



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL
DEL FRENTE ECUATORIAL EN EL
OCÉANO PACÍFICO ORIENTAL

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

CRISTHIAN JOSÉ ASTO CÓRDOVA

LIMA - PERÚ

2018

ASESOR DE TESIS

Alexis CHAIGNEAU

PhD Oceanografía Física

Investigador del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

(LEGOS)

Investigador del Institut de recherche pour le développement (IRD)



CO-ASESOR DE TESIS

Dimitri GUTIÉRREZ AGUILAR

PhD Oceanografía

Coordinador del Programa de la Maestría en Ciencias del Mar - Universidad

Peruana Cayetano Heredia

Director General de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático -

IMARPE

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC) del Ministerio de Educación por su apoyo con la beca integral la cual fue utilizada para solventar los gastos relacionados a esta maestría.

A mi asesor, Dr. Alexis Chaigneau, por la paciencia y dedicación en la elaboración de esta tesis, así como de sus constantes consejos que sirvieron para mi formación como investigador. A mi co-asesor, Dr. Dimitri Gutiérrez, por su participación y apoyo constante.

Al IRD y a sus investigadores por las recomendaciones y su aporte en este trabajo. Al IMARPE por los datos *in-situ* de sus cruceros. A David Correa por el apoyo con los datos de vientos satelitales.

A la Universidad Peruana Cayetano Heredia y a los docentes de la Maestría en Ciencias del Mar, por impartir sus conocimientos de una manera didáctica y excelente nivel académico.

A mis amigos y compañeros de la Maestría en Ciencias del Mar con quienes he tenido la oportunidad de compartir experiencias enriquecedoras tanto académicas como personales.

DECLARACIÓN DE AUTOR			
FECHA	24	Octubre	2017
APELLIDOS Y NOMBRES DEL EGRESADO	Asto Córdova Cristhian José		
PROGRAMA DE POSGRADO	Maestría en Ciencias del Mar		
AÑO DE INICIO DE LOS ESTUDIOS	2015	al	2016
TÍTULO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN DE GRADO	Maestro en Ciencias del Mar		
MODALIDAD (marcar)	Tesis	X	Sustentación temática
Declaración del Autor			
<p>La presente Tesis es un Trabajo de Investigación de Grado original y no es el resultado de un trabajo en colaboración con otros, excepto cuando así está citado explícitamente en el texto. No ha sido ni enviado ni sometido a evaluación para la obtención de otro grado o diploma que no sea el presente.</p>			
Teléfono de contacto (fijo / móvil)	972878424		
E-mail	crsthian.asto.c@upch.pe		



Firma del egresado

DNI: 46625744

RESUMEN

En el Pacífico Oriental el Frente Ecuatorial (FE) separa las Aguas Ecuatoriales Superficiales al sur de las Aguas Tropicales Superficiales al norte. Además está asociado a intensos gradientes horizontales de propiedades (físicas y biogeoquímicas) entre estas dos masas de agua. Estudios previos describieron al FE de manera sucinta, identificándolo como una formación superficial permanente; sin embargo, poco se sabe de su variabilidad temporal debido a la falta de datos con alta resolución. Desde el 2010 el satélite SMOS recolecta de manera sinóptica y continua la salinidad superficial del mar (SSM). Utilizamos 6 años (2010-2015) de datos de SSM los cuales fueron validados con datos *in-situ* adquiridos simultáneamente. Se desarrolló un algoritmo para la detección del FE basado en los máximos gradientes de SSM y determinamos su variación espacio-temporal. Estacionalmente, al oeste de Galápagos el FE está centrado en $\sim 2^{\circ}\text{N}$ y no mostró migraciones meridionales importantes. Al contrario, al este, mostró desplazamientos mayores, ubicándose $\sim 4^{\circ}\text{S}$ en primavera y $\sim 2^{\circ}\text{N}$ en otoño. Intraestacionalmente, el FE tuvo ligeras fluctuaciones meridionales, oscilando entre $\pm 1.25^{\circ}$. La variabilidad estacional observada no estuvo relacionada a los vientos mientras que la variación intraestacional coincidió con la propagación de Ondas Kelvin de hundimiento durante el 2014.

Palabras clave: Frente Ecuatorial, SMOS, Salinidad Superficial, Variabilidad, Pacífico Oriental.

ABSTRACT

In the Eastern Pacific, the Equatorial Front (EF) separates the Equatorial Surface Waters to the south from the Surface Tropical Waters to the north. It is also associated with intense horizontal gradients of properties (physical and biogeochemical) between these two water masses. Previous studies described the EF succinctly, identifying it as a permanent superficial formation; however, little is known about its temporal variability due to the lack of data with high resolution. Since 2010, the SMOS satellite has been collecting the sea surface salinity (SSS) in a synoptic and continuous manner. We used 6 years (2010-2015) of SSS data which were validated with in-situ data acquired simultaneously. An algorithm was developed for the detection of EF based on the maximum gradients of SSS and we determined its spatio-temporal variation. Seasonally, west of Galapagos the FE is centered at $\sim 2^{\circ}\text{N}$ and did not show significant southern migrations. On the contrary, to the east, it showed greater displacements, situating $\sim 4^{\circ}\text{S}$ in spring and $\sim 2^{\circ}\text{N}$ in autumn. Intraseasonal, the FE had slight meridian fluctuations, oscillating between $\pm 1.25^{\circ}$. The variability observed was not related to the winds whereas intraseasonal fluctuations was shown to be related to the propagation of downwelling Kelvin Waves during 2014.

Keywords: Equatorial Front, SMOS, Sea Surface Salinity, Variability, Eastern Pacific.

LISTA DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN	1
2	PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN	5
2.1	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	5
2.2	MARCO TEÓRICO	6
2.2.1	Régimen de vientos en el Pacífico Oriental	6
2.2.2	Circulación y masas de agua superficiales	9
2.2.3	Frente Ecuatorial	12
2.2.4	Ondas Kelvin ecuatoriales y costeras.....	14
2.3	JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO	18
2.4	OBJETIVOS	20
2.4.1	General	20
2.4.2	Específicos	20
2.5	HIPÓTESIS	20
3	METODOLOGÍA	21
3.1	DISEÑO DEL ESTUDIO	21
3.2	POBLACIÓN	21
3.3	OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES	21
3.4	RECOLECCIÓN DE DATOS	22
3.4.1	Datos de salinidad	22
3.4.2	Datos satelitales de viento (misiones QUIKSCAT y ASCAT).....	27
3.4.3	Datos satelitales de altura del nivel de mar (producto AVISO)	28
3.5	ANÁLISIS DE DATOS	30
3.5.1	Validación y comparación de los datos de salinidad satelital SMOS	30
3.5.2	Identificación del Frente Ecuatorial	30
3.5.3	Análisis de vientos superficiales y del transporte de Sverdrup	33
3.5.4	Identificación de las OKE en los campos de ANM y su relación con el Frente Ecuatorial	34
4	RESULTADOS	36
4.1	VALIDACIÓN Y COMPARACIÓN DE LOS DATOS SATELITALES SMOS 36	
4.1.1	Validación de la salinidad SMOS con los datos <i>in-situ</i> (2010 - 2014)	36
4.1.2	Comparación de la salinidad mensual SMOS y la climatología CARS	39
4.2	CARACTERÍSTICAS PROMEDIO DEL FRENTE ECUATORIAL	42
4.3	VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL FRENTE ECUATORIAL (2010 - 2015)	44
4.3.1	Modos dominantes de variabilidad	44
4.3.2	Variabilidad estacional del Frente Ecuatorial	48
4.3.3	Influencia de los vientos superficiales y la precipitación en el ciclo estacional del Frente Ecuatorial	53
4.3.4	Variabilidad intraestacional del Frente Ecuatorial	58
4.3.5	Influencia de la ANM en la posición intraestacional del Frente Ecuatorial	61
5	DISCUSIÓN	66

5.1	DIFERENCIAS ENTRE EL FRENTE HALINO Y EL FRENTE TÉRMICO.....	66
5.2	IDENTIFICACIÓN DEL FRENTE ECUATORIAL USANDO ALTURA DINÁMICA.....	68
5.3	MECANISMOS FÍSICOS RESPONSABLES Y VARIABILIDAD DEL FRENTE ECUATORIAL HALINO.....	71
6	CONCLUSIONES.....	76
7	RECOMENDACIONES.....	78



LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Climatología estacional (1999-2001) de vientos superficiales Quikscat (m/s, flechas) y precipitación TRMM (mm/día, colores). La ZCIT está definida donde los vientos convergen (línea roja discontinua). [Alory et al., 2012]. ... 7
- Figura 2.** Principales corrientes superficiales (flechas grandes) , vientos (vectores) y temperatura superficial (colores) promedio en el Pacífico oriental. El área de estudio se muestra dentro del recuadro blanco. [Adaptado de Pennington et al., 2006]. 10
- Figura 3.** a) Mapa promedio de temperatura superficial y b) Mapa de salinidad superficial que distingue a las ATS de las AES. [Fiedler & Talley, 2006]... 11
- Figura 4.** Corte transversal en 90°W donde se muestran los perfiles meridionales de (a) temperatura y (b) salinidad y las masas de agua asociadas. Las líneas punteadas verticales representan la posición promedio del FE durante el verano e invierno austral. [Rincón-Martínez et al., 2011]. 13
- Figura 5.** Diagrama Hovmöller (longitud-tiempo) de las anomalías de la profundidad de la isoterma de 20°C (izquierda) y la altura dinámica (derecha) para el periodo 2000 - 2005 promediado entre 2°N y 2°S. Fuente: TAO Project. 15
- Figura 6.** Esquema del desplazamiento de corrientes meridionales al paso de una OKE de hundimiento. El signo negativo de las velocidades meridionales indica un desplazamiento hacia el sur. [McCreary, 1976]. 16
- Figura 7.** Diagrama Hovmöller (tiempo-latitud) de la salinidad a 60 millas náuticas de la costa peruana entre 1993 – 2008. El FE está representado por la isolínea de ~34 ups que separa las ATS (rojo) y las AES (amarillo) [Morón, 2011]. 18
- Figura 8.** Variación de la temperatura de brillo (T_B) con la temperatura superficial del mar para distintas salinidades en la banda L (1.4 GHz) con un ángulo de incidencia de 0°. Modificado de Swift [1980]. 23
- Figura 9.** Campo grillado de SSM (en colores) SMOS distribuido por CATDS (producto L3_DEBIAS_LOCEAN_v1) para el día 24 de marzo del 2013 en la región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S). 24
- Figura 10.** Salinidad superficial (en colores) para la climatología CARS para el mes de marzo en la región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S). 26
- Figura 11.** Distribución de la data in-situ (IMARPE, en azul; Argo, en rojo; WOD, en negro) dentro de la región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S). 27
- Figura 12.** Dirección y velocidad promedio (1999 - 2015) de los vientos superficiales para nuestra región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S). . 28

Figura 13. Campo grillado MADT. Promedio (2010 - 2014) representado la altura (m) del nivel del mar (colores y contornos).....	29
Figura 14. Algoritmo de detección del FE en los mapas de SSM (SMOS, CARS) y AVISO.	32
Figura 15. Ilustración de las etapas del algoritmo de detección del FE para el 14 de enero del 2011. a) SSM de SMOS para esta fecha, b) Mapa de SSM interpolado y suavizado, c) Mapa de gradiente total de SSM, d) Dominio espacial restringido del mapa de gradientes (colores) y posición del FE (línea negra).	33
Figura 16. Diferencia entre la salinidad superficial (colores) de SMOS e in-situ (entre 2010 - 2014). Dentro del recuadro rojo se ubican los datos recolectados principalmente por distintos cruceros oceanográficos de IMARPE.	36
Figura 17. (a) Gráfica de dispersión para la SSM satelital e <i>in-situ</i> (puntos grises) con el ajuste lineal igual a 0.96 (línea roja). Las cruces representan el valor promedio de SSM satelital para cada intervalo de 0.5 de SSM <i>in-situ</i> . (b) Histograma de las diferencias de SSM (SMOS - <i>in-situ</i>), la diferencia promedio es -0.003 con una STD igual a 0.26.	37
Figura 18. SSM promedio para los datos (a) SMOS (2010-2015) y los mapas mensuales (b) CARS. La salinidad está representada tanto por los colores como por los contornos.	39
Figura 19. Mapa de las diferencias de la SSM promedio representadas por colores y contornos. Los valores positivos (negativos) indican una salinidad sobreestimada (subestimada) de SMOS respecto de CARS. El recuadro naranja encierra los límites del área de interés para el FE.	40
Figura 20. Mapa de SSM promedio (2010 - 2015) en los datos SMOS. Los colores y los contornos (en gris) indican la salinidad. La línea punteada negra (turquesa) indica la posición promedio del FE promedio identificada en SMOS (CARS).....	42
Figura 21. Salinidad promedio en la columna de agua en la longitud 85°W (CARS). La salinidad está representada por los contornos delgados negros y colores. La posición del FE, asociada a la isolínea 34.0 ups, está indicada por la línea discontinua sombreada.	43
Figura 22. Diagrama Hovmöller (Longitud-Tiempo) de la posición latitudinal del FE (2010 - 2015) para los datos SMOS. En (a) se muestra las posiciones cada 4 días y en (b) estas mismas posiciones luego de ser suavizadas con una ventana móvil de 45 días. La latitud está indicada por los colores y el contorno negro indica la línea ecuatorial.	44

- Figura 23.** Campo de SSM (colores) durante el 12 de abril del 2011 con la presencia de una posible estructura de mesoescala modificando su distribución. El contorno negro indica la posición aparente del FE. 45
- Figura 24.** Serie de tiempo de la posición del FE (para los datos SMOS) promediada al este (línea negra continua) y oeste (línea roja continua) de 90°W. La línea discontinua negra (roja) indica la tendencia lineal de la posición al este (oeste). 46
- Figura 25.** Espectros de potencia para la posición del FE (para los datos SMOS) (a) al oeste de 90°W y (b) al este de 90°W. La línea roja es el nivel de confianza al 95%..... 47
- Figura 26.** Variabilidad mensual de la posición (líneas de colores) del FE para (a) CARS y (b) SMOS..... 48
- Figura 27.** Comparación de la posición mensual promedio del FE en datos (a) CARS y (b) SMOS..... 50
- Figura 28.** (a) Gradiente de SSM mensual y (b) SSM a nivel del FE para SMOS (línea negra) y CARS (línea roja). En gris se indica la desviación estándar del gradiente y para la SSM en los datos SMOS. 52
- Figura 29.** Climatología (2010-2015) de la velocidad ($m s^{-1}$) vientos superficiales (colores) para el mes de (a) Enero y (b) Mayo. Los vectores indican la dirección del viento y la línea en negrita la posición del FE. 54
- Figura 30.** Climatología (2010-2015) del transporte de Sverdrup (Sv; colores y contornos) para el mes de (a) Febrero y (b) Mayo. Los valores positivos (negativos) indican un desplazamiento meridional neto hacia el norte (sur) independiente del hemisferio. El FE está indicado por la línea en negrita. ... 55
- Figura 31.** Climatología (2010-2015) al oeste de Galápagos del (a) transporte Sverdrup (Sv) y de la (b) posición (en grados) del FE..... 56
- Figura 32.** Climatología (2010 - 2015) de la precipitación acumulada (mm/día) en la región de estudio. 57
- Figura 33.** Serie de tiempo de la ANM (línea roja) y la posición del FE (línea negra) al (a) oeste y (b) al este de Galápagos luego de remover la señal de baja frecuencia (> 120 días). Las líneas horizontales discontinuas rojas (negras) representan el límite de significancia del 95% superior e inferior para la ANM (FE). 59
- Figura 34.** Diagrama Hovmöller (Longitud-Tiempo) filtrado entre 30-120 días de (a) la ANM en metros (promediada entre 2°N y 2°S) y de (b) la posición del FE (grados)..... 61
- Figura 35.** *Cross-wavelet* para la serie de tiempo de la posición del FE y de la ANM al (a) oeste y al (b) este de Galápagos. La potencia se muestra en colores y la

fase entre las series se indica con flechas negras (dirección hacia abajo, el FE desplazado respecto de ANM) dentro del periodo intraestacional delimitado por las líneas discontinuas moradas. Los contornos negros señalan los valores con un nivel de significancia del 95%. El cono de influencia se muestra como una región ligeramente sombreada..... 63

Figura 36. Correlación cruzada de la ANM y el FE filtrados (30 - 120 días). La línea vertical roja muestra la máxima correlación ($r=0.55$) con un desfase de 12 días. 64

Figura 37. Promedio mensual de la posición (grados) de la isolínea de 34.0 ups (azul) comparado con el FE halino (rojo) identificado en SMOS para la región al este de Galápagos ($90^{\circ}W-80^{\circ}W$). 67

Figura 38. Climatología de gradientes totales ($m\ km^{-1}$) de MADT para los meses de (a) Febrero y (b) Agosto. Los contornos en negro indican el valor de la altura dinámica (m). Los contornos en negrita indican los valores del gradiente total igual a $5.0 \times 10^{-4}\ m\ km^{-1}$ 69

Figura 39. Diagrama tiempo-longitud de la anomalía de la profundidad de la termoclina (m) promediada a nivel del ecuador. A inicios del 2014 se observa la aparición de una OKE originada en el Pacífico Occidental y que se propaga hacia las costas de Sudamérica (representado por la flecha roja) en los meses siguientes. Fuente: TAO/TRITON 73



1 INTRODUCCIÓN

En el Pacífico Oriental encontramos una banda de convergencia entre las Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) y las Aguas Tropicales Superficiales (ATS) más cálidas y de menor salinidad. Esta zona de convergencia, caracterizada por gradientes horizontales muy intensos de salinidad, temperatura, densidad y nutrientes, define el Frente Ecuatorial (FE) [Cromwell & Reid, 1956; Wyrтки, 1966; Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983].

Si bien en promedio el FE se extiende aproximadamente desde el norte de Perú ($\sim 81^{\circ}\text{W}$; 5°S) hasta las islas Galápagos ($\sim 90^{\circ}\text{W}$; 0°), también presenta importantes variaciones espacio-temporales en su posición e intensidad, asociadas al desplazamiento meridional de las AES y ATS. Investigaciones previas han dado nociones de los cambios en la posición de este frente, principalmente a la escala estacional, relacionándolos con cambios oceanográficos (temperatura, salinidad, densidad) inducidos por forzantes atmosféricos (vientos, flujos solares, evaporación-precipitación) en el Pacífico tropical [Wyrтки, 1966; Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983; Fiedler & Talley, 2006]. Efectivamente, la variación estacional de los vientos de gran escala, de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y de la radiación solar incidente sobre la superficie del océano influyen en las propiedades y distribución de las masas de agua, modificando de esta manera la posición e intensidad del frente. En verano, el debilitamiento de los vientos alisios del sureste junto con la intensificación de los vientos transoceánicos de América Central desplazan la ZCIT a su posición más meridional (centrado en $\sim 5^{\circ}\text{N}$) [Alory et al., 2012]. Como consecuencia, el FE se desplaza hacia el sur ($\sim 5^{\circ}\text{S}$) durante esta estación [Okuda et al., 1983; Rincón-Martínez et al., 2011]. Al contrario; en

invierno, los vientos alisios del sureste se intensifican favoreciendo la advección de aguas más frías y salinas hacia el norte. Además los vientos transoceánicos desaparecen y la posición de la ZCIT se ve desplazada hacia el norte en su posición más septentrional (centrado en $\sim 10^{\circ}\text{N}$) [Alory et al., 2012]. Durante esta estación, el FE se encuentra ubicado al norte ($\sim 5^{\circ}\text{N}$) [Okuda et al., 1983; Rincón-Martínez et al., 2011].

Si bien la variación estacional del FE ha sido relativamente mejor documentada, poco se conoce sobre sus fluctuaciones intraestacionales o interanuales. A esas escalas el Pacífico central se ve fuertemente afectado y modulado por la dinámica ondulatoria ecuatorial inducida por las ondas Kelvin [e.g. Philander et al., 1984; Kessler et al., 1995; Mosquera, 2009; Echevin et al., 2011; Echevin et al., 2014]. La influencia que estas ondas pueden tener en las masas de agua, la circulación y por ende en la posición del FE depende de sus frecuencias y del impacto que tengan en la profundidad de la termoclina [Wang, 2002, Wang & Fiedler, 2006]. Interanualmente los eventos El Niño Oscilación Sur (ENOS) modifican fuertemente las propiedades físicas de las masas de agua en el Pacífico Oriental [Pennington et al., 2006; Graco et al., 2007; Morón, 2011; Singh et al., 2011]. La fase cálida ENOS, conocida como El Niño, está relacionada a una presencia anómala de aguas cálidas en la región normalmente fría del Pacífico Oriental. Durante eventos El Niño extremos (e.g. 1982-1983, 1997-1998) se tiene documentado un desplazamiento extremo hacia el sur ($\sim 7^{\circ}\text{S}$) de aguas menos salinas y más cálidas [ver Figura 7 en Morón et al., 2011]. Eventos de esta magnitud tienen efectos hidrológicos en las costas de Perú [Takahashi & Martinez, 2017] con mayor impacto en la región norte. La fase fría ENOS, conocida como La Niña, se

caracteriza por el aumento del afloramiento costero y la advección de aguas frías hacia el ecuador produciendo una intensificación de la lengua fría del Pacífico [Philander, 1989; Fiedler & Talley, 2006]. Bajo estas condiciones, y aunque se desconoce la existencia de estudios dedicados a la respuesta del FE durante eventos La Niña, se puede esperar que el frente presente un mayor gradiente de temperatura y un desplazamiento meridional hacia el norte.

A grandes rasgos las características promedio del FE y sus variaciones estacionales han sido documentadas utilizando observaciones *in-situ* de algunos cruceros oceanográficos realizados en el Pacífico [e.g. Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983; Raymond et al., 2004; Rincón-Martínez et al., 2011]. Sin embargo, la dificultad para monitorear continuamente las propiedades hidrográficas en esta región y la escasez de estos datos impidieron llevar a cabo un análisis detallado de las características del FE y de su variabilidad. Una alternativa es el uso de datos satelitales que permiten un continuo y repetitivo monitoreo de distintos parámetros en la superficie del océano (temperatura, salinidad, altura dinámica, vientos). Los datos satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) y topografía dinámica absoluta (MADT, por sus siglas en inglés) han mostrado gran utilidad para el estudio de la dinámica de otros frentes en distintas cuencas oceánicas desde las escalas intraestacionales a interanuales [Kazmin & Rienecker, 1996; Kostianoy et al., 2003; Kostianoy et al., 2004; Sokolov & Rintoul, 2009]. Desde el 2010, algunos sensores satelitales permiten la medición de la salinidad superficial del mar (SSM) la cual parece ser un parámetro clave para la detección de frentes en el Pacífico Oriental [e.g. Kao & Lagerloef, 2015; Yu, 2015]. En este

contexto, este trabajo utiliza principalmente datos satelitales para caracterizar y estudiar la variabilidad del FE a distintas escalas temporales.



