánico regional ROMS, el cual se configuro dos simulaciones evaluadas para un tiempo de simulación de 5 años forzada por datos de viento ASCAT (2008-2012). Estas simulaciones son idénticas entre sí con la excepción de la frecuencia del forzante del viento. La primera simulación utilizó un forzante de viento climatológico mensual obtenido a partir del promedio diario del estrés de viento ASCAT, esta climatología fue utilizada de manera recurrente para forzar cada año de simulación evaluado (5 años). La segunda simulación es forzada directamente por el promedio diario de estrés de viento ASCAT (2008-2012). El estudio se enfoca especialmente para los periodos de tiempo verano e invierno austral, así como el estado promedio anual. Esto es debido a que el propósito de este trabajo es evaluar el impacto del viento diario en las condiciones media del afloramiento costero, así como los parámetros oceanográficos asociados a ella, durante los periodos de tiempo que el viento muestra una máxima y mínima variabilidad mensual frente al norte y centro del Perú.

Al evaluar los dos forzantes de viento ASCAT (datos diarios, mensuales climatológicos) se evidencia que en términos promedio (mensual, anual) el transporte y bombeo de Ekman no cambian debido al efecto del viento a frecuencia diaria. Esto es consecuencia a la linealidad que presentan estos términos respecto al estrés de viento. No obstante, si

se presentan notables diferencias en la variabilidad mensual para ambos casos, la cual es producto por la variabilidad adicional presente en el estrés de viento diario.

En los resultados obtenidos a partir de las simulaciones del modelo numérico se evidencia que la influencia o impacto del estrés de viento diario sobre el estado promedio anual del sistema de corrientes, salinidad y profundidad de la capa de mezcla es poco significativa. Sin embargo, otros aspectos evaluados de las simulaciones indican que para el norte del Perú 7°S-10°S la temperatura superficial del mar (TSM) muestra un aumento significativo ( $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ) en términos anuales sobre una franja costera de 70km de ancho; este resultado es distinto en un estudio similar para el norte-centro de Chile desarrollado en el artículo de Aguirre et al 2014, el cual indica que los cambios de TSM debido a la influencia de la variabilidad sinóptica del viento (diaria) son pocos significativos ( $0.2^{\circ}\text{C}$ ) frente toda la costa. No obstante, durante los meses de verano esta diferencia se intensifica ( $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ ), de forma similar a lo mostrado frente a la costa norte de Perú, en donde el impacto en la temperatura debido al efecto del viento es de  $\sim 0.65^{\circ}\text{C}$  (aumento entre simulaciones) frente a la costa para la banda latitudinal 7°S-10°S. La variabilidad de la TSM frente a Perú muestra ser más intensa sobre toda la banda costera siendo mayor para la simulación forzada por viento diario (figura 30). Este aumento de intensidad y variabilidad temperatura entre simulaciones son particularmente más intensos en los meses de marzo-abril y siendo poco significativos en invierno. Esto es producto principalmente al efecto conjunto de los cambios de velocidad vertical integrada entre las simulaciones y la estratificación en el sistema, es decir, en los meses de verano existe una fuerte estratificación debido a la poca profundidad de la capa de mezcla (5-10m de profundidad) y cambios pequeños en la corriente vertical ( $\sim 0.7\text{m/día}$ ) son suficientes para inducir cambios significativos en la temperatura a niveles superficiales; mientras que en

los meses de invierno a pesar de existir una diferencia más significativa entre la componente vertical entre las simulaciones ( $\sim 0.8\text{m/día}$ ) esta no es lo suficientemente intensa debido a la poca estratificación existente dada la mayor profundidad abarcada por la capa de mezcla (25-35m) en ambas simulaciones.

Por otro lado, un comportamiento similar es encontrado en la variabilidad de TSM para el norte-centro de Chile (Aguirre et al., 2014) como indica la figura 56; Al comparar magnitudes sobre la variabilidad (desviación estándar) de la TSM en verano austral entre Chile y Perú se muestran mucho más fuertes en Chile. Este último resultado es consecuencia de la mayor intensidad y variabilidad de los vientos en Chile respecto a Perú (Rahn et al, 2014; Renault et al., 2012; Goubanova et al., 2010).