2 PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

2.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

A pesar de la importancia que puede tener el FE en la dinámica regional del Pacífico Oriental, muy pocos estudios [e.g. Cromwell & Reid, 1956; Wyrtki, 1966; Pak & Zaneveld, 1974] han caracterizado y/o descrito su variabilidad recientemente.

La variación estacional de la posición e intensidad del FE está probablemente controlada por la dinámica atmosférica (i.e. ZCIT) y los vientos asociados (posición meridional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur e intensidad de los alisios) [Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983] los cuales pueden desplazarlo dentro de la franja 5°N-5°S. Además es relevante su distribución espacial y la influencia que puedan tener las Islas Galápagos y las regiones costeras sobre ésta. Por otro lado, debido a la escasez de datos con alta resolución en esta región es difícil describir su variabilidad a escalas intraestacionales o interanuales, dejando esto muchas preguntas acerca de, por ejemplo, su comportamiento al paso de ondas ecuatoriales. En base a esto, planteamos que las características del FE (intensidad y posición) exhiben una variación marcada a distintas escalas de tiempo y que los dos forzantes principales de esa variabilidad son los vientos alisios del sudeste y/o a los vientos transoceánicos (en Centro América) y las ondas Kelvin ecuatoriales.

En este contexto, la pregunta central busca comprender la variabilidad del FE y el rol que desempeñan los forzantes mencionados a diferentes escalas. Es decir: ¿Cómo varía espacio-temporalmente el Frente Ecuatorial en el Pacífico Oriental?

2.2 MARCO TEÓRICO

2.2.1 Régimen de vientos en el Pacífico Oriental

El Pacífico Ecuatorial Oriental es una región oceánica fuertemente influenciada por los vientos alisios que se desprenden de la Celda de Hadley [Amador et al., 2006] entre los trópicos Cáncer (hemisferio norte) y Capricornio (hemisferio sur). El Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) es un centro permanente de alta presión atmosférica centrado alrededor de 30°S [Strub et al., 1998; Waliser, 2002] que se origina por la subsidencia de aire frío y seco de la tropopausa. Alrededor de este centro de alta presión, la circulación atmosférica es anticiclónica (sentido antihorario en el hemisferio sur) debido al equilibrio geostrófico entre la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis inducida por la rotación de la Tierra. Como resultado, el ASPS se caracteriza por vientos superficiales paralelos a la costa sudamericana que se desvían hacia el oeste para formar los vientos alisios en la zona ecuatorial [Strub et al., 1998; Amador et al., 2006]. Los vientos alisios de ambos hemisferios convergen cerca a la línea ecuatorial formando la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, ver Figura 1). Durante gran parte del año la ZCIT es una región de alta nubosidad y precipitación debido a la ascensión del aire superficial cálido y cargado en humedad que se condensa a mayor altura [Waliser, 2002].

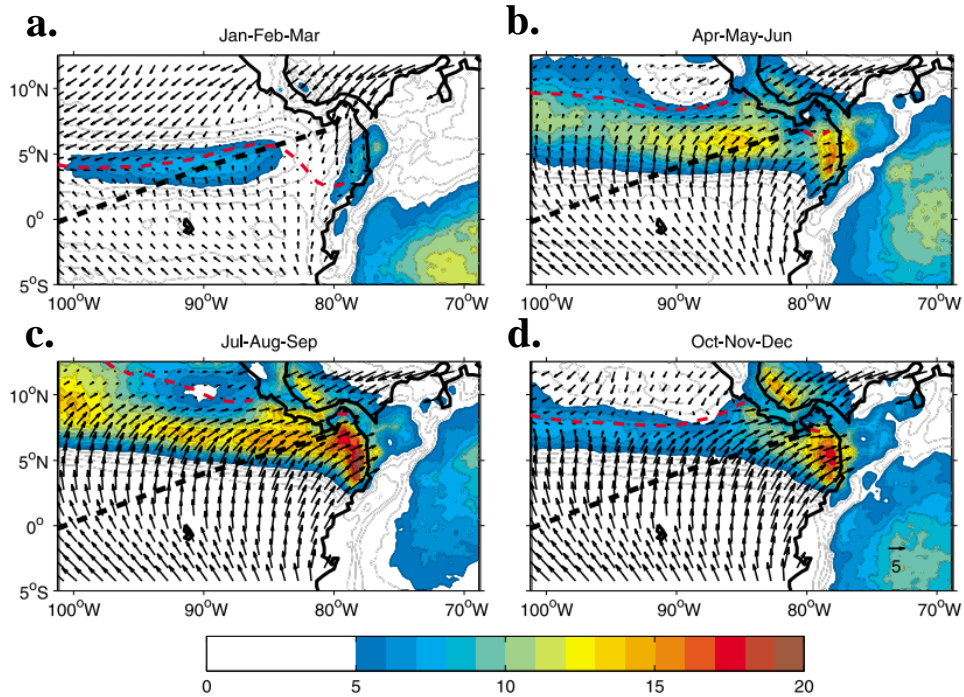


Figura 1. Climatología estacional (1999-2001) de vientos superficiales Quikscat (m/s, flechas) y precipitación TRMM (mm/día, colores). La ZCIT está definida donde los vientos convergen (línea roja discontinua). [Alory et al., 2012].

Por otro lado, vientos polares del norte moviéndose hacia el sur producen gradientes de presión entre el mar del Caribe y el Pacífico Oriental [Clarke, 1988]. Este gradiente de presión genera vientos (conocidos como *jets*) que se intensifican al pasar a través de brechas topográficas al sur de México y América Central. Existen 3 *jets* los cuales pueden alcanzar velocidades mayores a 20 m s^{-1} [Willet et al., 2006]: el *jet* de Tehuantepec en el Istmo de Tehuantepec, el *jet* de Papagayo entre Costa Rica y Nicaragua y el *jet* de Panamá en el Istmo Central de Panamá. En general los *jets* de Tehuantepec y Papagayo se unen a los alisios del norte [Chelton et al., 2000]; los *jets* de Panamá van a influir en la posición de la ZCIT.

El régimen de vientos así como la ZCIT presentan variaciones espacio-temporales marcadas, desde escalas intraestacionales a interanuales e incluso interdecenales [e.g. Wallace et al., 1989; Clarke & Lebedev, 1997; Strub et al.,

1998; Dewitte et al., 2011]. A la escala intraestacional (30-120 días), tanto los vientos costeros a lo largo de Perú [e.g. Dewitte et al., 2011] como los *jets* [e.g. Amador et al., 2006; 2008] presentan variaciones marcadas que pueden impactar sobre la circulación regional. Efectivamente, a esas frecuencias los vientos costeros impactan sobre el afloramiento peruano y la TSM [Dewitte et al., 2011], mientras que los *jets* de América Central influirían sobre la ZCIT y las precipitaciones [Amador et al., 2006; 2008], modificando así la distribución de la SSM.

A la escala estacional los anticiclones subtropicales, la ZCIT y los *jets* presentan variaciones importantes en posición e intensidad. Durante el verano austral el ASPS migra hacia el sur y los vientos asociados (costeros y alisios) se debilitan [Strub et al., 1998; Dewitte et al., 2011; Alory et al. 2012, ver Figura 1a]. Al mismo tiempo, los vientos alisios del noreste se intensifican y los *jets* alcanzan su máxima intensidad [Amador et al., 2006; Willet et al., 2006]. Como resultado la ZCIT alcanza su mayor desplazamiento hacia el sur ($\sim 5^{\circ}\text{N}$) entre 100°W y 85°W (Figura 1a). Entre 85°W y 80°W hay una inflexión y un desplazamiento mayor de la ZCIT hacia el sur debido a los *jets* de Panamá [Alory et al., 2012; ver Figura 1a]. Durante esta estación, las precipitaciones asociadas a la ZCIT se debilitan y la salinidad superficial en esa región aumenta [Alory et al., 2012]. Al contrario, durante el invierno austral, el núcleo del ASPS se desplaza hacia el norte y los vientos alisios del sudeste se incrementan (Figura 1c), aumentando el afloramiento de aguas salinas y frías en la costa peruana, que son advectadas hacia el ecuador mezclándose con las aguas del afloramiento ecuatorial [Wyrski, 1966, 1981; Fiedler & Talley, 2006]. La ZCIT se encuentra en latitudes mayores a 10°N y los vientos transportan mayor humedad ocasionando máximos de precipitación en dicha región

[Alory et al., 2012; ver Figura 1c]; además, el *jet* de Chocó centrado cerca de 5°N (Figura 1a) causa altas tasas de precipitación en las costas colombianas [Alory et al., 2012]. Como resultado, durante esta temporada la salinidad al norte de Ecuador disminuye significativamente [Alory et al., 2012].

2.2.2 Circulación y masas de agua superficiales

La circulación atmosférica presentada en el capítulo 2.2.1 es el forzante de la circulación oceánica superficial en el Pacífico oriental (ver área de estudio en la Figura 2). Al sur del ecuador, la circulación superficial a gran escala tiene una dirección predominante hacia el oeste y noroeste [Strub et al., 1998; Chaigneau et al., 2005; Kessler, 2006]. Las 3 principales corrientes superficiales observadas en esta región corresponden a las ramas este y norte del giro subtropical del Pacífico Sur. Estas corrientes son la Corriente Oceánica Peruana (COP) y la Corriente Costera Peruana (CCP) que fluyen principalmente hacia el noroeste, y la Corriente Sur Ecuatorial (CSE) que fluye hacia el oeste al norte de 20°S [Penven et al., 2005; Montes et al., 2010; Chaigneau et al., 2005; 2013]. Entre el norte de Perú y la zona ecuatorial este sistema de corrientes produce una lengua de agua fría (Figura 3a) que corresponde a la mezcla entre las aguas del afloramiento costero peruano advectadas por la CCP y las aguas afloradas en el ecuador [Kessler, 2006]. Estas aguas relativamente frías (20°C - 24°C; Figura 3a) y relativamente altas en salinidad (33.8 – 34.8; Figura 3b) corresponden a las Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES).

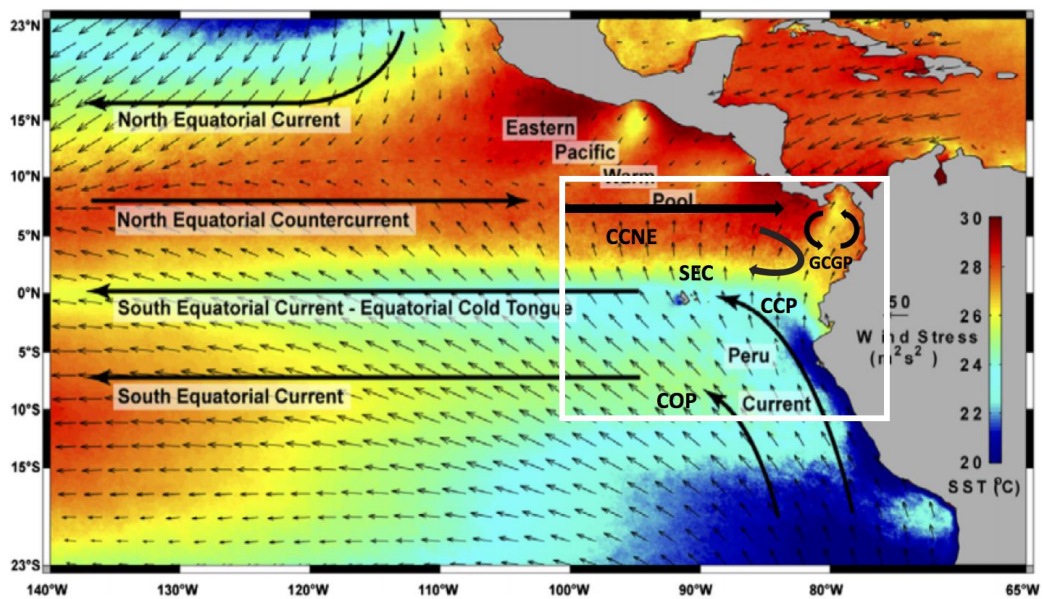


Figura 2. Principales corrientes superficiales (flechas grandes) , vientos (vectores) y temperatura superficial (colores) promedio en el Pacífico oriental. El área de estudio se muestra dentro del recuadro blanco. [Adaptado de Pennington et al., 2006].

Al norte del ecuador la circulación es más compleja en particular debido a la presencia de la cuenca de Panamá y la influencia de los *jets* que pasan a través del Istmo Central [Rodríguez-Rubio et al., 2003; Chaigneau et al., 2006 ; Devis-Morales et al., 2008; Alory et al., 2012]. En esa región encontramos la contracorriente norecuatorial (CCNE) que fluye hacia el este entre $\sim 5^{\circ}\text{N}$ - 10°N [Chaigneau et al., 2006; Pennington et al., 2006]. En la cuenca de Panamá, al este de $\sim 82^{\circ}\text{W}$, se encuentra el Giro Ciclónico del Golfo de Panamá (GCGP) [Rodríguez-Rubio et al., 2003; Chaigneau et al., 2006; Figura 2]. La deflexión de la CCNE junto con la corriente del borde oeste del giro de Panamá transportan aguas tropicales hacia el sureste [Chaigneau et al., 2006]. Al acercarse a la costas ecuatorianas, una parte de este flujo se desvía hacia al suroeste para alimentar la CSE [Chaigneau et al., 2006]. Las Aguas Tropicales de Superficie (ATS) que

encontramos en esa región se caracterizan por tener temperaturas mayores a 25°C (Figura 3a) y una salinidad menor a 33.8 (Figura 3b) debido al exceso de lluvias a nivel de la ZCIT [Alory et al., 2006; Fiedler & Talley, 2006]. Cerca de las costas de Perú, las ATS se encuentran al norte de $\sim 4^{\circ}\text{S}$, y pueden desplazarse hacia el sur e invadir la franja costera peruana durante los eventos El Niño extremos [e.g. Morón et al., 2011].

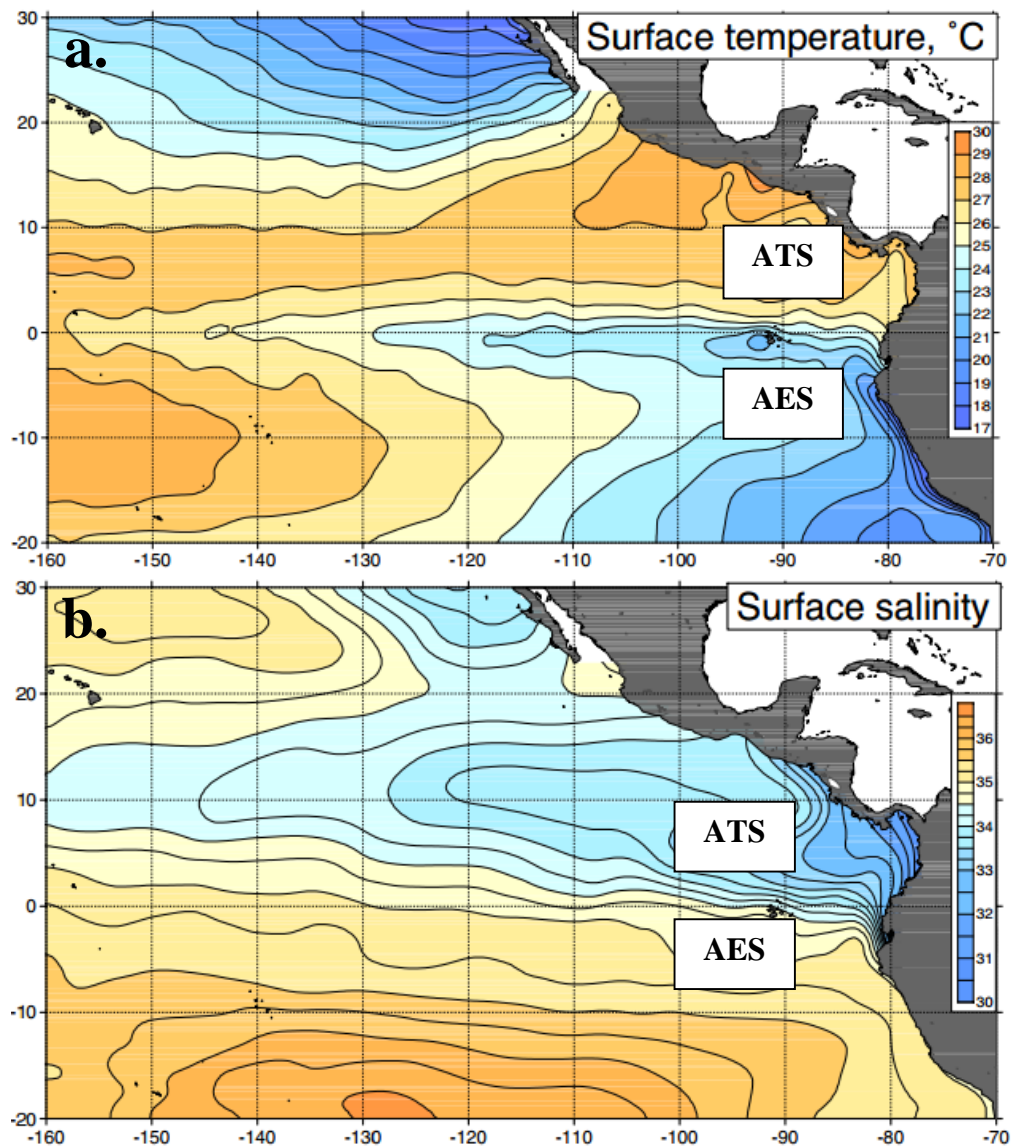


Figura 3. a) Mapa promedio de temperatura superficial y b) Mapa de salinidad superficial que distingue a las ATS de las AES. [Fiedler & Talley, 2006].

2.2.3 Frente Ecuatorial

El concepto de frente oceánico aparece como una analogía al frente atmosférico. Cromwell y Reid [1956] lo definieron como una franja en la superficie del mar a través de la cual la densidad cambia abruptamente. En el Pacífico Oriental, la zona de convergencia entre las ATS y las AES, donde existen gradientes horizontales intensos en temperatura [e.g. Cromwell & Reid, 1956; Wyrki, 1966; Raymond et al., 2004; Rincón-Martínez et al., 2011] y salinidad [e.g. Zuta & Guillén; 1970; Yu, 2015; Kao & Lagerloef, 2015] (Figura 3) se denomina Frente Ecuatorial (FE). El FE, que se extiende desde la costa norte de Perú hacia el oeste pasando por las islas Galápagos hasta más allá de 100°W, es uno de los frentes más pronunciados en latitudes bajas [Ballance et al., 2006]. Se extiende verticalmente desde la superficie hasta unos ~100 m de profundidad y también se ha encontrado que puede ser asociado a gradientes intensos de densidad y nutrientes [Pak & Zaneveld, 1974; Rincón-Martínez et al., 2011]. Además, el FE corresponde a una zona de transición entre grupos planctónicos distintos, separando especies de eufáusidos típicos de la corriente peruana al sur de especies tropicales asociadas a las aguas cálidas al norte [Antezana & Gonzáles, 1979; Jimenez & Bonilla, 1980; Fernández-Álamo & Färber-Lorda, 2006]. Esta distribución observada también tiene un efecto directo sobre los niveles tróficos superiores (e.g. aves que se alimentan del plancton acumulado) [Spear et al., 2001; Ballance et al., 2006].

En nuestra región de estudio, la dinámica atmosférica (vientos, ZCIT, precipitaciones), la circulación superficial (e.g. CSE), subsuperficial (e.g. Corriente Submarina Ecuatorial, CSSE; Corriente Subsuperficial Perú-Chile, CSPCH y los *jets* de Tsuchiya) y las características de las masas de agua responsables de la

formación del FE, cambian a distintas escalas de tiempo. Como consecuencia y aunque ha sido muy poco documentado, se espera una variación en la posición e intensidad del FE.

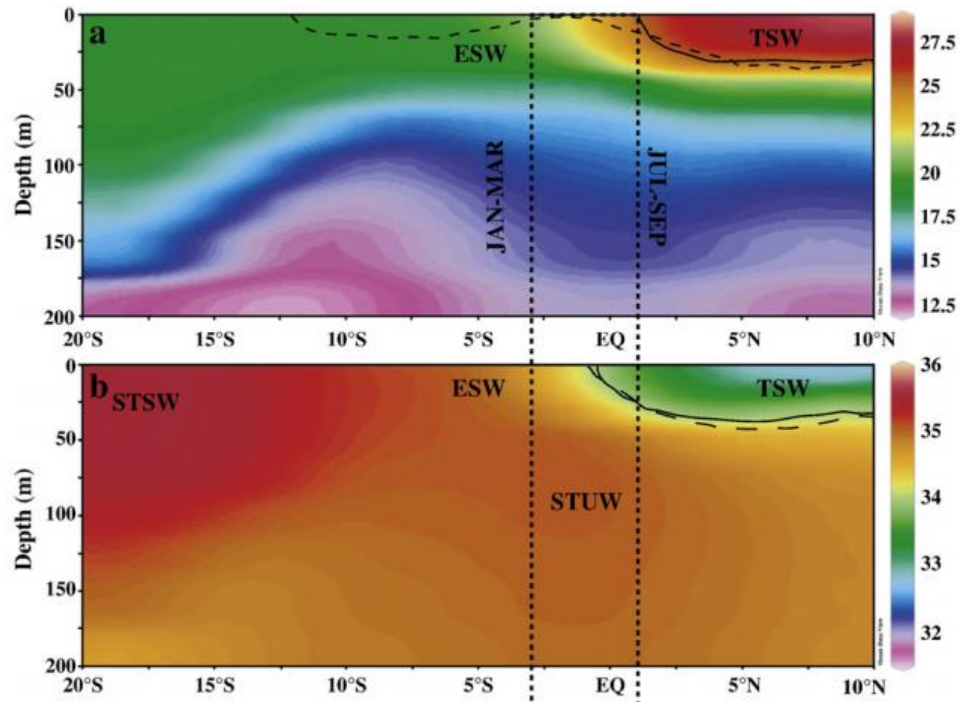


Figura 4. Corte transversal en 90°W donde se muestran los perfiles meridionales de (a) temperatura y (b) salinidad y las masas de agua asociadas. Las líneas punteadas verticales representan la posición promedio del FE durante el verano e invierno austral. [Rincón-Martínez et al., 2011].

Por ejemplo a la escala estacional (Figura 4), durante el verano austral, cuando el giro subtropical del Pacífico sur se debilita [e.g. Chaigneau et al., 2005], la lengua fría ecuatorial es menos visible y las AES se ubican más al sur [Zuta & Guillén, 1970; Strub et al., 1998; Fiedler & Talley, 2006]. Al mismo tiempo la intensificación de los *jets* de Panamá [Devis-Morales et al., 2008; Chaigneau et al., 2006] aumenta la advección de las ATS hacia el sur y modifican los parámetros físicos (temperatura, salinidad) en su cuenca por efecto del bombeo de Ekman y las

precipitaciones presentes en este lugar [ver Figura 7 en Alory et al., 2012]. Durante este periodo, el FE se desplaza hacia el sur con un gradiente de temperatura no muy marcado (la temperatura aumenta de 23°C a 25°C en 3° de latitud cerca de los 90°W) [Raymond et al., 2004; Rincón-Martínez et al., 2011]. Al contrario durante el invierno austral, el giro subtropical del Pacífico Sur se intensifica, la lengua fría ecuatorial es mucho más notoria y las AES se ubican más al norte [Zuta & Guillén, 1970; Strub et al., 1998; Fiedler & Talley, 2006]. Durante esta estación, los *jets* de Panamá y la advección hacia el sur de las ATS se debilitan [Alory et al., 2012]. El FE se desplaza en invierno hacia el norte con un gradiente de temperatura intensificado (la temperatura aumenta de 18°C a 25°C en 5° de latitud cerca de los 90°W) [Raymond et al., 2004; Rincón-Martínez et al., 2011].

A escalas intraestacionales e interanuales el desplazamiento del FE no ha sido documentado, pero está posiblemente ligado a la dinámica ecuatorial de las ondas Kelvin y al desplazamiento meridional de las AES/ATS [Zuta & Guillén, 1970; Pak & Zaneveld, 1974; Morón 2011]. La respuesta dinámica a la propagación/reflexión de las ondas de origen ecuatorial (Kelvin, atrapadas en la costa y Rossby) puede impactar fuertemente sobre la posición y orientación del FE entre Galápagos y Perú como ha sido sugerido durante el Niño extremo en los años 1997-1998 [Colas et al., 2008].

2.2.4 Ondas Kelvin ecuatoriales y costeras

Las ondas Kelvin ecuatoriales (OKE) se producen por anomalías en la intensidad y dirección de los vientos en el Pacífico ecuatorial a escalas de 30 - 120 días [Philander et al., 1984; Kessler, 1995] y que se propagan a lo largo de la franja

ecuatorial. Las OKE perturban el nivel del mar y la profundidad de la termoclina [Philander et al., 1984]. Se muestra en la Figura 5 dos tipos de OKE: i) de afloramiento (“*upwelling*”, i.e. disminución del nivel del mar y elevación de la termoclina) y ii) hundimiento (“*downwelling*”, i.e. elevación del nivel del mar y profundización de la termoclina) las cuales se forman principalmente en el Pacífico central y cruzan toda la cuenca hasta llegar a las costas de Sudamérica luego de algunos meses. Estas últimas provocan un desplazamiento de las corrientes a nivel del ecuador (Figura 6) y recibirán el mayor enfoque en este trabajo.

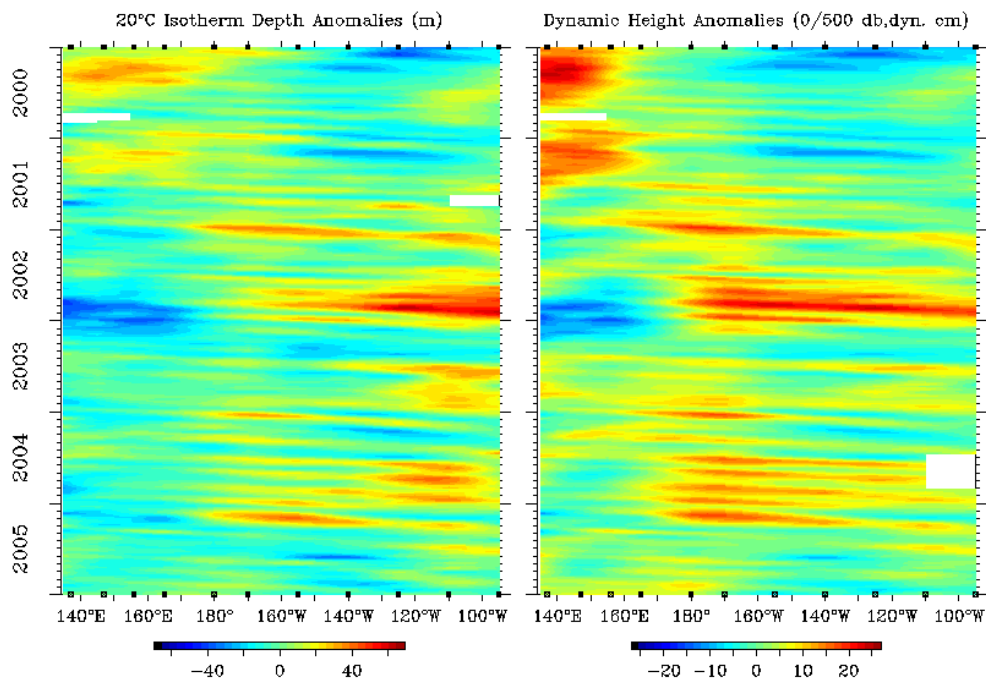


Figura 5. Diagrama Hovmöller (longitud-tiempo) de las anomalías de la profundidad de la isoterma de 20°C (izquierda) y la altura dinámica (derecha) para el periodo 2000 - 2005 promediado entre 2°N y 2°S. Fuente: TAO Project.

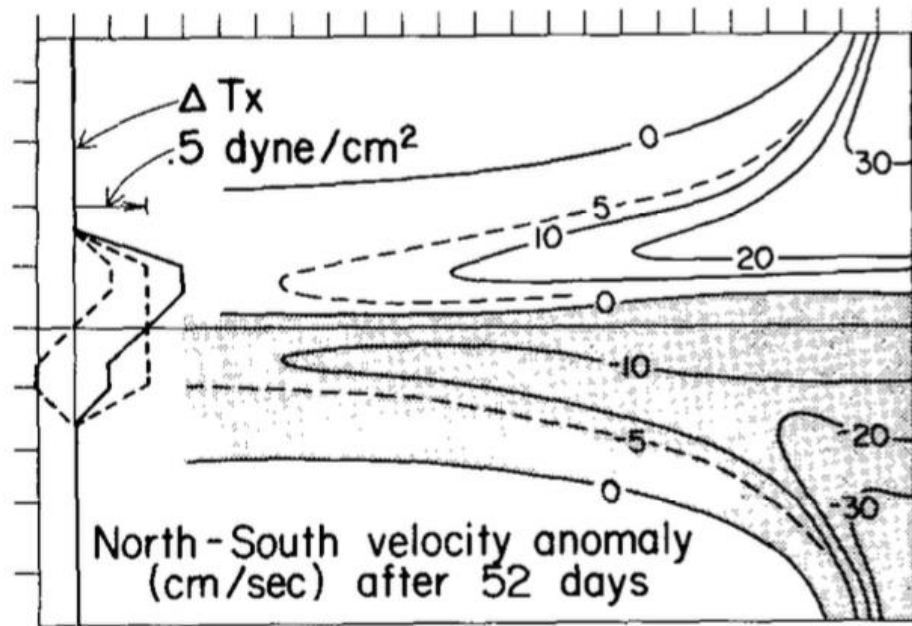


Figura 6. Esquema del desplazamiento de corrientes meridionales al paso de una OKE de hundimiento. El signo negativo de las velocidades meridionales indica un desplazamiento hacia el sur. [McCreary, 1976].

Al llegar a Sudamérica, una parte de la energía de las OKE se propaga hacia el sur a lo largo de sus costas [McCreary, 1976; Shaffer et al., 1997]. Estas ondas conocidas como Ondas Kelvin atrapadas en la costa (OKC) tienen un efecto en la estructura de las aguas costeras similar al de las OKE de hundimiento. A su vez, las OKC generan ondas de Rossby que se propagan con menor velocidad desde las costas sudamericanas hacia el oeste del Pacífico [Kessler, 1990; Chelton & Schlax, 1996]. En general las OKE modifican la estratificación de la columna de agua y el nivel del mar y por otro lado, generan también anomalías de corrientes [Kessler, 1990] que pueden modificar la advección de masas de agua y las posiciones frontales.

A escalas intraestacionales las ondas Kelvin de hundimiento (ecuatoriales y costeras) modulan ligeramente la TSM [Illig et al., 2014], modifican las corrientes

superficiales y subsuperficiales y la advección de masas de agua [Echevin et al., 2011; Chaigneau et al., 2013; Pietri et al., 2014] a lo largo de las costas de Perú y Chile. Por otro lado, a bajas frecuencias de variabilidad diversos autores han demostrado la importancia que tienen las ondas Kelvin en la modulación de las corrientes superficiales en el Pacífico Oriental [e.g. McCreary, 1976; Enfield & Allen, 1980; Shaffer et al., 1997]. Estacionalmente la circulación de subsuperficie, responsable de la presencia de aguas relativamente más frías en el ecuador como respuesta al afloramiento, es modulada por las ondas de Rossby [Pizarro et al., 2002]; además, cerca de las costas de Perú, Echevin et al. [2011] reportaron que un ligero incremento en la velocidad de las corrientes subsuperficiales (i.e. CPSS) durante verano y otoño es una respuesta al paso de las OKC.

Durante los eventos El Niño, la advección de las ATS hacia el sur es mayor cerca de las costas de Perú [ver Figura 1 en Graco et al., 2007]. El desplazamiento meridional de la zona de convergencia entre las ATS y AES (i.e. isolínea de 34) se puede observar en la Figura 7 para un periodo de 20 años en los campos de salinidad a 60 millas náuticas de la costa peruana. En esta figura se muestra que el desplazamiento llegó hasta más allá de 6°S durante los eventos El Niño y un menor desplazamiento durante periodos no Niño. Finalmente, durante el evento extremo El Niño 1997-1998 se encontraron cambios en la inclinación del gradiente de densidad (cuyo valor depende de la TSM y SSM) asociados al paso de las OKC y a las posteriores Ondas Rossby [Colas et al., 2008] originadas por su reflexión.

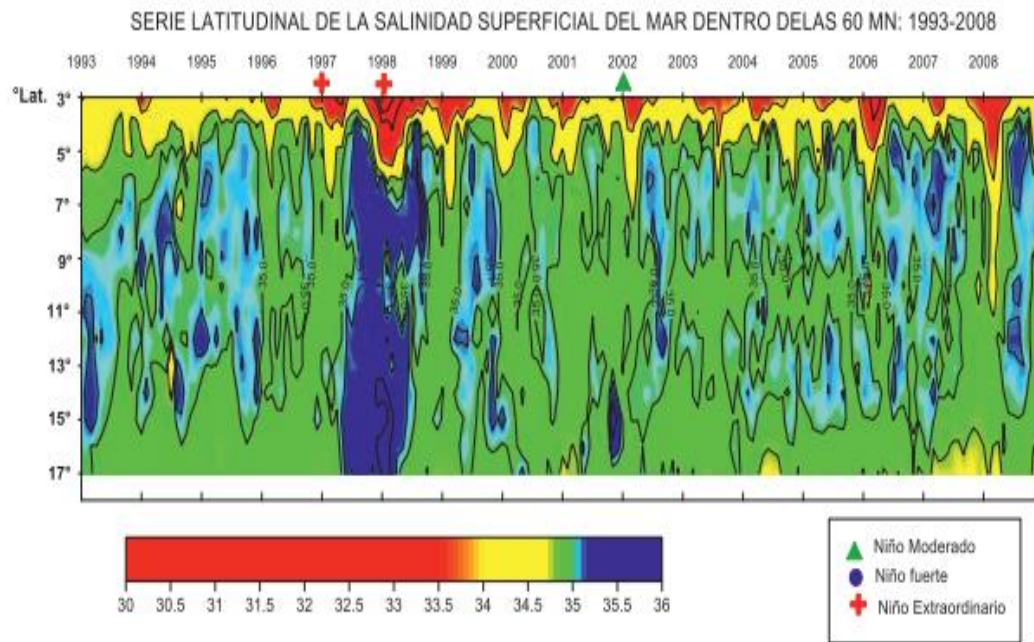


Figura 7. Diagrama Hovmöller (tiempo-latitud) de la salinidad a 60 millas náuticas de la costa peruana entre 1993 – 2008. El FE está representado por la isolínea de ~34 ups que separa las ATS (rojo) y las AES (amarillo) [Morón, 2011].

2.3 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Se han reportado escenarios del comportamiento para el Frente Ecuatorial durante eventos El Niño extremos [Okuda et al., 1983; Morón, 2011], principalmente enfocados a su posición donde se menciona su proyección máxima hacia el sur. Esto produce un desplazamiento de las condiciones oceánicas y atmosféricas (e.g. corrientes geostróficas, TSM y mayores precipitaciones) a las que está asociada y que tienen un efecto importante sobre la dinámica de las masas de agua. Asimismo, estos eventos extremos afectan considerablemente la región costera norte de Perú produciendo inundaciones por lo que desarrollar una metodología de detección automática facilitaría su monitoreo. Además los resultados de este trabajo se pueden utilizar para validar los modelos numéricos en

la región con el fin de comprender la exactitud con que éstos representan la variabilidad oceánica y con esto realizar proyecciones a futuro.

Es conocida, además, la existencia de movimientos verticales intensos en el Frente Ecuatorial [Wyrki, 1966] lo que permite una mezcla efectiva de propiedades físicas y biogeoquímicas entre las capas superficiales en contacto con la atmósfera y las capas profundas, modificando las propiedades de las masas de agua presentes, por lo que monitorear su proyección latitudinal es de suma importancia por las implicancias que puede tener en la hidrografía especialmente cerca de las costas sudamericanas. Por otro lado, la inestabilidad de los frentes [Desser et al., 1993] generan estructuras de meso y sub-mesoescala que son importantes también para la mezcla y la redistribución de propiedades en el océano.

Finalmente, siendo caracterizado por gradientes intensos de temperatura, salinidad y densidad, el Frente Ecuatorial está también asociado con corrientes horizontales intensas a su alrededor que pueden actuar como barreras dinámicas. Estas barreras separan comunidades biológicas y ecosistemas distintos [Jiménez & Bonilla, 1980; Fernández-Álamo & Färber-Lorda, 2006] como la provincia biogeográfica del Pacífico Ecuatorial Divergente al sur del frente, la provincia de la Contracorriente del Pacífico Norte al norte del frente y la provincia costera de la corriente Perú-Chile [Longhurst, 2010]. Además, la elevada concentración de fitoplancton y zooplancton en el Frente Ecuatorial, propicia la transferencia energética hacia especies de niveles tróficos superiores (e.g. algunas especies de aves y mamíferos) [Spear et al., 2001; Ballance et al., 2006] por lo que el monitoreo del Frente Ecuatorial puede ayudar a estimar la ubicación de determinados organismos.

2.4 OBJETIVOS

2.4.1 General

Describir la variabilidad espacial y temporal del Frente Ecuatorial en el Pacífico Oriental y su relación con forzantes atmosféricos y oceánicos entre 2010 y 2015.

2.4.2 Específicos

1. Validar los datos satelitales de salinidad SMOS con los datos in-situ disponibles desde el 2010 al 2015.
2. Establecer criterios para la identificación automática del FE con datos de salinidad y altura dinámica.
3. Documentar las características promedio y estacionales del FE (posición, intensidad y extensión vertical).
4. Estudiar las variaciones espacio-temporales del FE a escalas intraestacionales e interanuales.
5. Examinar cómo algunos factores impactan en la variabilidad del FE (e.g. régimen de vientos, Ondas Kelvin Ecuatoriales).

2.5 HIPÓTESIS

El Frente Ecuatorial es una estructura permanente en el Océano Pacífico Oriental que muestra cambios en su posición a escalas estacionales e intraestacionales, debido a la influencia de los vientos superficiales y de las ondas ecuatoriales respectivamente.

3 METODOLOGÍA

3.1 DISEÑO DEL ESTUDIO

La presente investigación es un estudio observacional retrospectivo basado en datos satelitales y datos *in-situ*.

3.2 POBLACIÓN

La población de estudio comprende variables oceanográficas (salinidad, temperatura, y nivel del mar) y meteorológicas (vientos) en el Pacífico Oriental dentro de un área que abarca entre 10°N y 10°S en latitud y 75°W y 100°W en longitud. Según la variable considerada, el periodo de estudio varía entre 2010 hasta el 2015.



3.3 OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES

VARIABLES INDEPENDIENTES	VARIABLES DEPENDIENTES
Salinidad	Gradiente de salinidad [ups km^{-1}]
Topografía dinámica absoluta (MADT) [m]	Posición del FE [Latitud, Longitud]
Componentes zonal y meridional de la velocidad de vientos superficiales [m s^{-1}]	Anomalía del nivel del mar (ANM) [m]

Tabla 1. Variables (y sus unidades) independientes y dependientes utilizadas.

3.4 RECOLECCIÓN DE DATOS

Los datos satelitales son productos adquiridos de los programas SMOS, QuikSCAT/ASCAT y AVISO. Además, una climatología mensual de salinidad *in-situ* proporcionada por CARS (*CSIRO Atlas of Regional Seas*) fue utilizada para determinar las características estacionales y extensión vertical del FE.

Por otro lado, con el objetivo de validar los datos SMOS, se utilizaron datos históricos de salinidad *in-situ* adquiridos por i) cruceros nacionales realizados por el Instituto del Mar del Perú (IMARPE), ii) cruceros internacionales cuyos datos están disponibles en el *World Ocean Database* (WOD) y iii) perfiladores Argo.

3.4.1 Datos de salinidad

a. Programa SMOS



El programa SMOS (*Soil Moisture Ocean Salinity*) es una de las misiones de la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés). Fue lanzado en noviembre del 2009 y es la primera misión satelital especializada en medir la salinidad desde el espacio [Font et al., 2004]. El satélite presenta una órbita sincrónica al sol, trasladándose a una altura ~754 km. Las propiedades térmicas de la superficie oceánica son emitidas como ondas electromagnéticas en el rango de microondas y capturadas por el instrumento pasivo MIRAS (*Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis*) que opera en la banda L a una frecuencia de 1.4 GHz (~21 cm de longitud de onda). Esta banda es la más óptima para la determinación de la salinidad [Font et al., 2004].

La temperatura de brillo polarizada (T_B) medida por MIRAS se relaciona entre otros con el ángulo de incidencia, la temperatura superficial del océano y el coeficiente dieléctrico del mar para obtener el valor de la salinidad (Figura 8). Esta salinidad es calibrada con registros de perfiladores Argo, encontrándose un sesgo de 0.6 en regiones tropicales y subtropicales [Boutin et al., 2012] alcanzando valores mayores a 1.0 en las regiones aledañas a las costas continentales. Finalmente los productos (Level 1 y Level 2) de SSM con una resolución de 50 km son distribuidos por ESA a través de su página web (<https://earth.esa.int/web/guest/data-access/browse-data-products>).

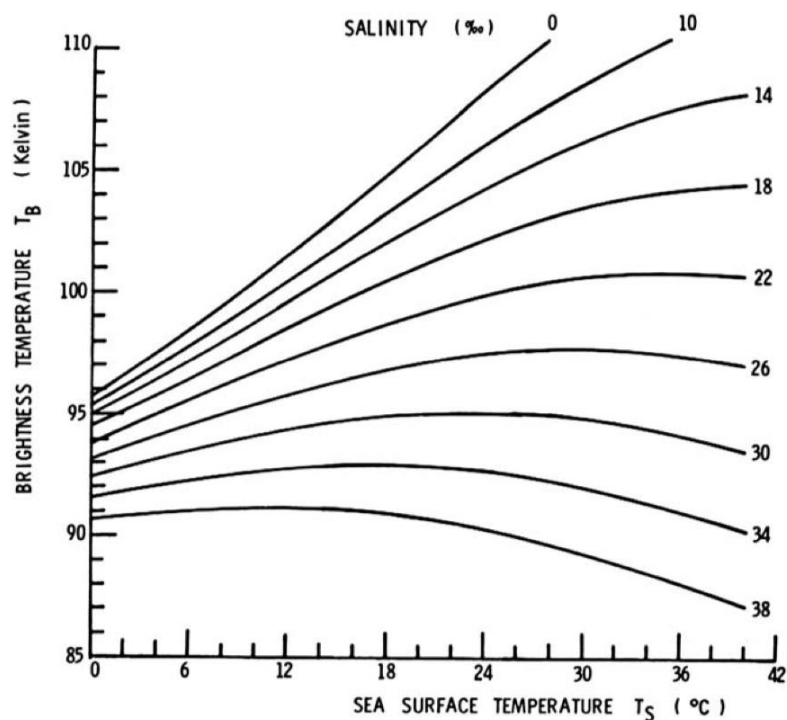


Figura 8. Variación de la temperatura de brillo (T_B) con la temperatura superficial del mar para distintas salinidades en la banda L (1.4 GHz) con un ángulo de incidencia de 0° . Modificado de Swift [1980].