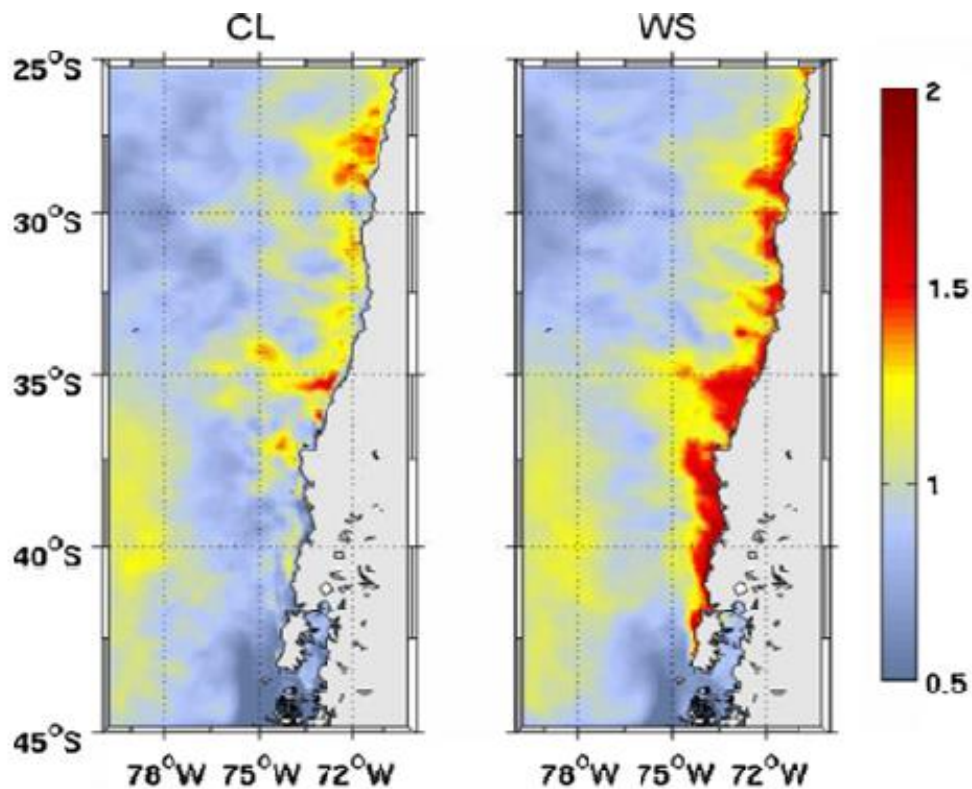


Figura 62. Desviación estándar de la temperatura superficial de la mar diaria (C) frente a Chile, forzante de estrés de viento climatológico (CL), forzante de estrés de viento sinóptico diario (WS). Aguirre et al., 2014.

El indicador de la actividad turbulenta (EKE) frente a Perú aumento en un ~16% (promedio anual), al evaluar la energía producida por la simulación forzada por viento diario con respecto a generado por la simulación forzada por el viento climatológico. Este aumento corresponde principalmente al aumento de las fluctuaciones de la componente ageostrófica del sistema de corrientes para la banda costera 400km frente a Perú (7°-13°S); donde el aporte de esta energía al total de EKE para la simulación con viento diario es de ~17%, mientras que la asociada al forzante climatológico de viento representa el 11%. Un comportamiento similar es encontrado en el estudio de Aguirre et al., 2014 frente a Chile el cual expresa que el aporte de la componente ageostrófica a la energía total es del 25% para la simulación forzada con viento sinóptico diario, mientras que su aporte para la simulación forzada con viento climatológico solo es del 5% para la franja costera ubicada entre 35°-45°S. Respecto a la componente geostrófica las simulaciones frente a Perú mostraron que en términos anuales ambas presentan una distribución espacial similar entre ellas con diferencia en intensidad poco significativas (<5%) cerca a la costa; Sin embargo en los meses de enero-junio la EKE geostrófica experimenta un aumento del ~9% respecto de la simulación climatológica, mientras que en los meses de julio-diciembre disminuye en ~8%. Este comportamiento no fue evidenciado en Chile en el artículo de Aguirre (2014) en los meses de verano, en donde se observa que la EKE geostrófica (figura 62) muestra un despliegue espacial similar entre simulaciones con diferencias energéticas poco significativas.

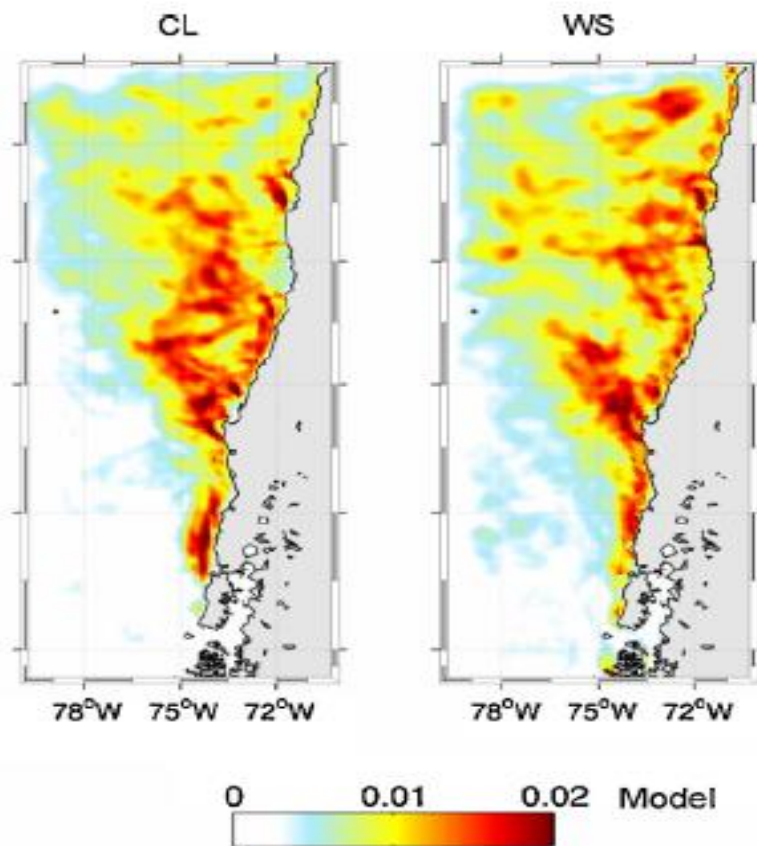


Figura 63. Promedio de los meses de verano de la energía cinética turbulenta geostrófica superficial ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) para dos diferentes simulaciones. (CL) Simulación forzada con viento climatológico, (WS) Simulación forzada con viento sinóptico (diario). Aguirre et al., 2014.

El comportamiento de la EKE geostrófica en Chile para ambas simulaciones exhibe un mismo patrón a lo largo de toda su costa, máxima intensidad en la región cerca a la costa y disminuye a medida que se aleja de ella. Este comportamiento es distinto en la distribución espacial de la EKE geostrófica frente a Perú, el cual se caracteriza por aumentar en intensidad a medida que se aleja de la costa hasta alcanzar un valor máximo luego empezar a disminuir en valor como se ve reflejado en los trabajos de Colas et al., 2012., Chaigneau et al., 2008., Penven et al., 2005.



Investigaciones realizadas con datos basados en modelamiento en los sistemas de corriente California (Marchesiello et al., 2003), sistema de corrientes de Perú (Penven et al., 2005, Belmadani et al., 2012) y Sistema de corrientes frente a Chile (Aguirre et al. 2014) han mostrado evidencia que gran parte de la variabilidad oceánica en superficie es explicada por la variabilidad intrínseca en el océano surgida a partir de las inestabilidades en el sistema de corrientes independiente de la presencia o ausencia de la variabilidad de alta frecuencia en el forzante de viento. Este hecho aumento la complejidad al comprender el impacto de la alta frecuencia del viento en los términos de generación de energía, los cuales se calculan basados en las fluctuaciones de los sistemas de corrientes. Al evaluar el efecto de la alta frecuencia del viento sobre estos términos de generación de energía frente a Perú; el termino dominante en la generación de EKE es el asociado a las inestabilidades baroclínicas (PeKe), este mismo resultado es presentado en el artículo Belmadani et al. 2012 (figura 58); En donde se muestra el perfil del promedio anual PeKe (integrado ~100m profundidad) en función a la distancia a la costa, evidencia un comportamiento similar a los mostrado en nuestros resultados (figura 43) con pico máximo de generación de energía a 50 km de distancia de la costa, aunque nuestras simulaciones muestran ser levemente más energéticas; Este aumento en los valores de generación de energía es justificado por la mayor resolución espacial que posee el modelo (Colas et al., 2012).