El *Centre Aval de Traitement des Données SMOS* (CATDS) distribuye campos grillados de SSM con sesgos reducidos (L3_DEBIAS_LOCEAN_v1) y

corregidos a partir del producto Level 2 (ESA_L2OS) [Kolodziejczyk et al., 2016]. Este producto validado con mediciones *in-situ* del Servicio Francés de Observación de la Salinidad Superficial del Mar disminuye el sesgo encontrado en las regiones tropicales y subtropicales hasta 0.3. El producto utilizado L3_DEBIAS_LOCEAN_v1 es suavizado con un filtro Gaussiano con ancho de 9 días y remuestreado sobre una grilla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ con una resolución temporal de 4 días entre julio del 2010 hasta setiembre del 2015 (ver la fecha particular en la Figura 9). Este producto es accesible desde el siguiente enlace:

ftp://ftp.ifremer.fr/Ocean_products/L3_DEBIAS_LOCEAN_v1/debiasedSSS_18days_v1/

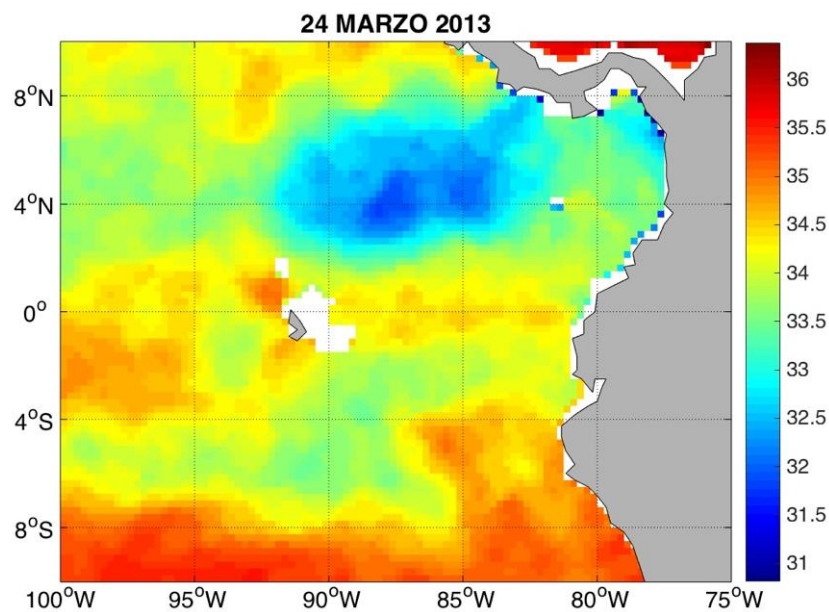


Figura 9. Campo grillado de SSM (en colores) SMOS distribuido por CATDS (producto L3_DEBIAS_LOCEAN_v1) para el día 24 de marzo del 2013 en la región de estudio (100°W - 75°W y 10°N - 10°S).

b. Climatologías mensuales CARS

CARS es un atlas climatológico de algunas propiedades físicas (temperatura, salinidad) y biogeoquímicas (nutrientes, oxígeno) disponible para todas las cuencas oceánicas [Ridgway et al., 2002]. Estas climatologías están construidas a partir de una gama de datos históricos (WOD, archivos CSIRO, GODAR entre otros) y validados con datos satelitales e *in-situ* (TSM Reynolds, COADS y XBT).

El conjunto de datos históricos irregularmente localizados en el espacio fue interpolado de tal forma que se distribuyen en 56 niveles verticales (entre 0 - 5500 m). Por otro lado, un método de interpolación que utiliza una regresión local ponderada (Loess, por sus siglas en inglés) fue aplicado para redistribuir los datos por cada nivel en una malla regular con tamaño de grilla $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y promediada para obtener climatologías mensuales (Tabla 2). En este trabajo se utilizarán los campos mensuales de salinidad (ver ejemplo durante el mes de marzo en la Figura 10), que se pueden descargar del siguiente enlace: <http://www.marine.csiro.au/atlas/>.

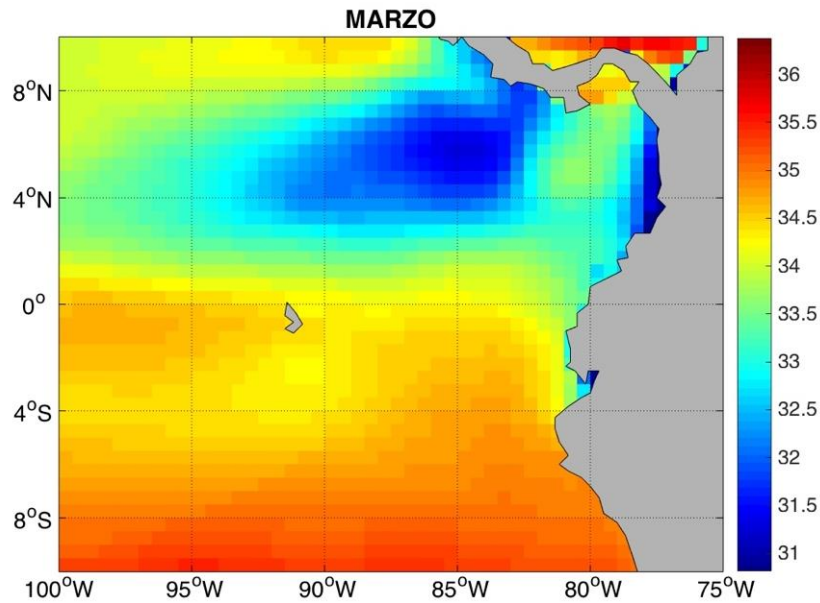


Figura 10. Salinidad superficial (en colores) para la climatología CARS para el mes de marzo en la región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S).

c. Datos *in-situ* de SSM

La base de datos de los cruceros IMARPE, de los perfiladores Argo y del WOD (Figura 11) permitió validar los datos de salinidad recolectados por el satélite SMOS. Los datos *in-situ* seleccionados fueron los superficiales (en la primera capa de 0 - 5 m) adquiridos durante un periodo similar al de SMOS, entre julio del 2010 hasta agosto del 2014 (Tabla 2). Durante este periodo se contaron con 332 datos del IMARPE (cruceros costeros), 5018 datos del WOD (principalmente anclajes) y 4050 datos de los perfiladores Argo (Figura 11). Estos datos *in-situ* fueron pre-procesados y validados como es explicado en Domínguez et al. (2017).

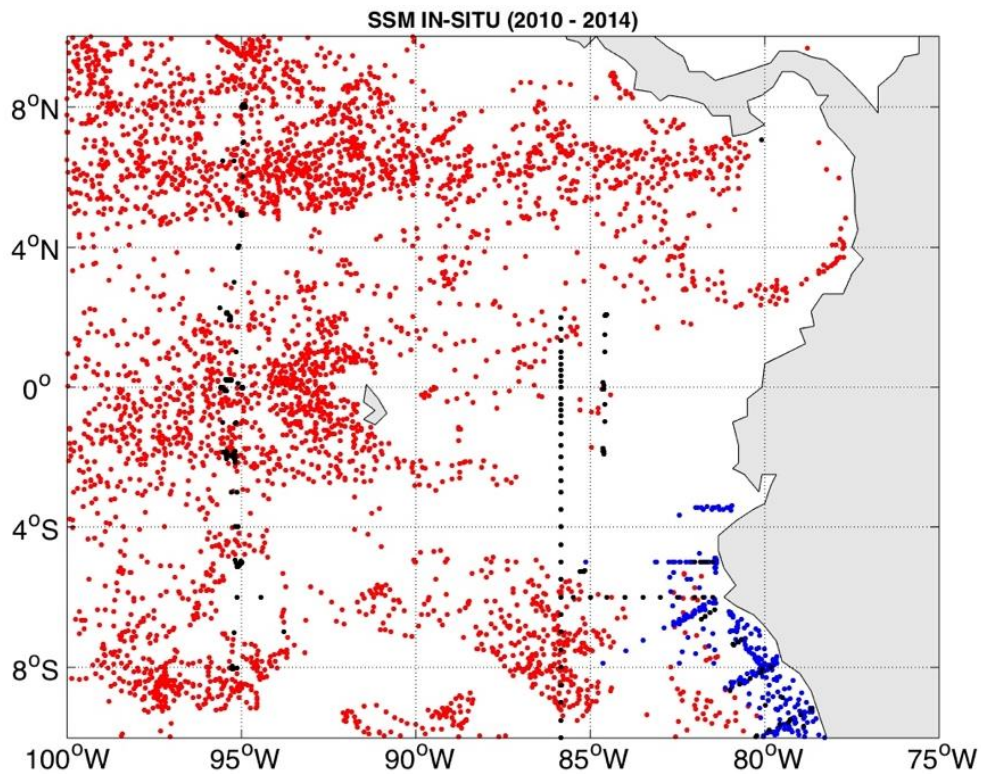


Figura 11. Distribución de la data in-situ (IMARPE, en azul; Argo, en rojo; WOD, en negro) dentro de la región de estudio (100°W-75°W y 10°N-10°S).

3.4.2 Datos satelitales de viento (misiones QUIKSCAT y ASCAT)

El difusómetro de radar (conocido también como escatómetro) SeaWinds a bordo del satélite QuikSCAT inició operaciones en junio de 1999 hasta noviembre del 2009. Este satélite tuvo una órbita sincrónica al Sol, desplazándose a una altura de ~800 km. El instrumento activo SeaWinds, encargado de medir la velocidad y la dirección del viento con una precisión de 2 m s^{-1} y 20 grados respectivamente, operó en el rango de las microondas (13.4 GHz) cubriendo el 90% de la superficie terrestre en un día con una resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

En el año 2006 el satélite Metop-A fue lanzado llevando a bordo el instrumento ASCAT (*Advance Scatterometer*) orbitando de forma sincrónica al Sol

a una altura ~790 km. ASCAT emite señales electromagnéticas en el rango de microondas (5.3 GHz) y está encargado de recolectar información sobre la velocidad y dirección del viento superficial. Esta base de datos permite complementar el monitoreo de los vientos de gran escala iniciado por QuikSCAT creando una serie diaria de datos distribuidos en una grilla con resolución espacial $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Figura 12, Tabla 2). La información de vientos es procesada por el *Institut Français de Recherche pour l'exploitation de la Mer* (IFREMER) y se puede acceder al producto grillado desde el siguiente enlace: <http://cersat.ifremer.fr/data/products/catalogue>

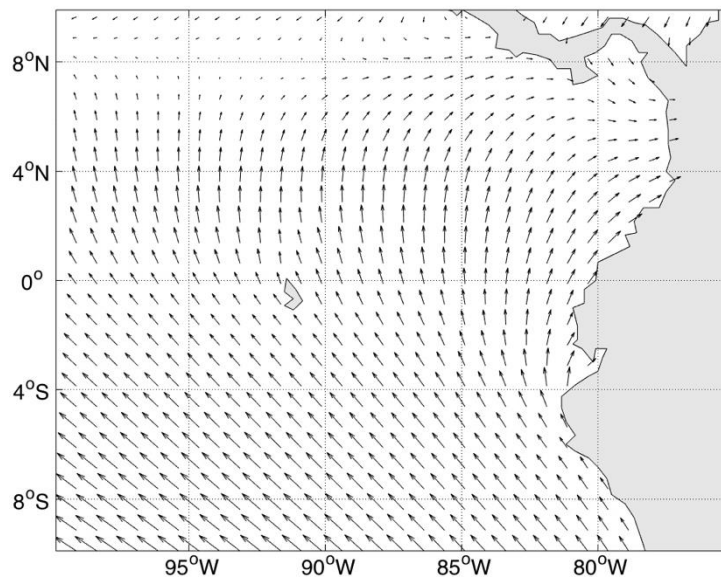


Figura 12. Dirección y velocidad promedio (1999 - 2015) de los vientos superficiales para nuestra región de estudio (100°W - 75°W y 10°N - 10°S).

3.4.3 Datos satelitales de altura del nivel de mar (producto AVISO)

Los Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (*Maps of Absolute Dynamic Topography*, MADT) son campos altimétricos grillados distribuidos por AVISO (*Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) entre

1993 hasta el 2016. Los MADT son calculados respecto al geode terrestre y de los cuales se derivaron nuestros campos de anomalía del nivel del mar (ANM). Los MADT combinan los datos de múltiples misiones satelitales altimétricas (e.g. Topex-Poseidon, Jason 1-2, Altika, entre otros) y son distribuidos como campos grillados de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Figura 13) con una frecuencia diaria [Altimetry AV, 2014; Tabla 2]. La base de datos puede ser adquirida en el siguiente enlace: <http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global/madt.html>

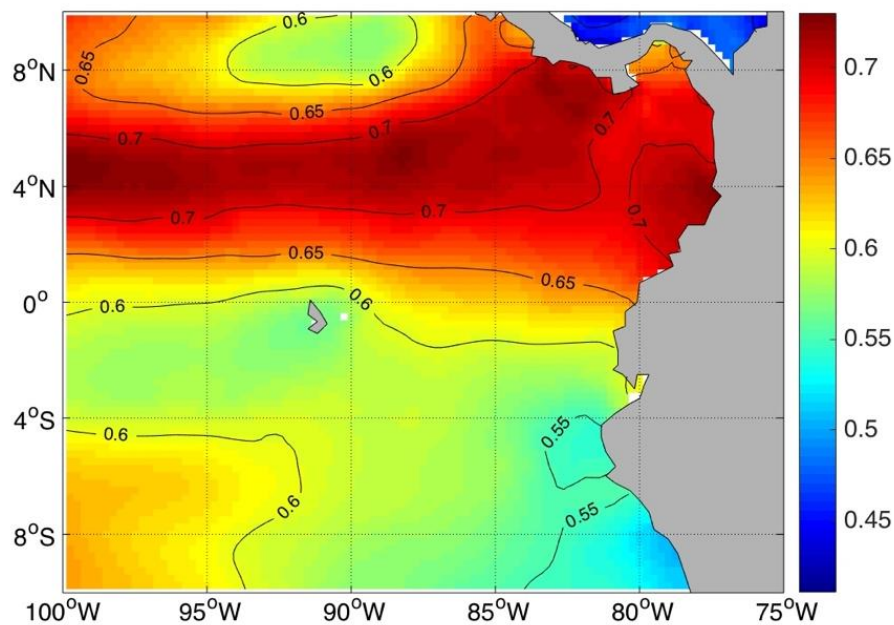


Figura 13. Campo grillado MADT. Promedio (2010 - 2014) representado la altura (m) del nivel del mar (colores y contornos).

Dato	Dominio Temporal	Dominio Espacial	Fuente
Salinidad (Satelital)	2010 - 2015 (4 días)	10N-10S, 75W-100W ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	SMOS
Salinidad (<i>in-situ</i>)	Climatología mensual (1940 - 2004)	10N-10S, 75W-100W ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$)	CARS

Salinidad (<i>in-situ</i>)	2010 - 2014	10N-10S, 75W-100W	IMARPE, WOD, Argo
Altimetría (Satelital)	2010 - 2014 (4 días)	10N-10S, 75W-100W (0.25° x 0.25°)	AVISO
Vientos (Satelital)	2010 - 2015 (4 días)	10N-10S, 75W-100W (0.25° x 0.25°)	QUIKSCAT/ASCAT

Tabla 2. Descripción de todos los datos utilizados en este estudio.

3.5 ANÁLISIS DE DATOS

3.5.1 Validación y comparación de los datos de salinidad satelital SMOS

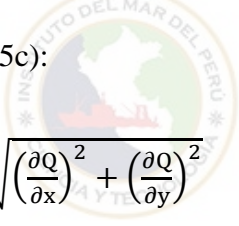
Para comprobar la precisión de los datos grillados de salinidad satelital SMOS dentro del área de estudio, éstos se validaron con la base compilada de datos *in-situ* (IMARPE, WOD y Argo) usando la metodología siguiente: para cada uno de los datos *in-situ* disponibles se buscó el mapa SMOS lo mas cercano en el tiempo (± 2 días) y el pixel (0.25° x 0.25°) en el cual se encontraba la posición del dato *in-situ*. Las distribuciones espaciales y temporales de las diferencias entre las SSM *in-situ* y satelital fueron examinadas; además se calculó el sesgo promedio y su desviación estándar (STD, por sus siglas en inglés) así como las correlaciones. Por otro lado, y como una segunda validación, se comparó el sesgo de los promedios SMOS con la climatología CARS.

3.5.2 Identificación del Frente Ecuatorial

Uno de los objetivos específicos de esa tesis era implementar un algoritmo que permita la identificación automática del FE en los campos de SSM y MADT. Se implementó entonces una rutina (Figura 14) que no solo identifica la posición del FE sino también calcula la intensidad del gradiente total. Esta metodología

resultó ser eficiente para ubicar el FE tanto en campos de salinidad (CARS, SMOS) como en campos de altura dinámica (MADT). Esto nos facilitó trabajar con el mismo algoritmo independientemente del tipo de datos. A continuación se describe el procedimiento en detalle.

Primero, se utilizó una máscara para limitar el área de estudio solo a la cuenca del Pacífico Oriental (Figura 15a) y se interpolaron linealmente los datos para tener una distribución continua. Segundo, con el fin de remover estructuras de muy pequeña escala, los datos de entrada (SSM, MADT) fueron suavizados temporalmente usando un promedio móvil con una ventana de 8 días (Figura 15b). Tercero, se procedió a calcular los gradientes (zonales, meridionales, y totales) de SSM o MADT utilizando diferencias finitas centradas [ver Kao & Lagerloef, 2015] con la ecuación (1) (Figura 15c):


$$\nabla Q = \sqrt{\left(\frac{\partial Q}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Q}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

Donde:

Q: Campo escalar considerado (SSM o MADT)

∇Q : Gradiente total superficial o intensidad del gradiente.

$(\partial Q/\partial x)$: Gradiente zonal superficial.

$(\partial Q/\partial y)$: Gradiente meridional superficial.

Cuarto, como existen gradientes intensos fuera de la franja ecuatorial de nuestro interés (e.g. en la cuenca de Panamá, ver Figura 15c), fue necesario añadir criterios para la identificación correcta del FE. Basados en la inspección visual de

las imágenes, se estableció reducir nuestro dominio de búsqueda del FE i) entre 10°S y 6°N , ii) dentro del rango de salinidad 33.2 - 34.8 ups, y iii) donde el gradiente meridional fuese negativo (Figura 15d). Quinto, en este dominio restringido se determinó el valor de SSM (o MADT) asociado al 95% percentil de la distribución de los gradientes totales. La posición del FE correspondió entonces a la posición de la isolínea de este valor de SSM (o MADT). Finalmente, para asegurarnos que la isolínea que define la posición del FE fuese continua dentro del dominio estudiado, se interpoló en la grilla regular (espaciada cada 0.25°) de tal forma que obtuvimos un valor latitudinal para cada longitud.

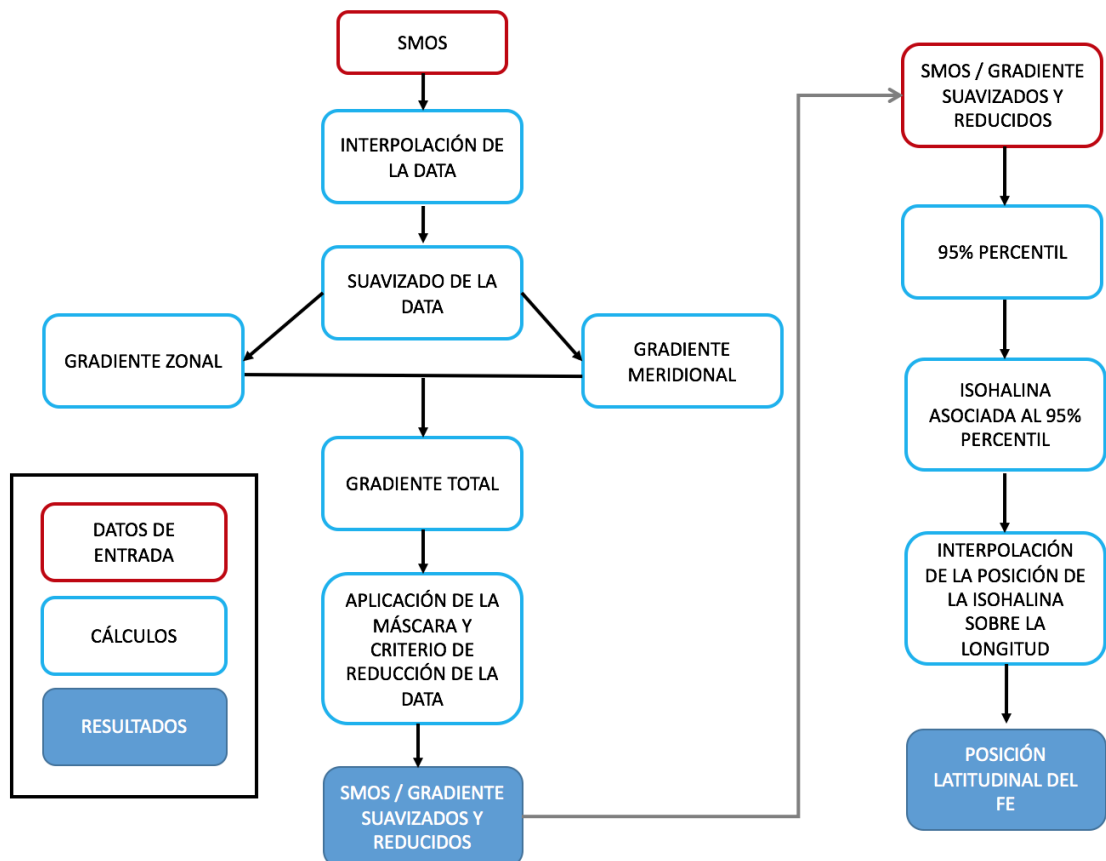


Figura 14. Algoritmo de detección del FE en los mapas de SSM (SMOS, CARS) y AVISO.

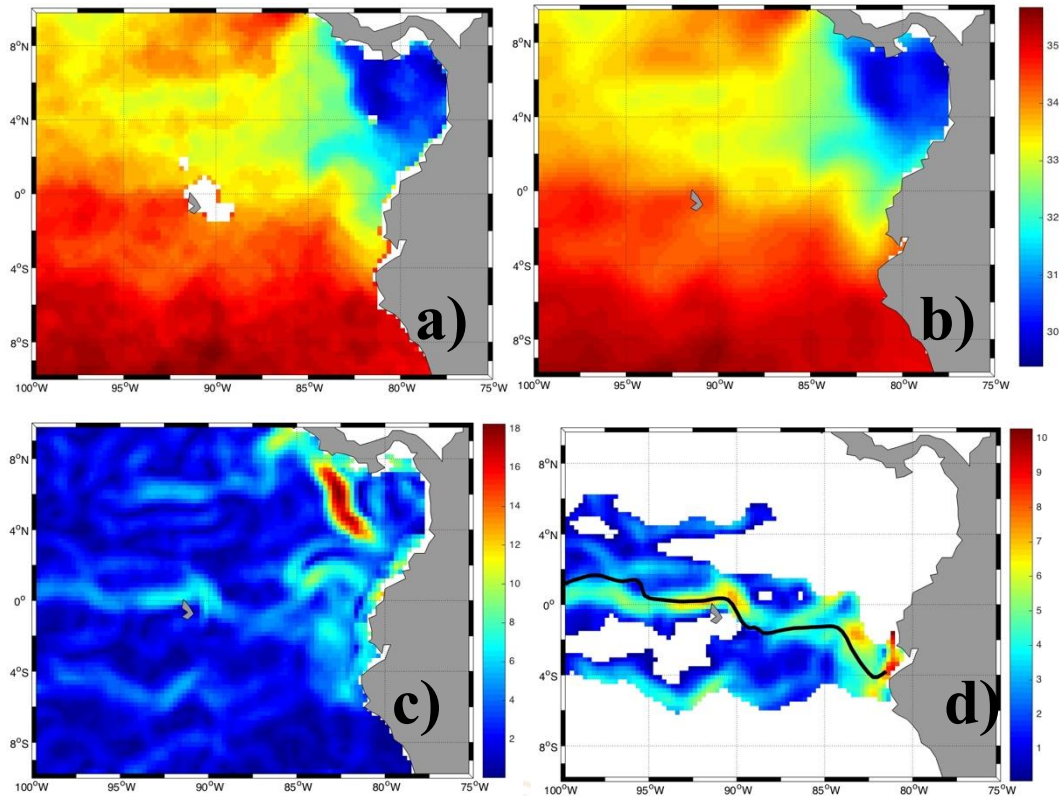


Figura 15. Ilustración de las etapas del algoritmo de detección del FE para el 14 de enero del 2011. a) SSM de SMOS para esta fecha, b) Mapa de SSM interpolado y suavizado, c) Mapa de gradiente total de SSM, d) Dominio espacial restringido del mapa de gradientes (colores) y posición del FE (línea negra).

3.5.3 Análisis de vientos superficiales y del transporte de Sverdrup

Para determinar la influencia que tuvieron los vientos superficiales se consideraron aquellos datos que coincidieron con la misma fecha de los datos de salinidad SMOS (i.e. datos cada 4 días entre el 2010 - 2015). Se calcularon las climatologías mensuales de éstos y se crearon mapas los cuales servirán para una inspección rápida de los cambios en su magnitud y dirección dentro del área de estudio. Un parámetro que se deriva de los vientos superficiales fue el transporte de Sverdrup [Sverdrup, 1947], el cual nos indica el transporte meridional de masas de agua. Esto se determina mediante la siguiente ecuación:

$$\beta V = \rho^{-1} \left[\left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \right] \quad (2)$$

Donde:

V: Transporte Sverdrup (Sv).

β : Variación meridional del factor de Coriolis.

ρ : Densidad del agua de mar.

$(\partial \tau_y / \partial x)$: Gradiente zonal del esfuerzo de viento meridional.

$(\partial \tau_x / \partial y)$: Gradiente meridional del esfuerzo de viento zonal.

3.5.4 Identificación de las OKE en los campos de ANM y su relación con el Frente Ecuatorial

Es posible identificar las OKE en la señal de la ANM tal como Delcroix et al., [1991] mostraron utilizando los datos proporcionados por GEOSAT durante 1986-1987. En este trabajo, de similar manera, las ANM que se calcularon a partir de los campos MADT en el periodo 2010-2014 sirvieron para este propósito. De acuerdo con Kessler et al. [1995] las OKE de hundimiento (afloramiento) se pueden detectar como máximos positivos (negativos) en la señal de ANM luego de ser filtradas con una técnica tipo pasa-banda dejando solo los periodos intraestacionales. Este filtro comprende solamente las señales entre 30 y 120 días [Kessler et al., 1995] y remueve la variabilidad fuera de esta banda temporal. Luego se seleccionó un intervalo de confianza que permitió diferenciar el 5% de los extremos máximos calculados a partir de la permutación aleatoria de nuestros datos iniciales. Por otro lado, como una segunda verificación del paso de OKE, utilizamos

un diagrama Hövmoller de ANM seleccionado dentro del mismo tiempo de nuestro estudio (2010-2015) el cual fue obtenido del producto de boyas TAO-TRITON.

El tipo de filtro y el umbral de significancia señalado líneas arriba fue también usado para la serie de la posición del FE promediada en el espacio. Al contar con dos series, una para la ANM y otra para la posición del FE, se intentó estudiar el grado de covarianza que presentan y si existía o no un desfase entre ambas. La técnica utilizada fue la del *cross-wavelet* [ver Grindsted et al., 2004] la cual nos permitió observar los periodos de mayor correlación de variabilidad entre la señal de la ANM y la posición del FE así como su desfase. Finalmente utilizamos una correlación cruzada en las series filtradas para cuantificar este desfase y determinar el tiempo que le toma al FE para desplazarse luego del paso de una OKE.



4 RESULTADOS

4.1 VALIDACIÓN Y COMPARACIÓN DE LOS DATOS SATELITALES SMOS

4.1.1 Validación de la salinidad SMOS con los datos *in-situ* (2010 - 2014)

Los datos de salinidad *in-situ* listos para comparar (9400 en total) evidencian una distribución no uniforme dentro del área de estudio ya que existe una cantidad mayor de puntos medidos al oeste de 90°W (Figura 16). Además, cerca de la costa norte peruana (Figura 16, recuadro rojo) existen 332 observaciones de este parámetro. Estos datos, que fueron en su mayoría recolectados por los cruceros oceanográficos de IMARPE, tuvieron una correlación con la salinidad SMOS de ~0.7 con un sesgo promedio y una desviación estándar (STD) igual a 0.01 y 0.24, respectivamente. En la región más oceánica se aprecia que la diferencia de salinidad entre los datos satelitales e *in-situ* del 2010 al 2014 están dentro del rango ± 0.2 , mostrando un sesgo cercano a cero y una STD igual a 0.26. Las diferencias máximas se mantienen al oeste de Galápagos entre 1°N - 1°S y cerca de las costas donde se ha reportado la influencia en la salinidad que tiene su orientación respecto de la órbita del satélite [Boutin et al., 2012].

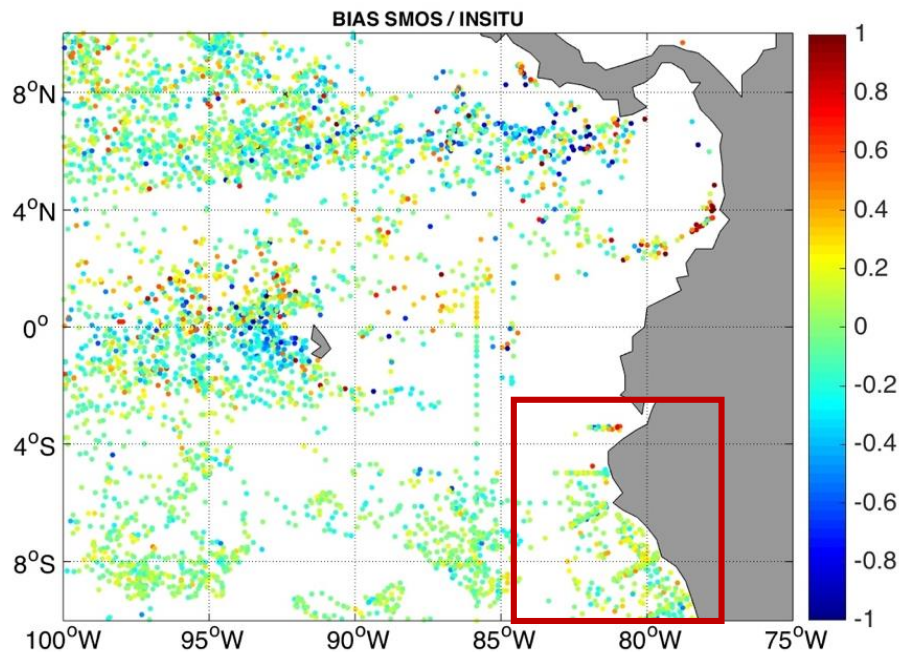


Figura 16. Diferencia entre la salinidad superficial (colores) de SMOS e in-situ (entre 2010 - 2014). Dentro del recuadro rojo se ubican los datos recolectados principalmente por distintos cruceros oceanográficos de IMARPE.

En general en el área de estudio hay una alta correlación entre SMOS y los datos *in-situ* (0.96) y no existe un sesgo sistemático. En promedio la diferencia encontrada está alrededor de -0.003 (despreciable subestimación de la salinidad por parte de SMOS) con una STD de 0.26 (Figura 17b). Sin embargo, aunque el número de observaciones haya sido relativamente bajo y que esto impida conclusiones robustas, se nota que para valores relativamente bajos de salinidad ($SSM_{in-situ} < 31$) la SSM satelital tiende a sobreestimar esos valores (Figura 17a). Estacionalmente no se observó una variación significativa del sesgo, siendo mayor durante el mes de diciembre (sobreestimación de SMOS de 0.12) y menor en mayo (subestimación de 0.07).

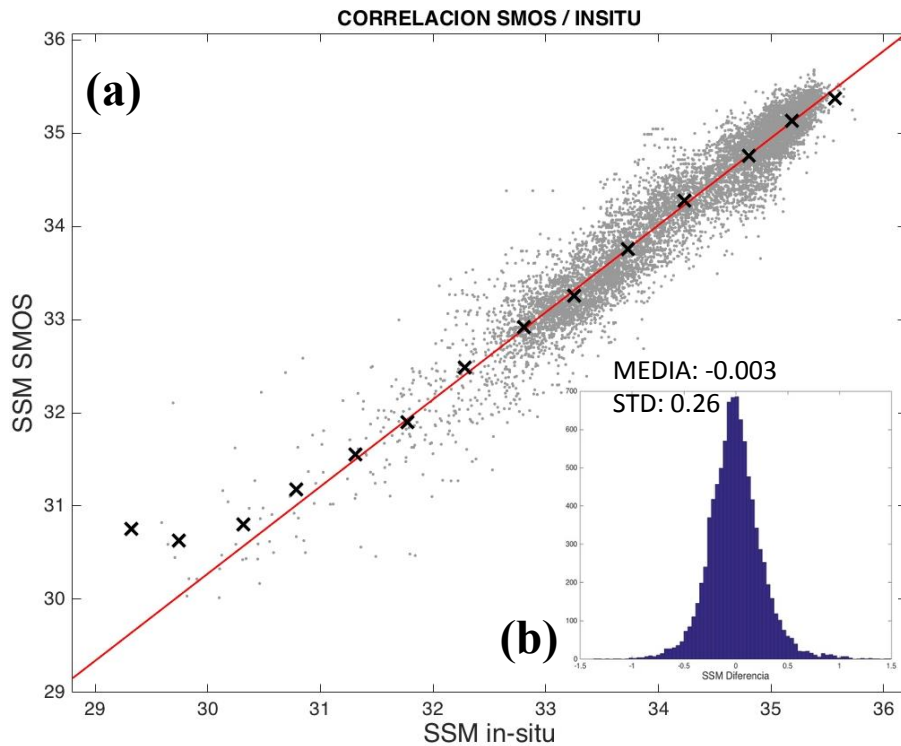


Figura 17. (a) Gráfica de dispersión para la SSM satelital e *in-situ* (puntos grises) con el ajuste lineal igual a 0.96 (línea roja). Las cruces representan el valor promedio de SSM satelital para cada intervalo de 0.5 de SSM *in-situ*. (b) Histograma de las diferencias de SSM (SMOS - *in-situ*), la diferencia promedio es -0.003 con una STD igual a 0.26.

Además de la disimilitud en días, es posible que las diferencias en salinidades que aparecen durante la comparación estén asociadas a la hora de medición, ya que, si bien los valores comparados corresponden a fechas cercanas, los momentos no lo son. Procesos de evaporación o precipitación localizados pueden contribuir en el sesgo encontrado. Además, la definición de capa superficial para un dato satelital y uno *in-situ* son distintas. En este estudio los datos superficiales *in-situ* estuvieron dentro de los primeros 5 m de profundidad; por el contrario, debido a la poca penetración en la columna de agua (~1.0 cm) de la banda electromagnética a la cual opera el satélite [Yin et al., 2012], los datos recolectados están concentrados en una profundidad considerablemente menor. Por otra parte,

los puntos *in-situ* comparados mostraron una separación espacial de ~20 km respecto de los satelitales lo que puede influir también en la diferencia encontrada. A pesar de las distintas fuentes de error, la alta correlación que se obtuvo nos permite afirmar que los datos satelitales dentro de nuestra zona de estudio reflejan satisfactoriamente lo que se mide *in-situ*.

4.1.2 Comparación de la salinidad mensual SMOS y la climatología CARS

Una de las diferencias más notorias al comparar la salinidad promedio entre SMOS y CARS (Figura 18a-b respectivamente) estuvo en la distribución de las isolíneas de salinidad cerca de la región correspondiente a la ZCIT y a la cuenca de Panamá. La Figura 19 muestra la diferencia promedio (SMOS - CARS) de los campos de SSM para los puntos en la grilla correspondientes a las mismas latitudes y longitudes, donde se observa que en toda la región la salinidad es sobreestimada por CARS en 0.08 ups. Sin embargo esta diferencia se incrementa en la franja 5°N – 10°N (ZCIT) llegando hasta un valor de 0.2 ups y alcanzando máximos de 0.4 ups en Panamá.

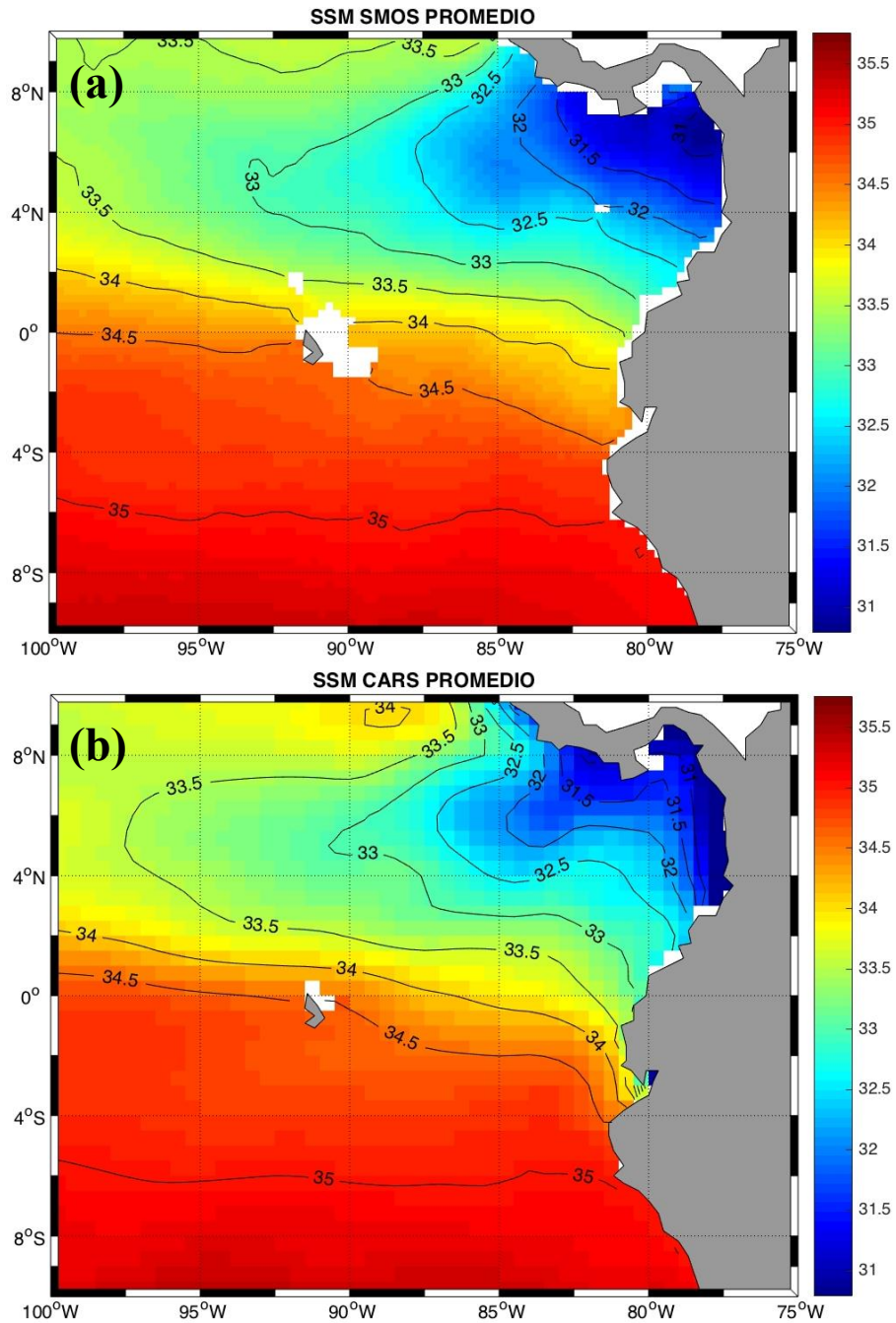


Figura 18. SSM promedio para los datos (a) SMOS (2010-2015) y los mapas mensuales (b) CARS. La salinidad está representada tanto por los colores como por los contornos.

Estacionalmente se observó estimaciones mayores de salinidad por parte de CARS (0.2 ups) en toda la región de la ZCIT y en la cuenca de Panamá donde se alcanzó su máximo valor (~1.0 ups) en mayo. Al contrario, SMOS estima en

promedio mayores valores de salinidad en las costas de Colombia (~1.0 ups), Ecuador y Perú (~0.2 ups) durante gran parte del año.

En las costas continentales estas discrepancias en la SSM de SMOS y CARS eran de esperar debido a que, como ya se mencionó, los satélites tienden a sobreestimar los datos recolectados en estas zonas. Además el periodo considerado en SMOS (2010 - 2015) es considerablemente menor al promedio climatológico CARS que tiene observaciones desde hace más de 50 años. Sin embargo, y pese a estas disimilitudes, nuestro estudio se centra en la franja latitudinal entre 4°S y 4°N de la región más oceánica donde el sesgo es despreciable.

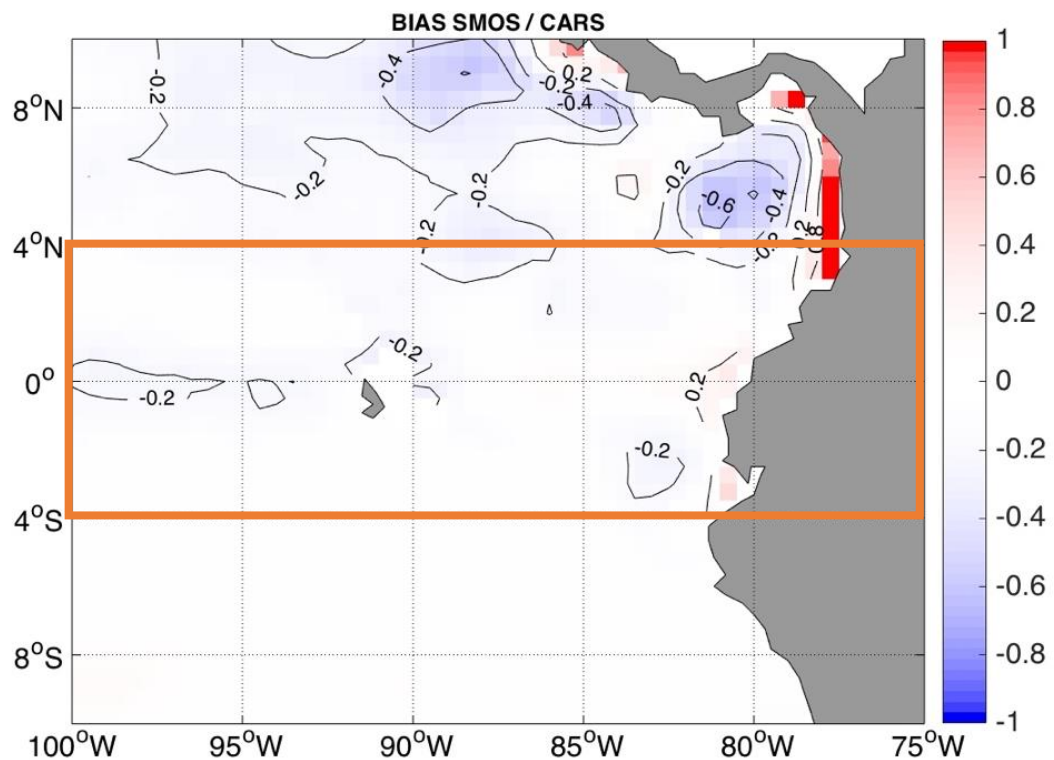


Figura 19. Mapa de las diferencias de la SSM promedio representadas por colores y contornos. Los valores positivos (negativos) indican una salinidad sobreestimada (subestimada) de SMOS respecto de CARS. El recuadro naranja encierra los límites del área de interés para el FE.

4.2 CARACTERISTICAS PROMEDIO DEL FRENTE ECUATORIAL

Como se relató en el capítulo 3.5.2 es posible identificar el FE asociándolo a una isolínea de SSM la cual ocupa la misma posición del gradiente horizontal más intenso correspondiente a cada tiempo. En la Figura 20 se muestra el promedio de SSM calculado en toda la región con los datos SMOS desde el 2010 al 2015. En esta misma figura se representa la posición promedio del FE, la cual fue identificada en los datos SMOS y CARS. De éstas se observó una mayor diferencia ($\sim 0.5^\circ$ en latitud) cerca de Galápagos (90°W) y en las costas de Ecuador (82°W). Además la longitud 90°W sirve como meridiano referencial ya que al oeste de aquí el FE está ubicado al norte del ecuador mientras que al este lo encontramos principalmente al sur. Se hace énfasis en este punto de referencia ya que será tomado en cuenta en el análisis descrito en las secciones posteriores.

Encontramos que, en promedio, el gradiente total de SSM asociado al FE fue de $\sim 6.3 \times 10^{-3}$ ups km^{-1} para SMOS mientras que en CARS tiene una intensidad menor a $\sim 4.1 \times 10^{-3}$ ups km^{-1} . Esto indica una variación de la salinidad de hasta 0.58 ups por cada grado de latitud. Por otro lado, la salinidad asociada a estos gradientes se manifiesta en la misma posición de la isolínea de 34.0 ups, la cual teóricamente define la frontera entre las ATS y las AES [Fiedler & Talley, 2006].