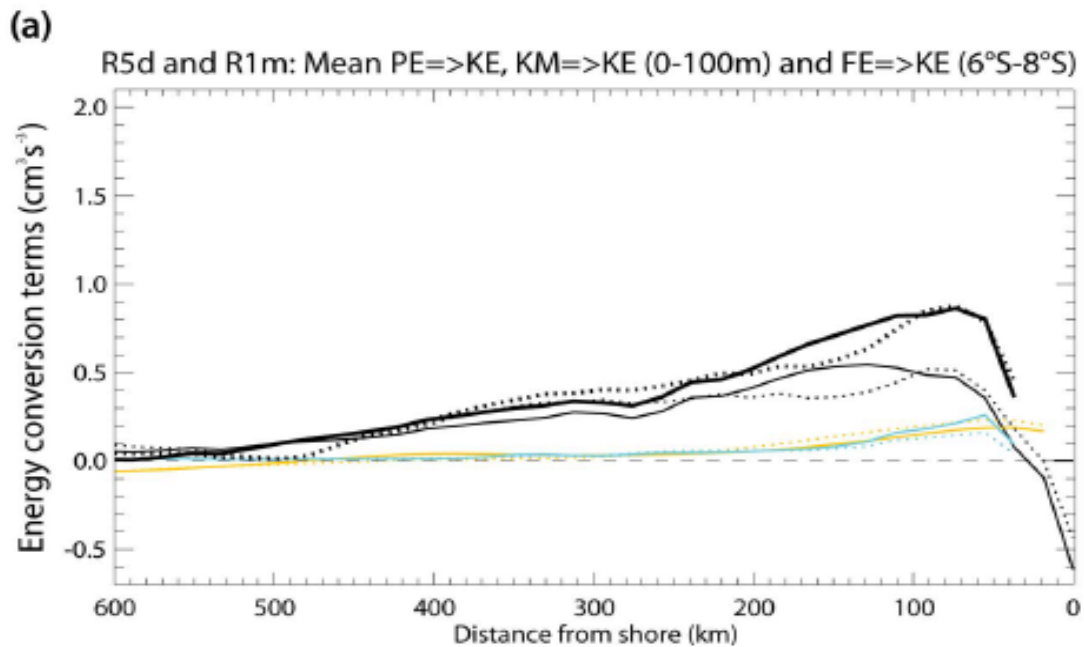


Figura 64. Promedio anual del conjunto (10 miembros) PeKe (línea delgada negra), KmKe (línea delgada celeste), FeKe (línea delgada amarilla) y su suma (línea gruesa negra) sobre los primeros 100m de profundidad, promediado paralelamente a la costa entre 6S-8S, como una función de distancia en dirección oeste de la costa en R5D (líneas solidas) y R1m (líneas punteadas). Belmadani et al., 2012.

Respecto al termino de generación de energía asociado al esfuerzo de viento en superficie en Belmadani et al., 2012 se caracteriza por presentar máximos cerca a la costa (~ 50-70km) y disminuir en valor a medida que se aleja de ella. Un comportamiento similar se observó al evaluar la termino FeKe para la simulación forzado con viento diario (figura 42) presentando picos máximos de energía a 25km de distancia de la costa y disminuye en magnitud a medida que se aleja de ella. Sin embargo, este comportamiento solo se mantiene sobre los primeros 250km en promedio debido a que presenta un segundo pico de generación de energía a ~300-350km de la costa con magnitud comparable al primero

para luego disminuir nuevamente hacia cero. El termino FeKe para la simulación forzada con viento climatológico se presenta prácticamente constante en valor a medida que se aleja de la costa con valores poco significativos (casi nulo) en la generación de energía.

El termino de generación asociado a inestabilidades barotrópicas se presenta muy variable para ambas simulaciones, no obstante, presenta valores muy bajos de generación de energía que en promedio representan el 10% de energía que se muestra en Belmadani et al., 2012. Al evaluar la estacionalidad de la suma de términos de generación se observó que coincide con la estacionalidad de la EKE total, siendo en ambos casos mayor para la simulación forzada con viento diario, sin embargo, al evaluar las proporciones de la diferencia de energía generada por los términos de generación es mayor que la encontrada en las diferencias de EKE.

## **5.2. Impacto de la alta frecuencia del viento en la advección libre de partículas.**

Se realizaron dos experimentos de advección libre partículas frente a Perú, los cuales consistían en liberar partículas en dos niveles de profundidad distintos. Se simuló para cada experimento las dos simulaciones (simulación forzada con viento diario y viento climatológico) en base a los “outputs” de velocidad de cada simulación. El primer experimento consistió en partículas ubicadas a 1m de profundidad mientras que el segundo entre 15-30m de profundidad; todas las partículas distribuidas uniformemente sobre la plataforma continental; la cual está representada por la línea de costa y offshore por la isobata de 200m. Nuestros resultados en el experimento 1 indican que valores mínimos de retención (franja costera 100km) se producen en los meses de verano, mientras que los máximos en invierno; Este patrón es el mismo para ambas simulaciones con diferencias que la tasa de retención son ligeramente mayores para la simulación

forzada con viento climatológico; El segundo experimento mostró un cambio en la estacionalidad de las tasas de retención, relativamente al primero experimento con máximos en los meses de verano y mínimos durante los meses de invierno. Este mismo patrón en las tasas de retención es también mostrado en el artículo de Brochier et al., 2008 con valores de retención mínimos en los meses de verano y máximos en invierno para partículas desplegadas entre 0-15m de profundidad. No obstante, este patrón se invierte al aumentar la profundidad de liberación de las partículas en sus experimentos (figura 59 capa 30-45m); Otro aspecto importante mencionado en el artículo de Brochier es la dependencia de la variabilidad de los valores de la tasa de retención respecto de la profundidad de liberación (22.7%), latitud (7.2%), batimetría (3.9%), entre otros; Partículas liberadas muy alejadas de la costa (por fuera de la isobata de 100m) no muestran cambios significativos en la variabilidad estacional de las tasas de retención, de lo que se deduce que en su mayoría están fuera de la zona de interés de estudio