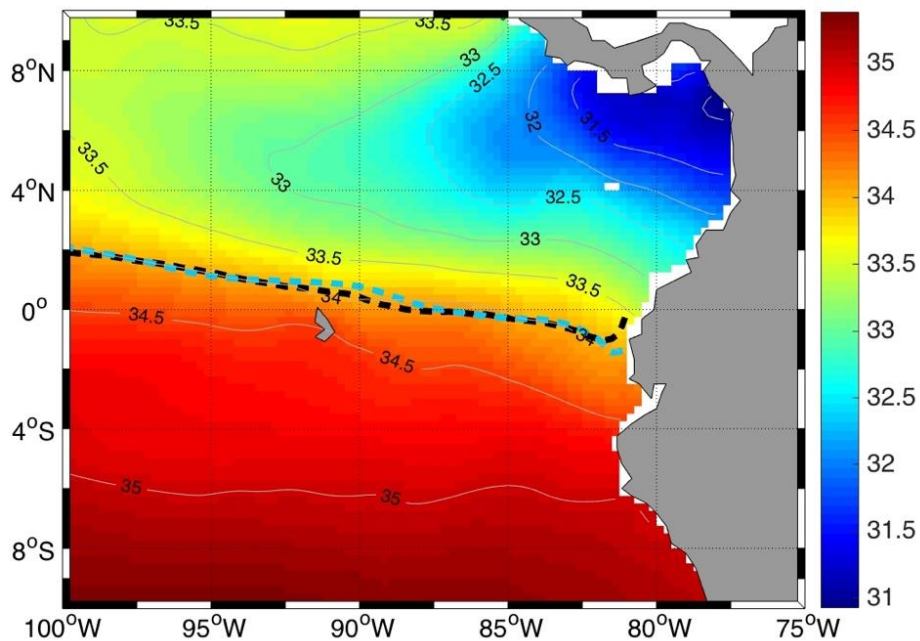


Figura 20. Mapa de SSM promedio (2010 - 2015) en los datos SMOS. Los colores y los contornos (en gris) indican la salinidad. La línea punteada negra (turquesa) indica la posición promedio del FE promedio identificada en SMOS (CARS)

Adicionalmente a los anterior se pudo aprovechar la información que CARS provee sobre la salinidad en la columna de agua para, de esta manera, ubicar la extensión vertical promedio que alcanzó el FE. Para esto se usó la isolínea de salinidad 34.0 ups (mencionada en el párrafo anterior) como *proxy* de su posición. Se hizo un corte transversal al meridiano 85°W del mapa CARS (Figura 18b), en donde se encontró que el FE se extiende dentro de los primeros 50 m en la columna de agua (Figura 21). Se realizó el mismo procedimiento para la longitud 95°W donde se encontró una profundidad similar al caso anterior por lo que podríamos afirmar que es un valor constante en nuestra región de estudio.

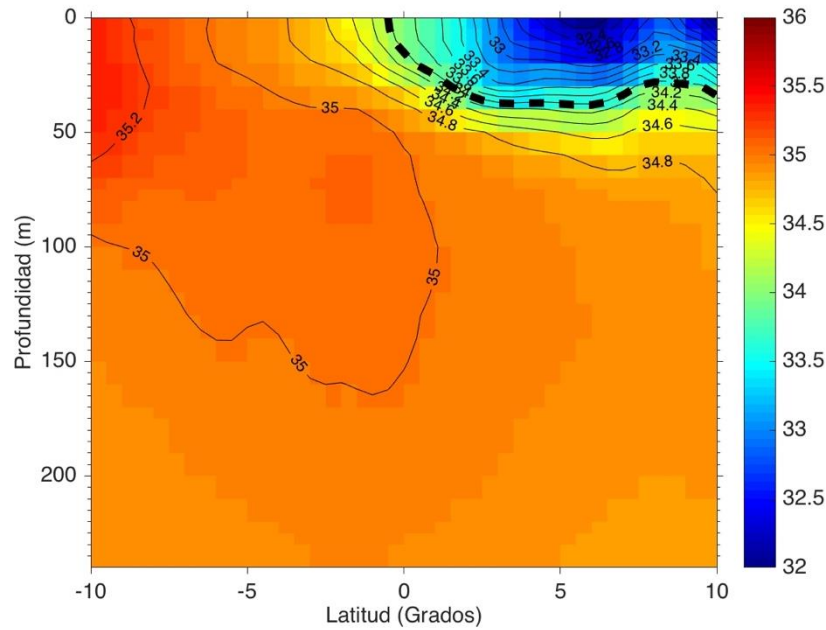


Figura 21. Salinidad promedio en la columna de agua en la longitud 85°W (CARS). La salinidad está representada por los contornos delgados negros y colores. La posición del FE, asociada a la isolínea 34.0 ups, está indicada por la línea discontinua sombreada.

4.3 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL FRENTE ECUATORIAL (2010 - 2015)

Se describió en la sección anterior las características promedio del FE obtenidos de los datos CARS y SMOS. En este capítulo nos enfocaremos en describir los distintos modos de variabilidad que estuvieron asociados al FE a partir de los datos satelitales SMOS.

4.3.1 Modos dominantes de variabilidad

Tal como se describió en la sección 4.2, el FE presenta una posición diferenciada al oeste y al este de 90°W. Al oeste de esta longitud durante el periodo de tiempo analizado el FE estuvo en general al norte del ecuador aunque se muestra que durante los primeros meses de cada año tuvo un desplazamiento hacia el sur

(Figura 22a). Aunque este desplazamiento podría ser inducido por un proceso físico estacional, es posible que en algunos de estos casos se deban a la presencia de estructuras de mesoescala que modifican la distribución de la SSM y distorsionan la posición del FE detectado por nuestro algoritmo (Figura 23).

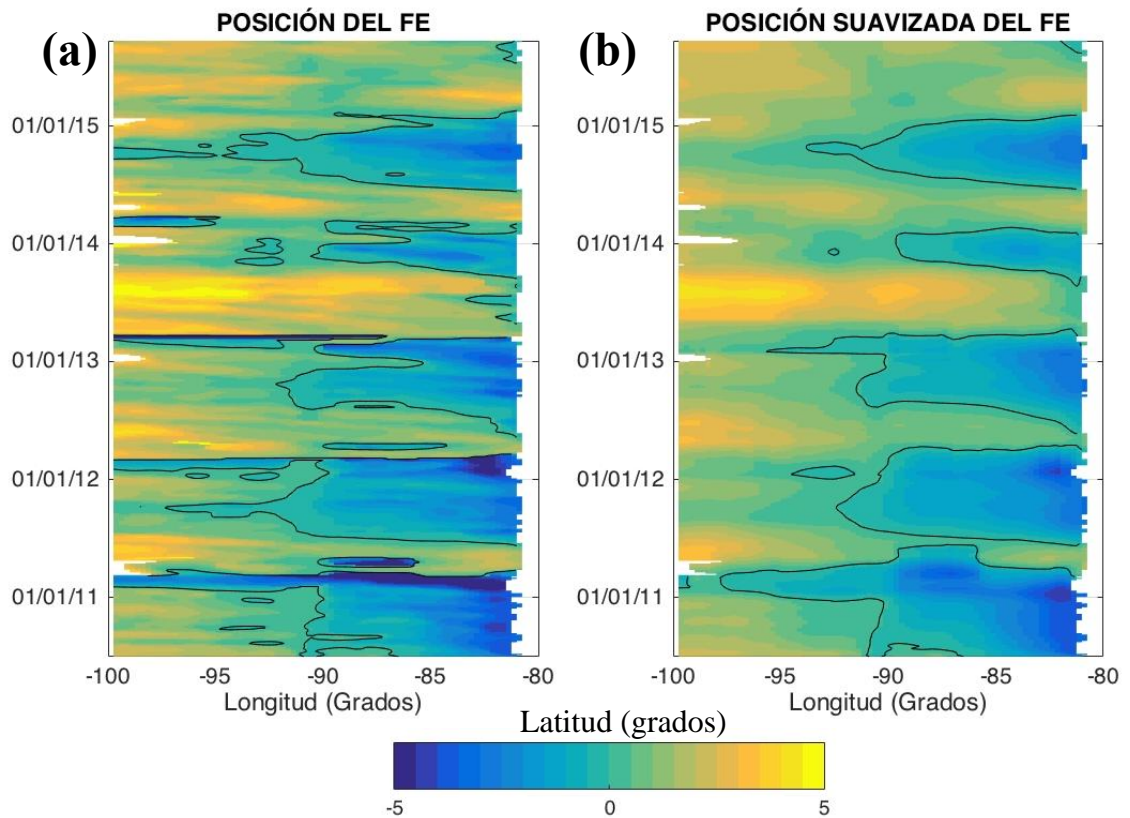


Figura 22. Diagrama Hovmöller (Longitud-Tiempo) de la posición latitudinal del FE (2010 - 2015) para los datos SMOS. En (a) se muestra las posiciones cada 4 días y en (b) estas mismas posiciones luego de ser suavizadas con una ventana móvil de 45 días. La latitud está indicada por los colores y el contorno negro indica la línea ecuatorial.

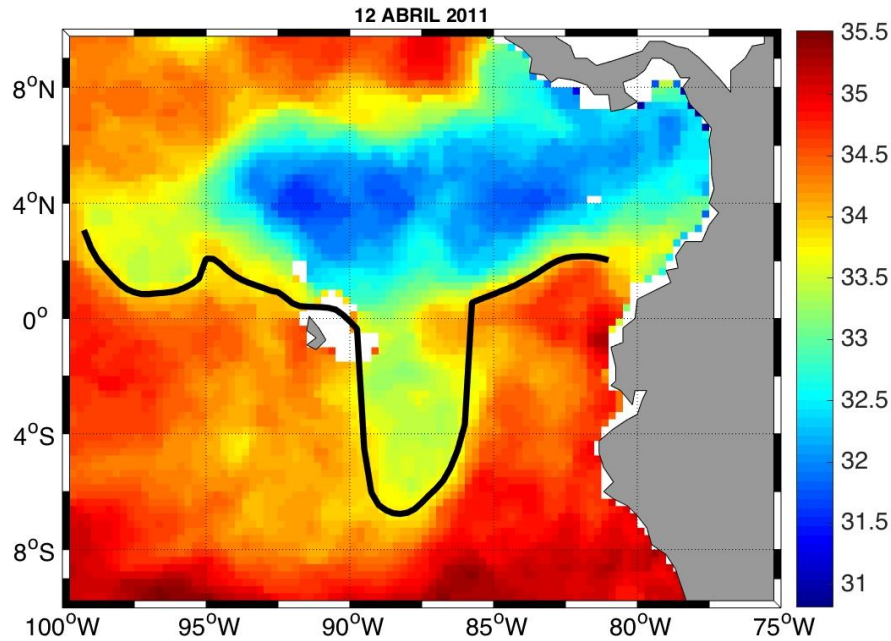


Figura 23. Campo de SSM (colores) durante el 12 de abril del 2011 con la presencia de una posible estructura de mesoescala modificando su distribución. El contorno negro indica la posición aparente del FE.

La posición promedio del FE entre 100°W – 90°W y entre 90°W – 80°W (Figura 24), muestra variaciones temporales marcadas a diversas escalas. Esas variaciones se superponen a unas tendencias lineales de largo plazo que nos indicarían que el FE está desplazándose cada vez más al norte con respecto a los años anteriores, siendo este cambio mucho más rápido en la región oriental. Durante el periodo de estudio, la posición promedio del FE se desplazó aproximadamente 2 grados hacia el norte en la región al este de Galápagos y alrededor de 1.0 grado al oeste. Sin embargo con esta serie, de relativa corta duración, no podemos determinar si esta tendencia es parte de fluctuaciones interdeceales o de largo plazo.

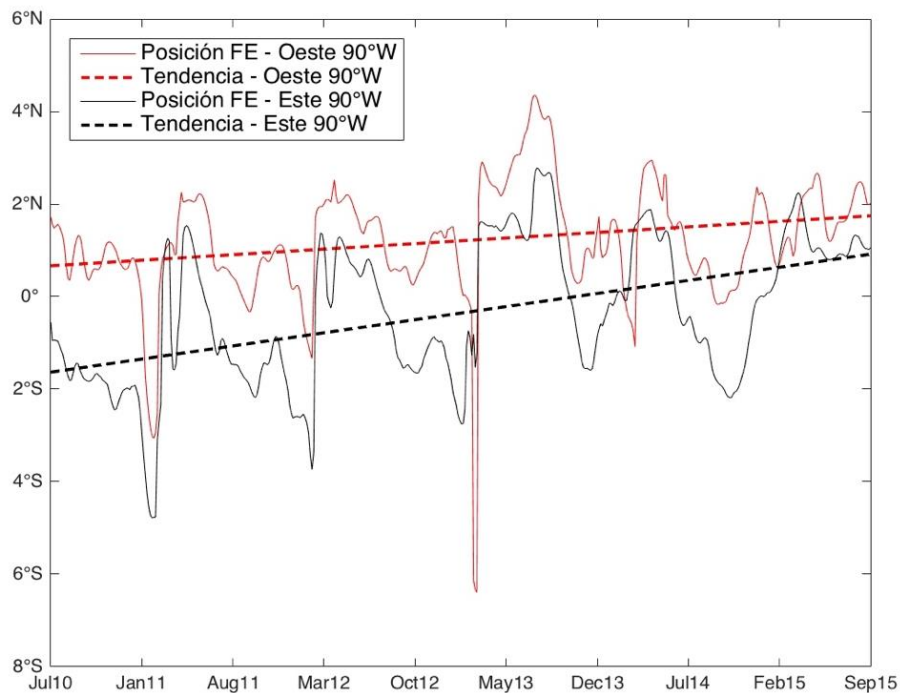


Figura 24. Serie de tiempo de la posición del FE (para los datos SMOS) promediada al este (línea negra continua) y oeste (línea roja continua) de 90°W. La línea discontinua negra (roja) indica la tendencia lineal de la posición al este (oeste).

Con el objetivo de determinar las fluctuaciones dominantes en la posición del FE, se realizó un análisis espectral de estas series (Figura 25). Los periodogramas obtenidos indican distintas escalas temporales de variabilidad que se detallarán en las siguientes secciones. Un primer vistazo a la Figura 25a nos señala que al oeste de 90°W la variación más importante está representada por picos entre 60 y 120 días que superan el nivel de confianza del 95%. Al contrario, al este de 90°W, el FE presenta mucho más variabilidad en su espectro indicando máximos significativos entre 30 - 120 días, y anuales (365 días) (Figura 25b). Basados en estos resultados, a continuación se analizan en detalle los modos aparentemente dominantes del FE, el estacional e intraestacional.

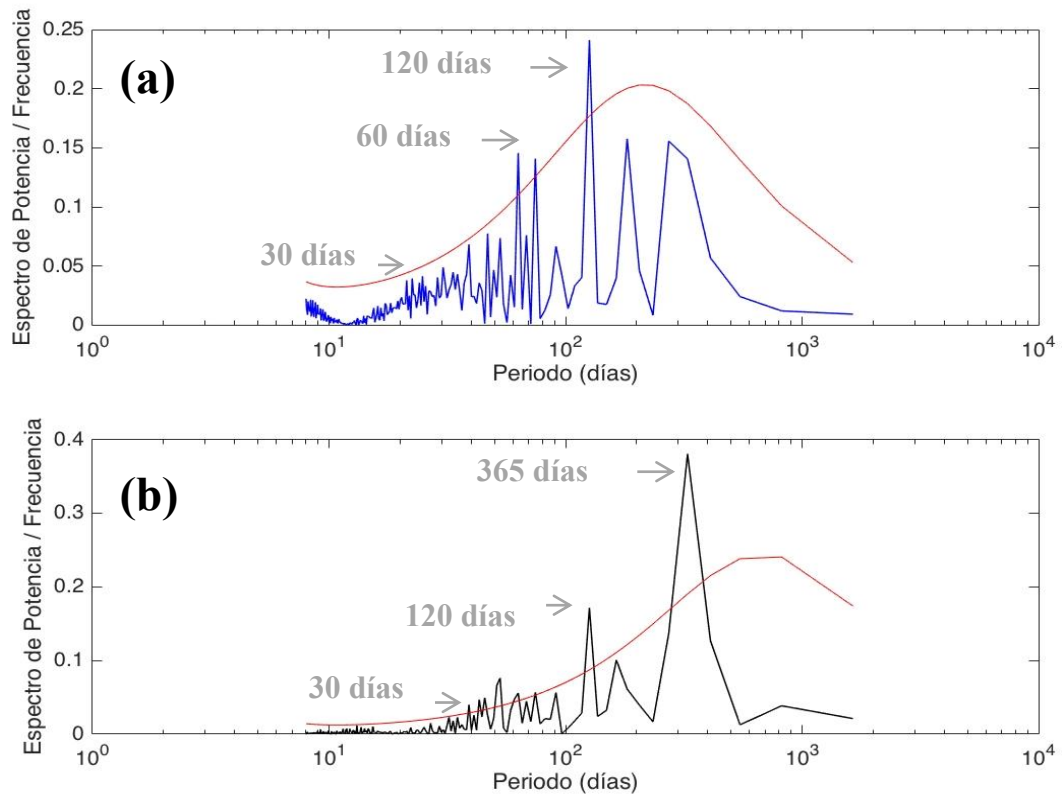


Figura 25. Espectros de potencia para la posición del FE (para los datos SMOS) (a) al oeste de 90°W y (b) al este de 90°W . La línea roja es el nivel de confianza al 95%.

4.3.2 Variabilidad estacional del Frente Ecuatorial

Al usar un promedio móvil con ancho de ventana de 45 días para suavizar la posición del FE con presencia de posibles estructuras de mesoescala en nuestros datos SMOS (Figura 22b) se confirmó que la posición del FE se mantiene al norte del ecuador al oeste de Galápagos, mientras que al este su posición varió entre 4°S – 4°N (Figura 22b). Es en esta región donde se aprecia la marcada estacionalidad y la cual se procede a describir.

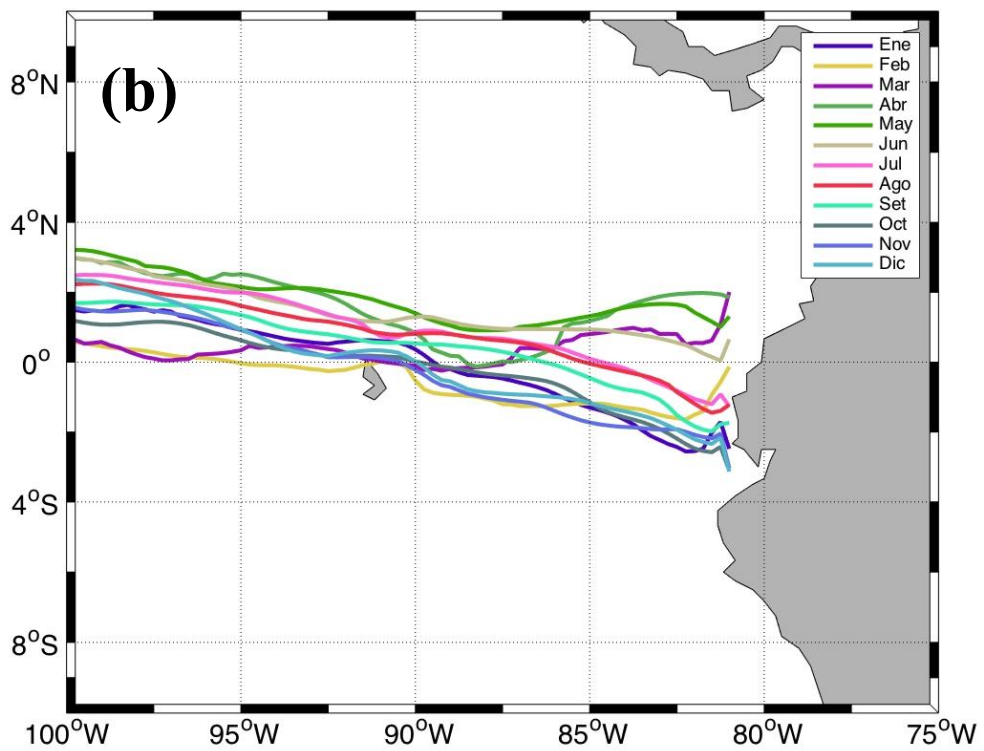
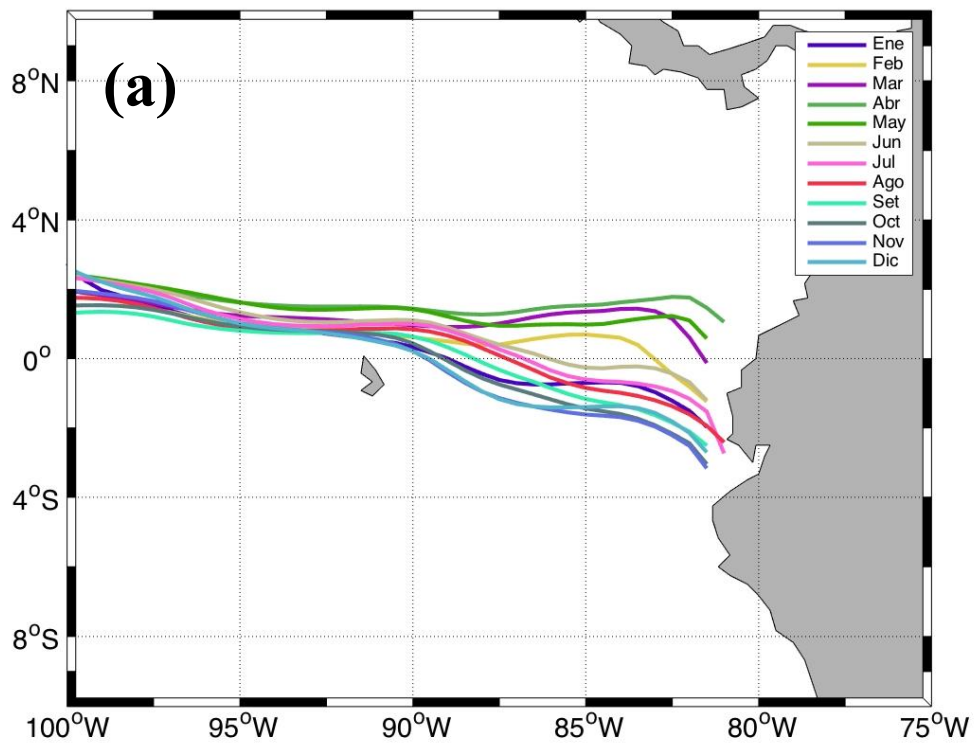


Figura 26. Variabilidad mensual de la posición (líneas de colores) del FE para (a) CARS y (b) SMOS.