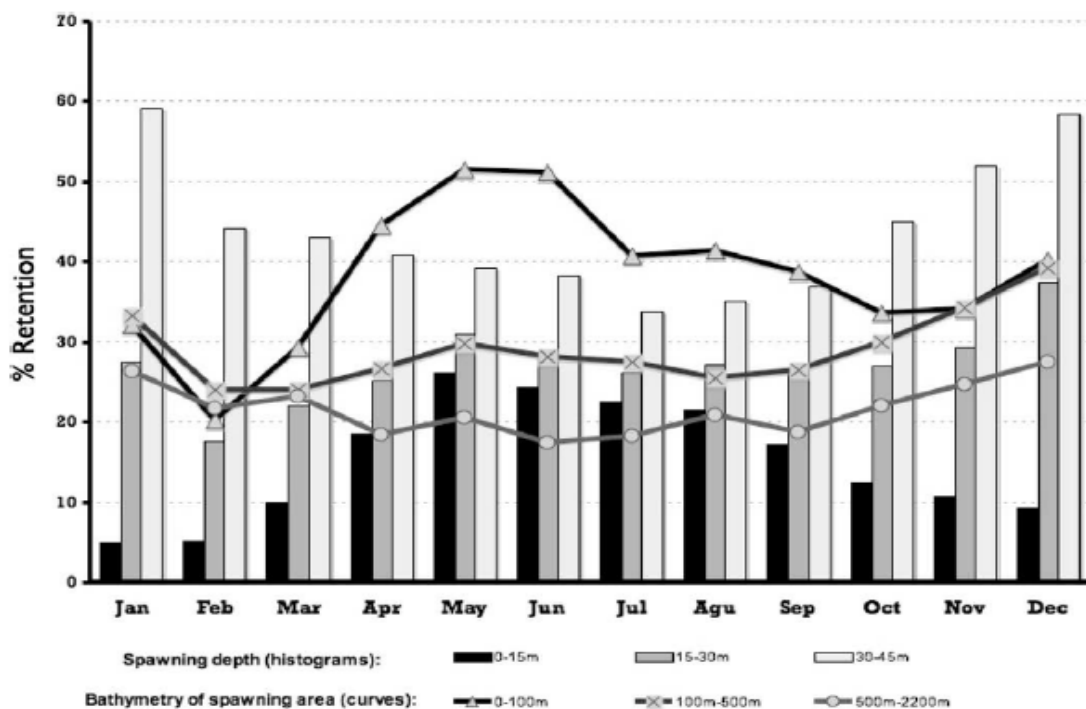


Figura 65. Tasas de retención mensual. Histogramas: partículas liberadas en 3 diferentes rangos de profundidades (0-15,15-30 y 30-45m). Curvas:

Partículas liberadas a diferente posición sobre la plataforma continental limitado por la costa y las isobatas de 100m, 100-500m 500-3000m. Brochier et al,2008.

La estacionalidad de la tasa de retención de partículas a niveles superficiales está fuertemente relacionadas a la variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla debido a que está limitada por el alcance en profundidad del transporte de Ekman sumado al efecto de la estratificación; En promedio anual los experimentos de retención de partículas no muestran cambio significativo en las tasas de retención a nivel sub-superficial (<6%), solo a nivel superficial en la sección central del Perú (10°-15°S) se observa una disminución promedio del ~12% en los valores de retención de partículas al comparar los valores obtenidos utilizando un forzante de viento diario respecto al viento climatológico. Este resultado presenta cierto grado de coherencia debido a que en términos anuales la variabilidad del sistema de corrientes en superficie (energía cinética turbulenta) es mayor para la simulación forzada con viento diario es por ello que es esperable que una mayor cantidad de partículas en superficie se alejen más de la costa debido a la mayor variabilidad del viento diario respecto la climatológico; Este hecho queda justificado debido a que las diferencias máximas y mínimas en las tasas de retención de partículas en superficie coinciden en tiempo con las diferencias máximas (verano) y mínimas (primavera) de EKE entre simulaciones. Parada et al., (2017) evidencia una relación inversa entre las anomalías interanuales de EKE y el número de partículas retenidas, este resultado es coherente con los nuestros pues anomalías positivas de EKE (valores altos) producen una baja retención de partículas de forma similar para el caso contrario; No obstante, el estudio fue realizado sobre una cordillera marina al frente de Chile alejada de la zona de afloramiento.