Los promedios mensuales de la posición del FE en CARS y SMOS (Figura 26 a y b respectivamente) muestran que, efectivamente, existe un desplazamiento distinto entre las longitudes al este y oeste de Galápagos ($\sim 90^\circ\text{W}$). El promedio mensual de la posición calculado entre 100°W - 90°W indica que estuvo siempre ubicado al norte de la línea ecuatorial entre 0.5°N y 2°N con una mayor amplitud en SMOS que en CARS (Figura 27). Al este de Galápagos, el FE estuvo entre 2°S y 1.5°N en promedio, pero se observó que los mayores desplazamientos en SMOS y CARS ocurrieron mientras más cercanos a la costa nos encontrábamos. Al comparar las posiciones obtenidas de ambas fuentes es evidente la diferencia que existe, esta posiblemente ligada a los periodos distintos que ambos datos abarcan (Tabla 2), el cual es un factor relevante a tomar en cuenta, pero que nos proporciona una evidencia importante sobre el patrón estacional que el FE ha mantenido desde hace ~ 50 años (base de datos CARS). Esta estacionalidad indica que el FE está mucho más al sur durante la primavera-verano mientras que su posición más septentrional ocurrió durante el otoño.

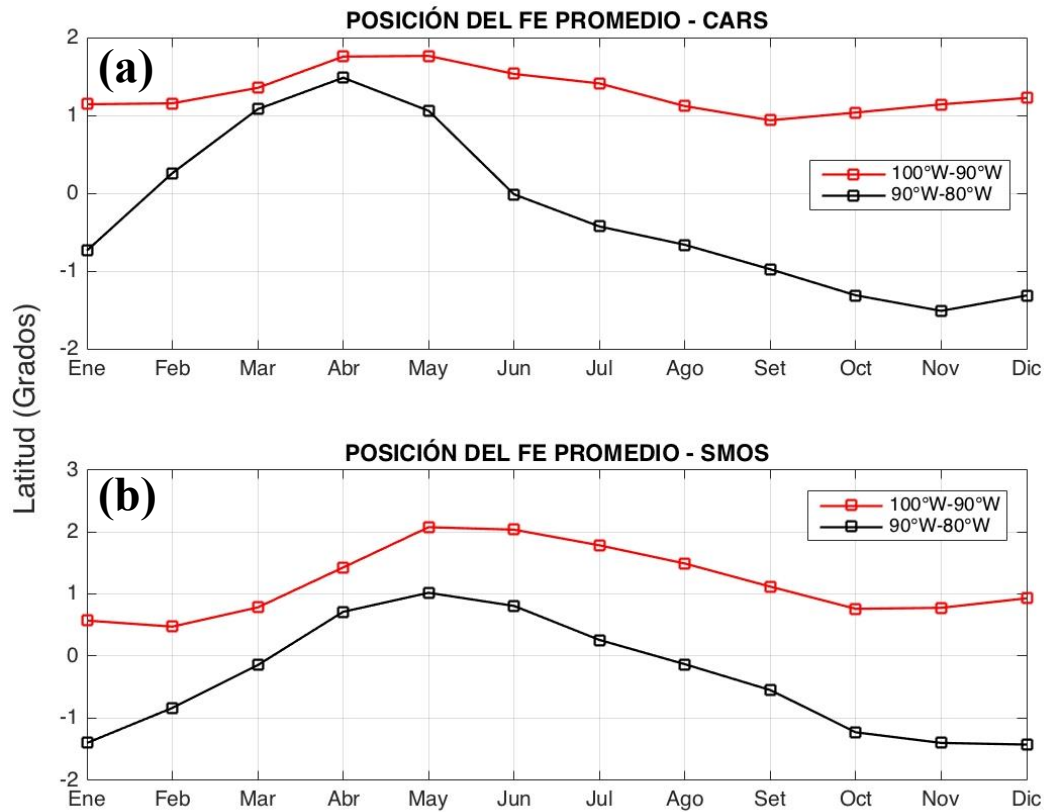


Figura 27. Comparación de la posición mensual promedio del FE en datos (a) CARS y (b) SMOS.

La SSM y los gradientes horizontales de salinidad al nivel del FE promediados en toda la región (100°W–80°W) también mostraron una estacionalidad (Figura 28). Durante el otoño e inicios de invierno encontramos los gradientes más intensos (4.5×10^{-3} ups km^{-1} , CARS; 9.0×10^{-3} ups km^{-1} , SMOS) (Figura 28a) asociados al FE. En contraste, durante la primavera y el verano el gradiente se debilita y su intensidad disminuye ($\sim 3.5 \times 10^{-3}$ ups km^{-1} , CARS; 5.0×10^{-3} ups km^{-1} , SMOS) (Figura 28a). El gradiente fluctúa mucho menos en CARS posiblemente debido a que, como ya se mencionó, el producto viene de una climatología de más de 50 años. Por otro lado el comportamiento de la isolínea de

SSM asociada al FE también mostró cambios estacionales importantes; determinamos con CARS una salinidad mínima (33.7 ups) durante el verano y sus máximos (34.3 ups) en el invierno (Figura 28b). Mientras que con SMOS, observamos que el valor de la isolínea fue de ~33.8 ups en otoño y ~34.1 ups durante la primavera.

A pesar de las diferencias en la resolución espacial y temporal que existen con estos productos, las posiciones estacionales del FE detectadas en SMOS fueron similares a las encontradas en CARS. Finalmente la estacionalidad en la columna de agua obtenida de CARS mostró que el FE, independientemente de la longitud considerada, se extiende verticalmente hasta ~25 m durante verano y otoño, mientras que alcanza los 50 m aproximadamente en invierno y primavera (Anexo A1).



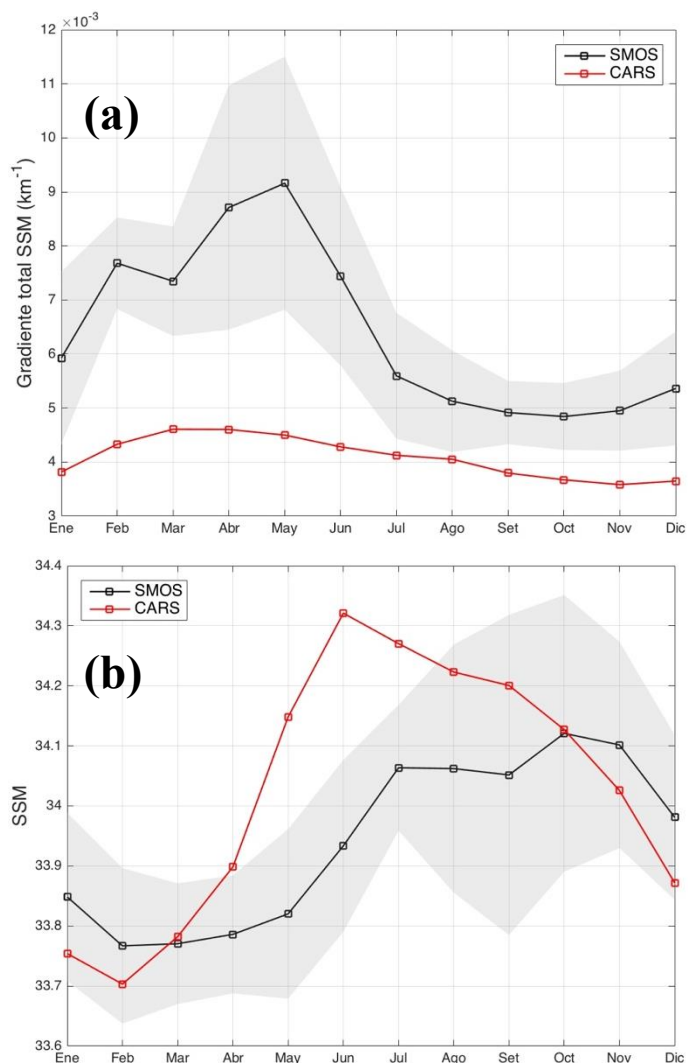


Figura 28. (a) Gradiente de SSM mensual y (b) SSM a nivel del FE para SMOS (línea negra) y CARS (línea roja). En gris se indica la desviación estándar del gradiente y para la SSM en los datos SMOS.

4.3.3 Influencia de los vientos superficiales y la precipitación en el ciclo estacional del Frente Ecuatorial

Los promedios climatológicos mensuales de los vientos superficiales (2010-2015) sirvieron para determinar si existió alguna influencia en la posición del FE. En esta sección usaremos la distribución espacial del FE calculada a partir de los datos SMOS. Luego de analizar los datos de vientos se observó que los cambios

estacionales en la posición del FE no estuvieron directamente asociados a éstos, ya que no se encontró una relación robusta asociada a la intensidad del viento y al desplazamiento latitudinal del FE. Por ejemplo, durante el mes de enero (Figura 29a), se observan vientos intensos dentro de la franja longitudinal 85°W-80°W; la respuesta del FE sin embargo no es como uno esperaría ya que se encuentra al sur del ecuador. De igual forma, cuando los vientos se debilitan en el mes de mayo (Figura 29b) el FE se ha desplazado hasta alrededor de 3°N.

Esto es muy similar cuando analizamos el transporte meridional de Sverdrup (que se deriva del gradiente espacial de viento superficial; ver ecuación 2 en la sección 3.5.3). En principio este parámetro nos estaría indicando que el transporte meridional neto en promedio tampoco corresponde a un cambio directo en la posición del FE. Tomamos una pequeña región en la zona más occidental (98°W-92°W; 0-4°N), y aquí analizamos la posición del FE correspondiente a los meses de febrero y mayo. Durante febrero el transporte de Sverdrup es ligeramente hacia el sur (Figura 30a) con una magnitud alrededor de 0.5 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Para esta fecha el FE, si bien presentó un desplazamiento en su posición, esta no tuvo una correspondencia con la intensidad del transporte (i.e. una disminución en el transporte Sverdrup desplazó considerablemente al FE). Al llegar a mayo (Figura 30b) apreciamos que el transporte fue más intenso (1.5 Sv) en dirección norte-sur pero que encuentra a un FE desplazándose hacia el norte (alrededor de 1°N). Para los meses siguientes esto se puede observar con mayor detalle en la Figura 31. Esto hace suponer que la variabilidad estacional FE no está completamente ligada a advección por parte de los vientos ni a otros parámetros que podemos derivar de éste.

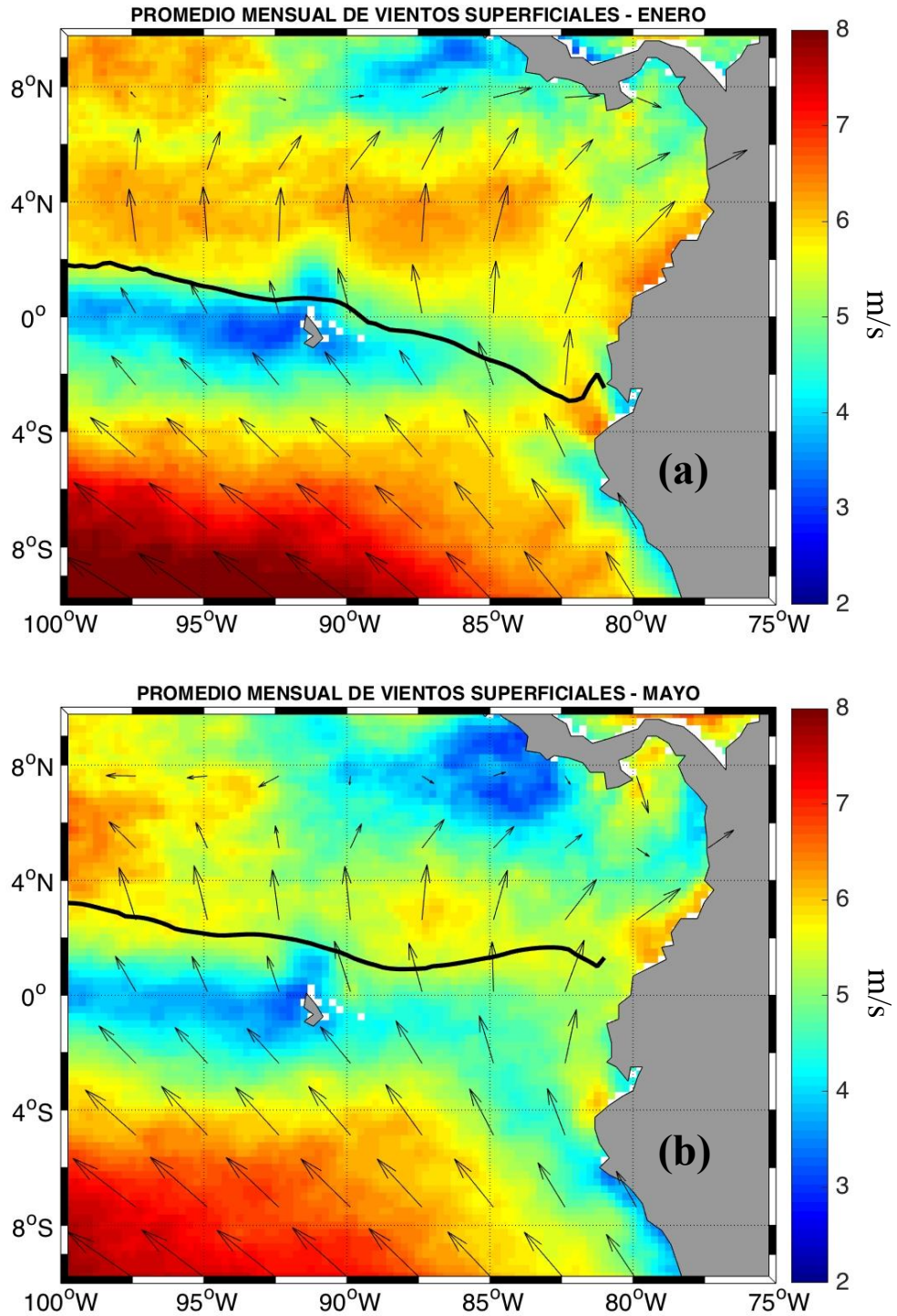


Figura 29. Climatología (2010-2015) de la velocidad (m s^{-1}) vientos superficiales (colores) para el mes de (a) Enero y (b) Mayo. Los vectores indican la dirección del viento y la línea en negra la posición del FE.

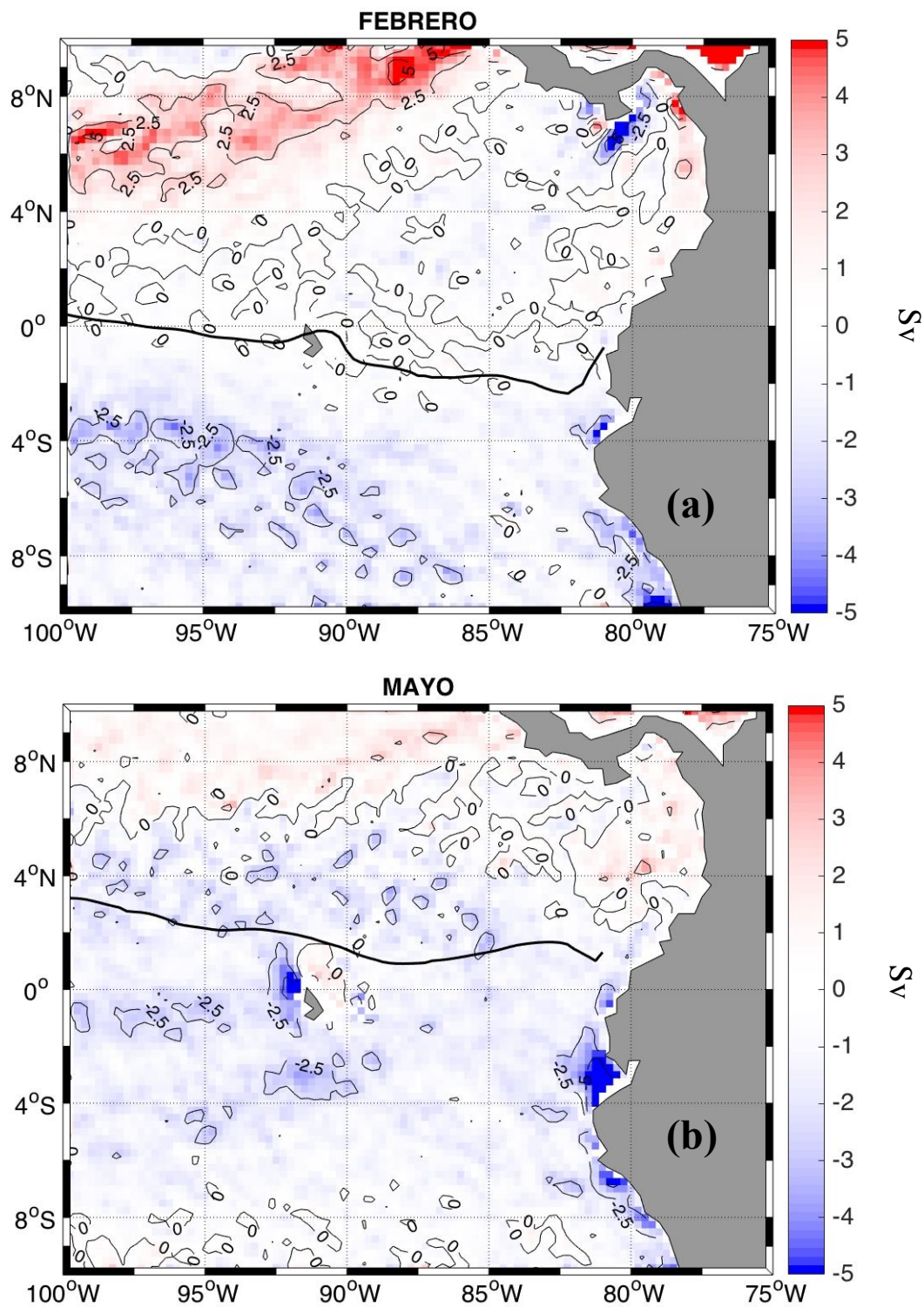


Figura 30. Climatología (2010-2015) del transporte de Sverdrup (Sv; colores y contornos) para el mes de (a) Febrero y (b) Mayo. Los valores positivos (negativos) indican un desplazamiento meridional neto hacia el norte (sur) independiente del hemisferio. El FE está indicado por la línea en negra.

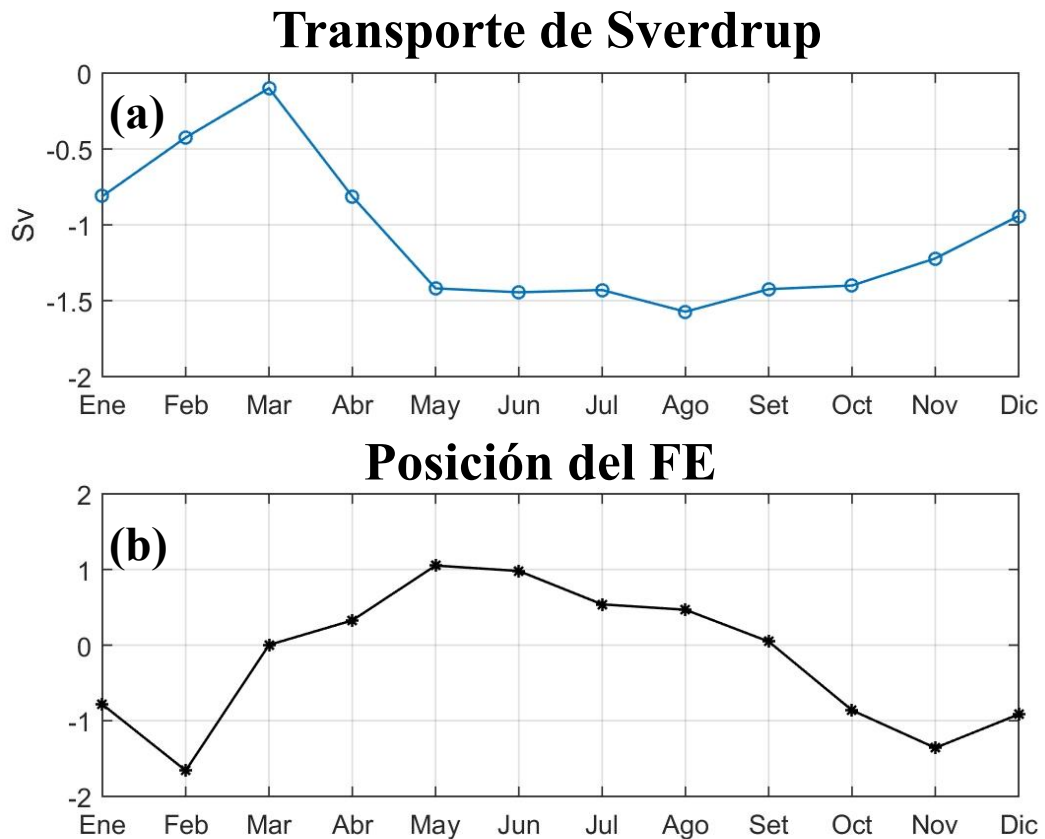


Figura 31. Climatología (2010-2015) al oeste de Galápagos del (a) transporte Sverdrup (Sv) y de la (b) posición (en grados) del FE

Finalmente, al encontrar una estacionalidad muy marcada en el valor del gradiente de SSM (Figura 28a) fue oportuno incluir un análisis de la precipitación en esta región, ya que como se planteó anteriormente, los cambios de precipitación asociadas a las ZCIT producen una variación del valor del gradiente al modificar la SSM. Dicho esto, al hacer una inspección de la climatología (2010 - 2015) de la precipitación (Anexo A2) en la región oriental (90°W-83°W; 0-5°N) (Figura 32) efectivamente se confirma lo planteado. Durante el mes de mayo cuando la precipitación promedio es máxima (~7.5 mm/día) el valor del gradiente aumenta llegando hasta un pico de 9.0×10^{-3} ups km^{-1} . Esto se explica de manera muy

intuitiva ya que la tasa de precipitación está relacionada directamente al cambio de SSM, por lo que durante este mes la salinidad debajo de la región de mayor precipitación disminuye contrastando de forma más intensa con las aguas más salinas típicas de las AES. En los siguientes meses el valor del gradiente total va disminuyendo de manera abrupta de igual forma como lo hace la tasa de precipitación ($r = 0.95$, $p < 0.01$) la cual alcanza un valor mínimo de ~ 0.5 mm/día.