## 6. CONCLUSIONES.

El impacto de las variaciones diarias del viento sobre la dinámica del afloramiento fue estudiado mediante la comparación de dos simulaciones oceánicas idénticas entre sí, exceptuando la frecuencia del forzante de viento (diario, climatología mensual). Respecto al forzante atmosférico, el análisis espectral del estrés de viento (ASCAT 2008-2012) frente a la costa muestra que los aportes de las señales de viento a frecuencia interanual ( $>1$  año) tienen un bajo grado de contribución a la variabilidad del viento durante este periodo. Mientras que, la variabilidad del viento a frecuencia diaria tiene una contribución significativa. Según los resultados de las simulaciones oceánicas, en el sistema de corrientes en superficie ( $<400$ km frente a la costa) no se evidencian cambios en la distribución espacial (promedio anual y estacional) debido al efecto del viento diario. A nivel sub-superficial, se mantiene poco significativo el impacto del viento diario sobre la componente horizontal ( $\sim 0.01$  cm/s) de la corriente, y respecto a la componente vertical no presenta diferencias importantes en el promedio anual ( $<0.05$ m/día). No obstante, las corrientes a escala estacional presentan diferencias importantes dentro de 70km frente a la costa. En los meses de marzo-abril, el impacto del viento diario produce una disminución de la velocidad vertical integrada (100m) de  $\sim 0.5$ m/día, mientras que en los meses de septiembre-octubre provoca un aumento de 0.7m/día. Por otro lado, en promedio (anual y estacional) el viento diario no ejerce efecto significativo en la distribución espacial de la temperatura en superficie. No obstante, la simulación forzada con viento diario es más cálida que la simulación climatológica por  $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$  en promedio a lo largo de toda la costa, abarcando una mayor distancia hacia afuera entre las latitudes  $7^{\circ}$ - $10^{\circ}\text{S}$  y muy costera ( $\sim 35$ km) para  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}\text{S}$ . Además de ello, se evidencia un aumento de la variabilidad mensual de la temperatura ( $0.7^{\circ}\text{C}$ ) frente a toda la costa abarcando

distancias similares descritas en el caso anterior. Asimismo, el impacto del viento diario no produce cambio significativo en la profundidad de la capa de mezcla ni en su estacionalidad, no obstante, se evidencia un aumento de su variabilidad mensual de ~2 m constante a lo largo de todo el año. Respecto a la influencia del viento diario sobre la actividad turbulenta a meso escala, no se observan cambios en la distribución espacial de la EKE. No obstante, frente a la costa (franja de 400 km) se observó que en promedio anual existe un aumento del ~16% de la cantidad de energía producida por la simulación forzada por viento de alta frecuencia con respecto a la energía producida por la simulación forzada por el viento climatológico. Al evaluar las componentes geostróficas y ageostróficas del EKE se obtuvo el mismo patrón, con la particularidad que la EKE asociada a las corrientes geográficas solo aumentaron en un ~3%, mientras que la EKE respecto a la componente de la corriente ageostrófica aumentaron en ~45% frente a todo el litoral. A pesar que el cambio de EKE geostrófica entre simulaciones es poco significativo, su aporte al cambio de la energía total no lo es, esta representa ~40% del total del cambio EKE entre simulaciones para la sección latitudinal 7°-10°S. La estacionalidad de la EKE total nos indica que el mayor impacto del viento diario a la actividad turbulenta se produce en los meses de enero-junio, mientras que en invierno su diferencia se reduce a la mitad, en primavera la diferencia energética entre los modelos es poco significativa. La componente ageostrófica asociado a el efecto del viento diario en la actividad turbulenta fue mayor a lo largo de todo el año con picos máximos en verano y otoño. Por otro lado, la diferencia de la EKE geostrófica entre los modelos es más compleja, debido que es favorablemente notable a la simulación forzado con viento diario en los meses de enero-junio (aumento del 9%) y luego favorable a la simulación forzado con viento climatológico durante los meses de julio-diciembre (disminución del ~8%). Al

evaluar los términos de generación de EKE la diferencia producida (promedio anual) por la generación de energía asociada al trabajo del viento en superficie representa el ~84% de la diferencia de EKE producida entre las simulaciones, mientras que para el término de generación asociada a inestabilidades baroclínicas es el ~12% y para el término asociado a las inestabilidades barotrópicas es el ~4%. Finalmente, el efecto de la frecuencia del viento diario en la retención de partículas (superficie) muestran que no se ven afectado en su distribución espacial frente a una franja costera de 70 km. No obstante, se producen cambios en las tasas de retención exhibiendo aumento poco significativas (aumento del 1%) en la región norte  $7^{\circ}$ - $10^{\circ}$ S, mientras que en la región  $10^{\circ}$ - $13.5^{\circ}$ S y  $13^{\circ}$ - $15^{\circ}$ S muestran una disminución en la tasa de retención de 12% y 11% respectivamente. A nivel sub-superficial, el impacto del viento diario en las tasas de retención indicó en términos anuales no se observa diferencias significativas (<6%) en sus tasas de retención. Al evaluarlo a nivel estacional los patrones espaciales de retención no son muy distintos entre las dos simulaciones, pero si el número de partículas retenidas mostrando disminución a nivel superficial (exceptuando la región  $7^{\circ}$ - $10^{\circ}$ S). El efecto del viento diario en el índice de afloramiento costero es poco significativo en términos anuales, sin embargo, durante los meses de enero-abril se evidenció una disminución del ~10%, lo cual es coherente con los cambios en la velocidad vertical y TSM en ese mismo periodo de tiempo.



## **RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS.**

Una limitación del presente trabajo se debe a que al comparar los “outputs” del modelo forzado por viento diario y climatológico no solo se extrae el efecto producido por el viento de alta frecuencia (diario) sino también el efecto de la baja frecuencia de viento (interanual). Es por ello que sería importante y necesario de realizar una simulación adicional forzada por promedios mensuales del viento. Esta permitiría una estimación más precisa del efecto de la alta frecuencia del viento sobre el afloramiento costero.

Otro aspecto importante detectado durante la realización de la investigación fue el posible efecto de las ondas inerciales en el cálculo de la energía cinética turbulenta. Los outputs del modelo para ambas simulaciones fueron almacenados en el tiempo como promedios de 2 días durante los 5 años simulación. Al evaluar la EKE se produce posiblemente un efecto de “aliasing”. Este efecto no permite detectar correctamente las contribuciones energéticas debido a la naturaleza de estas ondas que muestran periodicidad de 2-6 días frente al litoral de Perú. Hacen falta más trabajos de investigación los cuales incluyan análisis de los términos de energía cinética turbulenta para poder profundizar nuestro entendimiento del papel del efecto del viento en la generación de energía y la actividad turbulenta en diversas regiones frente a Perú.

Nuestros resultados muestran que hay impacto significativo del viento diario en la temperatura (figura 36) y tasas de afloramiento (figura 61) durante los meses de verano. Dado que la producción primaria y la clorofila son más intensas durante este periodo de tiempo, es muy probable que la alta frecuencia del viento tenga un impacto notable sobre la actividad biogeoquímica en la región. Por ello es necesario investigar esta hipótesis

realizando simulaciones numéricas con el modelo hidrodinámico acoplado a un modelo biogeoquímico (como ROMS-PISCES; Espinoza-Morriberon et al., 2017) y analizar los posibles cambios asociados al uso de viento de alto frecuencia.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

1. Aguirre C., Garreaud R., and Rutllant A. Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2014; 65: 64-85.
2. Astudillo O., Dewitte B., Mallet M., Frappart F., Rutllant J., Ramos M., Bravo L. Goubanova K. & Illig S. Surface winds off Peru-Chile: Observing closer to the coast from radar altimetry. *Remote sensing of environment*. 191,179-196.
3. Belmadani, A. Impact du changement climatique dans le système de courant de Humboldt simulé par un modèle régional océanique [Doctoral dissertation]. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier; 2009.
4. Belmadani, A., Echevin, V., Dewitte, B., & Colas, F. Equatorially forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast and their relation with the nearshore eddy activity in 1992–2000: A modeling study. *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 2012; 117(C4).
5. Bel Madani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., & Junquas, C. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? *Climate Dynamics*. 2014; 43(7-8):1893-1914.
6. Blanke, B., M. Arhan, A. Lazar, and G. Prévost. A Lagrangian numerical investigation of the origins and fates of the salinity maximum water in the, Atlantic, *J. Geophys. Res.* Ago 2002; 107(C10):31-63.
7. Blanke B., Speich S., Bentamy A., Roy C., & Sow B. Modeling the structure and variability of the southern Benguela upwelling using QuikSCAT wind forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005; 110(C7).
8. Boé J., Hall A., Colas F., McWilliams J. C., Qu X., Kurian J., & Kapnick S. What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones? *Climate dynamics*. 2011; 36(11-12): 2037-2049.
9. Bravo L., Ramos M., Astudillo O., Dewitte B., & Goubanova K. Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30°S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Science*. 2016; 12(5).
10. Brochier, T., Lett, C., Tam, J., Fréon, P., Colas, F., & Ayón, P. An individual-based model study of anchovy early life history in the northern Humboldt Current system. *Progress in Oceanography*; 2008; 79(2-4), 313-325.
11. Brochier, T., Colas, F., Lett, C., Echevin, V., Cubillos, L. A., Tam, J., ... & Fréon, P. Small pelagic fish reproductive strategies in upwelling systems: a natal homing evolutionary model to study environmental constraints. *Progress in Oceanography*; 2009; 83(1-4), 261-269.
12. Capet X., Marchesiello P., and McWilliams J. Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophysical Research Letters*. 2004; 31(13).
13. Carr, S., X. Capet, J. McWilliams, J. T. Pennington, and F. P. Chavez. The influence of diel vertical migration on zooplankton transport and recruitment in an

upwelling region: Estimates from a coupled behavioral-physical model, *Fish. Oceanogr.* 2008; 17: 1–15.

14. Chaigneau, A., Gizolme, A., & Grados, C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 2008; 79(2-4), 106-119.

15. Chaigneau A., Dominguez N., Eldin G., Vasquez L., Flores, R. Grados, C., & Echevin V. Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2013; 118(10): 5251-5266.

16. Colas, F., McWilliams, J. C., Capet, X., & Kurian, J. Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system. *Climate dynamics.* 2012; 39(1-2): 509-529.

17. Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., Gushchina, D., ... & Purca, S. Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000–2008). *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2011; 116(C4).

18. Flores Valiente, J. A. Transporte y retención de larvas de concha de abanico *Argopecten purpuratus* entre la bahía de Sechura y la isla Lobos de Tierra usando un modelo lagrangiano. 2016.

19. Fréon, Pierre, Manuel Barange, and Javier Aristegui. Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches. *Progress in Oceanography.* 2009; 83(1): 1-2.

20. Goubanova, K., Echevin, V., Dewitte, B., Codron, F., Takahashi, K., Terray, P., & Vrac, M. Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics.* 2011; 36(7-8):1365-1378.

21. Iglesias I. Interacción océano-atmosfera: Influencia de la SST y de la circulación termohalina [tesis doctoral]. Universidad de Vigo, Departamento de física aplicada; 2010.

22. Kessler, W. S. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography.* 2006; 69(2): 181–217.

23. Klein, Patrice. High-Frequency Winds and Eddy-Resolving Models. *Ocean Modeling in an Eddying Regime.* 2008; 83-86.

24. Lett, C., Penven, P., Ayón, P., & Fréon, P. Enrichment, concentration and retention processes in relation to anchovy (*Engraulis ringens*) eggs and larvae distributions in the northern Humboldt upwelling ecosystem. *Journal of Marine Systems.* 2007; 64(1-4), 189-200.

25. Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. F. Shchepetkin. Equilibrium structure and dynamics of the California Current system. *J. Phys. Oceanogr.* 2003; 33: 753– 783.

26. Montecino, Vivian, and Carina B. Lange. The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography.* 2009; 83(1): 65-79.

27. Montes, I., Colas, F., Capet, X., & Schneider, W. On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2010; 115(C9).

28. Lee, Tong, and W. Timothy Liu. Effects of high-frequency wind sampling on simulated mixed layer depth and upper ocean temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005; 110(C5).
29. Parada, C., Gretchina, A., Vásquez, S., Belmadani, A., Combes, V., Ernst, B., ... & Sepúlveda, A. Expanding the conceptual framework of the spatial population structure and life history of jack mackerel in the eastern South Pacific: an oceanic seamount region as potential spawning/nursery habitat. *ICES Journal of Marine Science*; 2017; 74(9), 2398-2414.
30. Penven, Pierrick, et al. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005; 110(C10).
31. Quijano Vargas, J. J. Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5; 2011.
32. Quijano Vargas, J. J. Estudio numérico y observacional de la dinámica de Viento Paracas, asociado al transporte eólico hacia el océano frente a la costa de Ica-Perú; 2013.
33. Rahn, David A., and René D. Garreaud. A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology*. 2014; 34(3): 780-792.
34. Renault, L., Dewitte, B., Falvey, M., Garreaud, R., Echevin, V., & Bonjean, F. Impact of atmospheric coastal jet off central Chile on sea surface temperature from satellite observations (2000–2007). *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009; 114(C8).
35. Renault, L., Dewitte, B., Marchesiello, P., Illig, S., Echevin, V., Cambon, G., ... & Ayers, J. K. Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event. *Journal of Geophysical Research: Oceans*; 2012; 117(C2).
36. Rutllant, José A., Benjamín Rosenbluth, and Samuel Hormazabal. Intraseasonal variability of wind-forced coastal upwelling off central Chile (30 S). *Continental Shelf Research*. 2004; 24(7): 789-804.
37. Sobarzo, Marcus, R. Kipp Shearman, and Steve Lentz. Near-inertial motions over the continental shelf off Concepción, central Chile. *Progress in Oceanography*. 2007; 75(3): 348-362.
38. Sobarzo, Marcus, Luis Bravo, and Carlos Moffat. Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner shelf off Concepción, Chile. *Continental Shelf Research*. 2010; 30(20): 2043-2056.
39. Shchepetkin, Alexander F., and James C. McWilliams. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*. 2005; 9(4): 347-404.
40. Stewart, R. H. *Introduction to physical oceanography*. Texas A & M University (2004).
41. Wang, Lu, Tim Li, and Tianjun Zhou. Effect of high-frequency wind on intraseasonal SST variabilities over the mid-latitude North Pacific region during boreal summer. *Climate Dynamics*. 2015; 45(9-10): 2607-2617.

42. Zaytsev, O., Cervantes-Duarte, R., Montante, O., and Gallegos-Garcia, A. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *Journal of oceanography*. 2003; 59(4): 489-502.