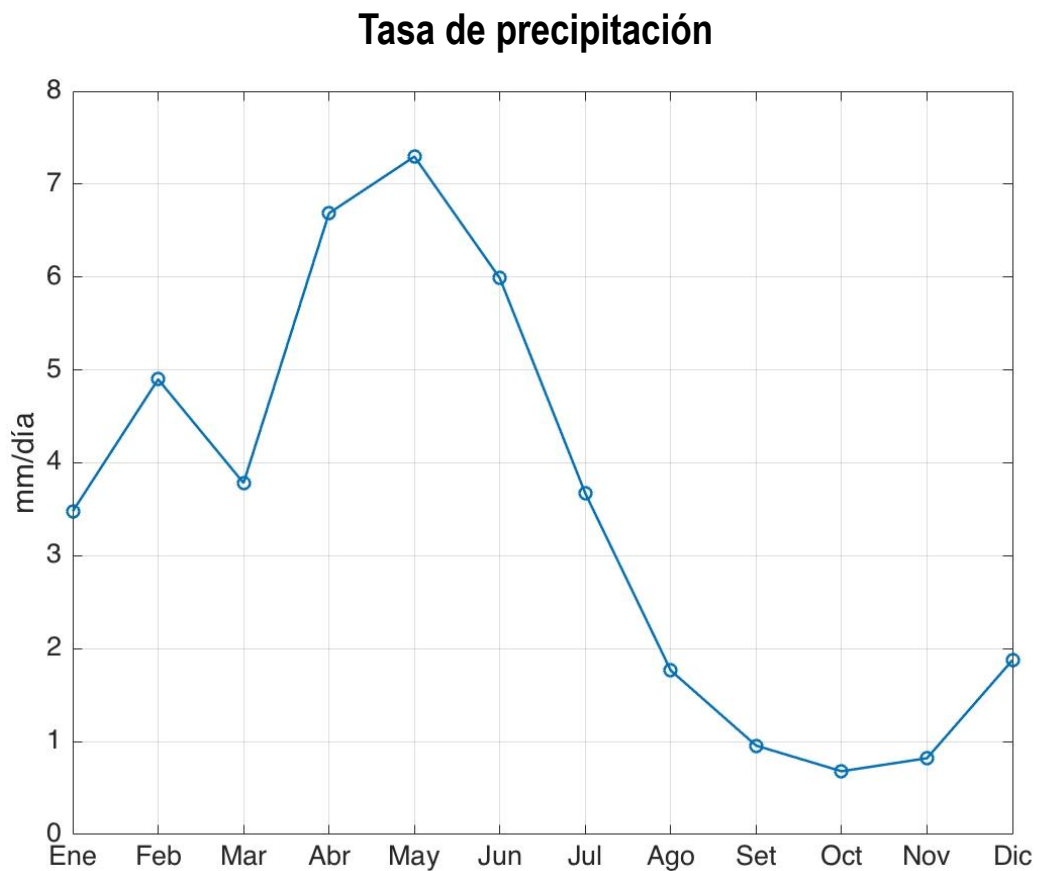


Figura 32. Climatología (2010 - 2015) de la precipitación acumulada (mm/día) en la región de estudio.

4.3.4 Variabilidad intraestacional del Frente Ecuatorial

Otro modo de variabilidad mostrado tanto al este y oeste de Galápagos fue el periodo intraestacional asociado a escalas de variabilidad entre 30 y 120 días

(Figura 25). Luego de filtrar nuestra señal utilizando una ventana Hanning se encontraron fluctuaciones en la posición del FE entre $\pm 1.5^\circ - 2.5^\circ$ alrededor de su valor promedio.

Al oeste de Galápagos observamos que la ANM existen valores positivos significativos posiblemente relacionados al paso de una OKE de hundimiento (Figura 33a). Éstos alcanzaron sus valores máximos (~ 4.0 cm) durante los meses de Abril - Mayo (2011 al 2014), donde también existen desplazamientos anómalos del FE (Figura 30a). En primera instancia se encontraron picos máximos (~ 4.0 cm) que pueden influenciar en el desplazamiento de hasta a 1° hacia el sur del FE. Al este de Galápagos (Figura 30b) de similar manera encontramos máximos significativos de variabilidad en la ANM durante las mismas fechas anteriormente indicadas que provocan desplazamientos de $\sim 1.25^\circ$ al norte. Sin embargo los desplazamientos más notorios en la dirección sur (llegando hasta $\sim 2.5^\circ$) se pueden observar en dos periodos durante los meses de febrero-marzo del 2011 y 2013, esto probablemente relacionado a las estructuras de mesoescala que encontramos en nuestros campos de SSM (Figura 23) y no a las OKE ya que no existe una relación proporcional con la ANM. Teniendo esto en consideración y basándonos en la información que se cuenta sobre el efecto de éstas en la dinámica oceánica en esta región del Pacífico (e.g. Kessler et al., 1995) procedemos a describir la influencia de las OKE como posible forzante de la variabilidad intraestacional del FE.

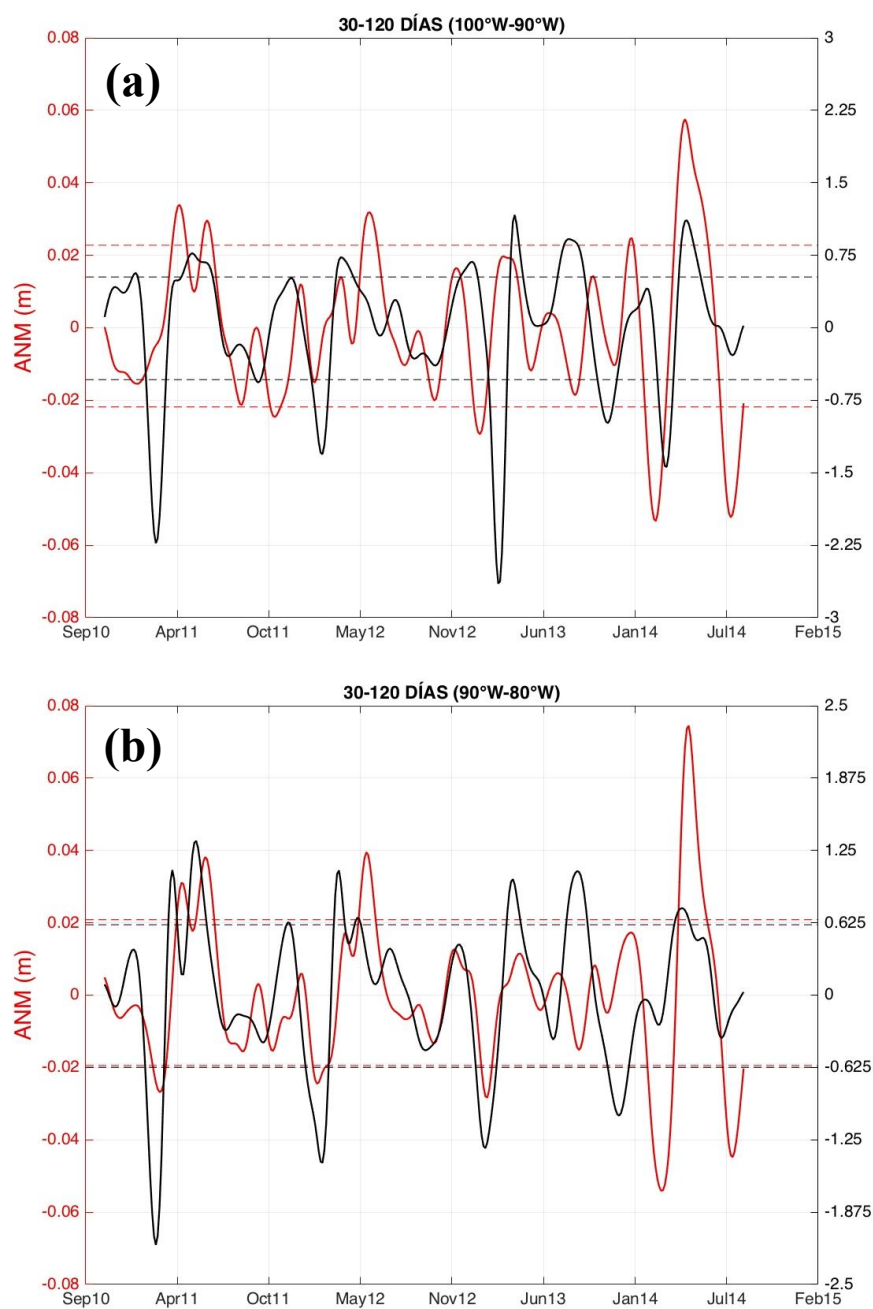


Figura 33. Serie de tiempo de la ANM (línea roja) y la posición del FE (línea negra) al (a) oeste y (b) al este de Galápagos luego de remover la señal de baja frecuencia (> 120 días). Las líneas horizontales discontinuas rojas (negras) representan el límite de significancia del 95% superior e inferior para la ANM (FE).

4.3.5 Influencia de la ANM en la posición intraestacional del Frente

Ecuatorial

Como se indicó en el Capítulo 3, las OKE se pueden detectar con los campos de ANM; con esta premisa, comparamos la posición del FE con los campos de ANM filtrados entre 2010 y 2015 (Figura 34). Un evento ocurrido durante inicios del 2014 y que fue reportado por el Comité Multisectorial Encargado Del Estudio Nacional Del Fenómeno EL Niño (ENFEN) en su comunicado N°5 del mismo año (Comunicado Oficial ENFEN N°5 - 2014), estuvo asociado al paso de una OKE que desplazó días después el FE, ubicado en un inicio alrededor de 2°N, hasta llegar hacia ~1°S. Es importante recordar que el efecto de las OKE de hundimiento (ANM > 0) provoca una convergencia de las corrientes hacia el ecuador [ver Fig. 1 en McCreary, 1976]. Esto explicaría por qué la posición a inicios del 2014, en un principio al norte del ecuador, termina desplazándose hacia el sur.

Por otro lado luego de revisar la evolución de la ANM y la posición del FE (Figura 34) de otros eventos antes del 2014 se encontró que existen procesos que modifican la ANM ligeramente pero que igualmente desplazan al FE. Por ejemplo, el máximo desplazamiento hacia el sur del FE durante el 2011 y 2013 no muestra una relación proporcional a la magnitud de la ANM lo que sugiere que existen otros procesos asociados a este parámetro que también modifican al FE. Se puede establecer preliminarmente tres escenarios posibles en donde la posición del FE varía: i) Por eventos de OKE, ii) por otros eventos intraestacionales que alteran las ANM, iii) estructuras de mesoescala que influyen en la detección del FE en nuestro algoritmo.

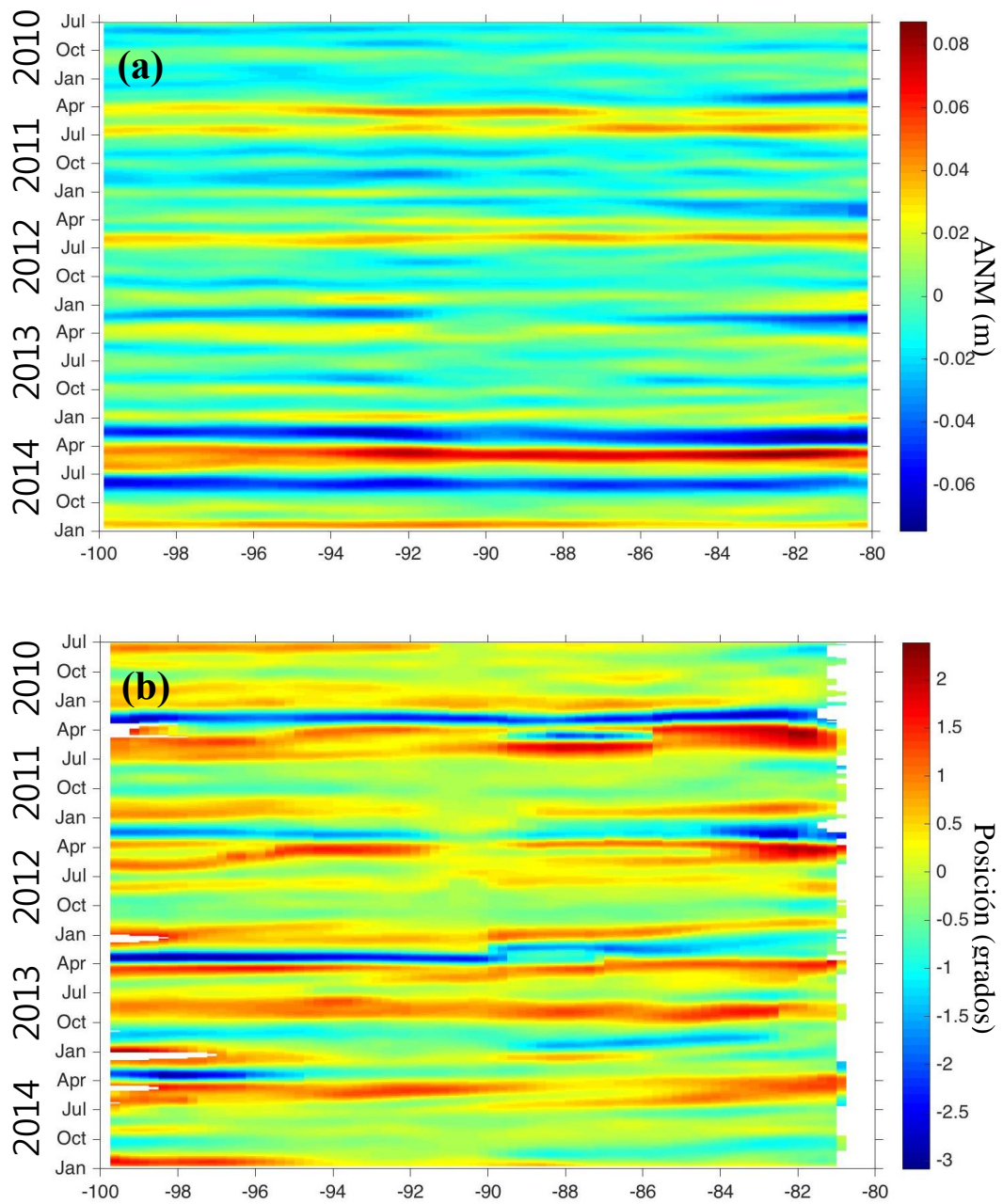


Figura 34. Diagrama Hovmöller (Longitud-Tiempo) filtrado entre 30-120 días de (a) la ANM en metros (promediada entre 2°N y 2°S) y de (b) la posición del FE (grados).

Al correlacionar la variabilidad intraestacional del FE y de la ANM, el coeficiente fue relativamente bajo (~ 0.3), por lo que es posible que el efecto de las

OKE sobre el FE no sea instantáneo y mas bien ocurra luego de algunos días. La Figura 35 representa el análisis de *cross-wavelet* de las series de tiempo (sin filtrar) de la ANM en la banda 2°N - 2°S y de la posición del FE tomada al oeste (Figura 35a) y al este (Figura 35b) de Galápagos. Al oeste se observa una alta varianza entre ambas señales para los periodos entre 30 a 120 días que va en aumento cada año hasta alcanzar un máximo en el 2014. Al este existe una relación similar por la alta varianza durante el mismo periodo. Por otro lado esta misma figura mostró la existencia de un desfase entre la ANM y el FE indicado por la dirección de las flechas [ver Grinsted et al., 2004 para más detalle en la metodología] lo que nos da un indicio para realizar otro tipo de análisis.

Tomamos una región comprendida entre 2°N-2°S y 88°W-87°W, donde enfocamos nuestro análisis y basados en el aparente desfase tomamos una correlación cruzada de las series intraestacionales de ANM y FE (Figura 36). Se encontró que efectivamente la mayor correlación ($r=0.55$) se encontró 12 días después de la aparición de una ANM (nivel de significancia de 95%). Los valores del *lag* negativos no entran en nuestro análisis ya que estos no tendrían una explicación inmediata porque indican que el FE estaría cambiando antes de la aparición de una ANM..

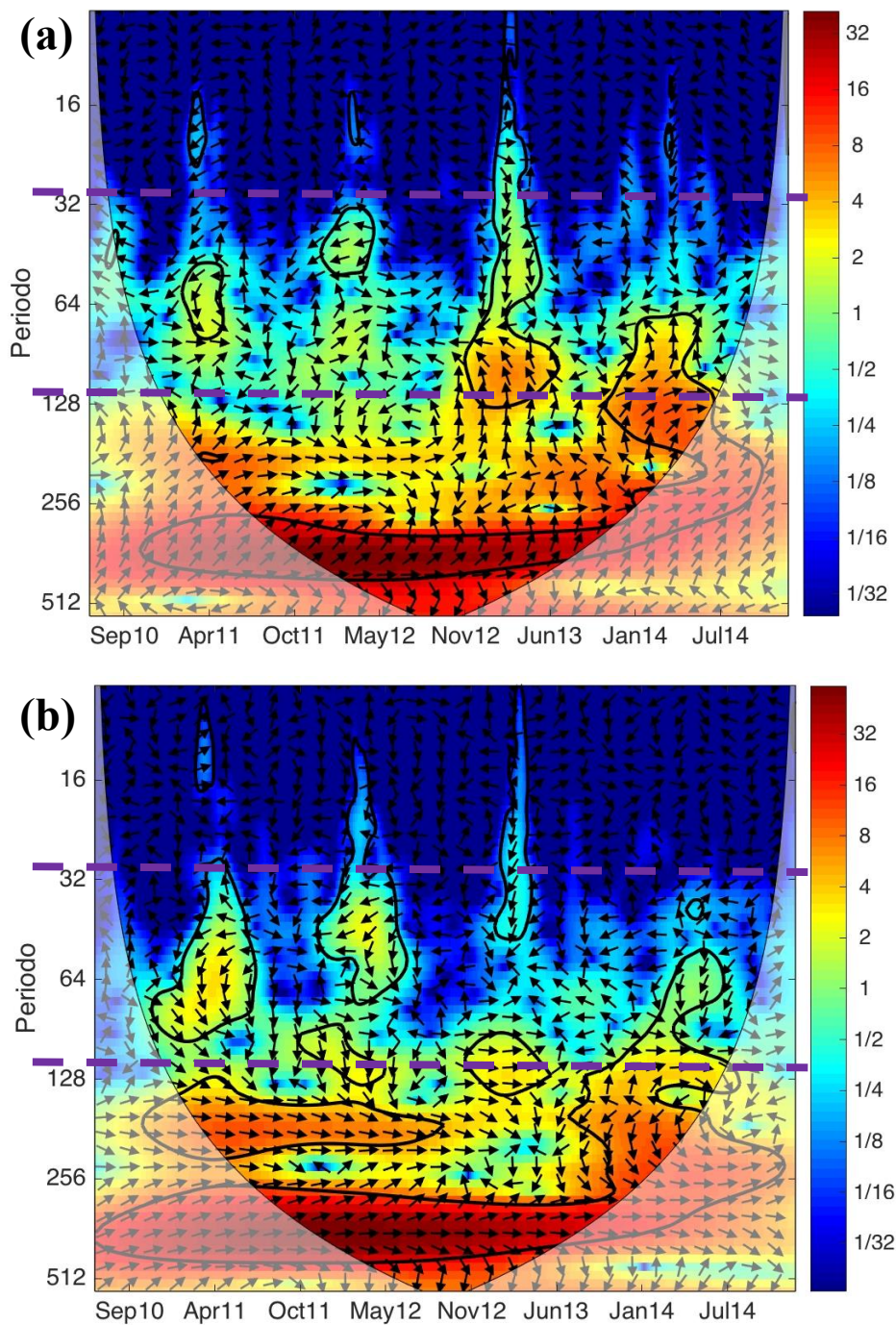


Figura 35. *Cross-wavelet* para la serie de tiempo de la posición del FE y de la ANM al (a) oeste y al (b) este de Galápagos. La potencia se muestra en colores y la fase entre las series se indica con flechas negras (dirección hacia abajo, el FE desplazado respecto de ANM) dentro del periodo intraestacional delimitado por las líneas discontinuas moradas. Los contornos negros señalan los valores con un nivel de significancia del 95%. El cono de influencia se muestra como una región ligeramente sombreada.

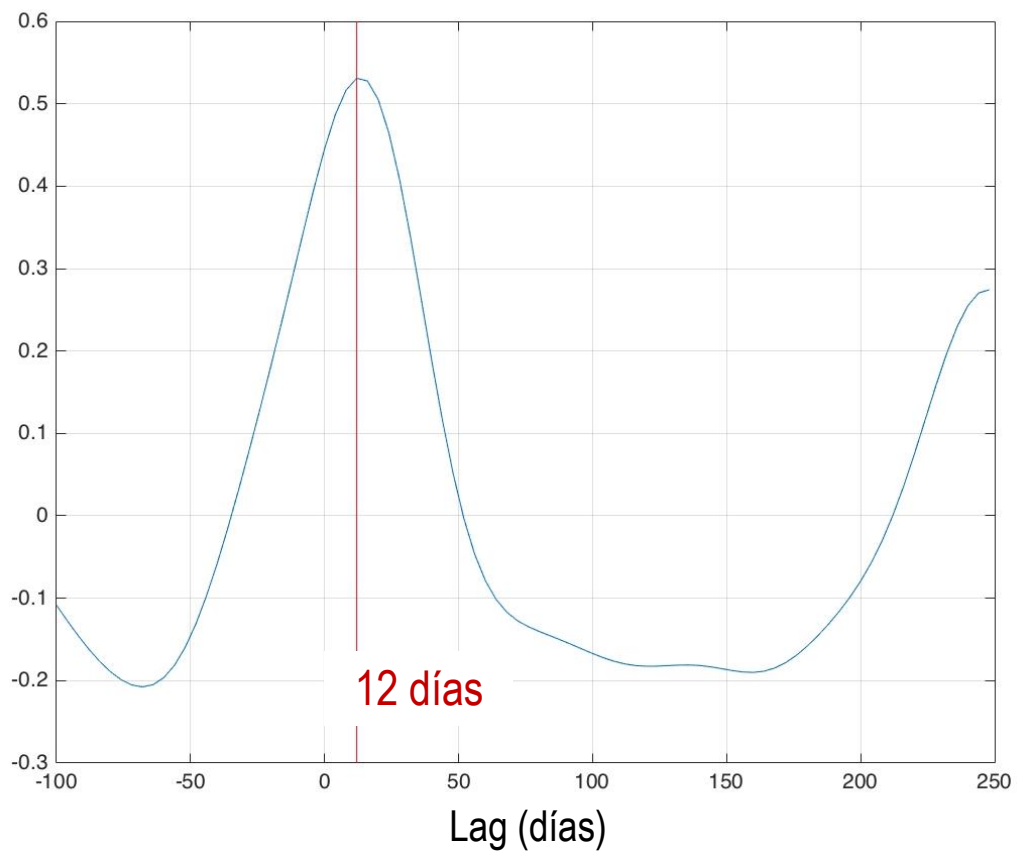


Figura 36. Correlación cruzada de la ANM y el FE filtrados (30 - 120 días). La línea vertical roja muestra la máxima correlación ($r=0.55$) con un desfase de 12 días.

5 DISCUSIÓN

5.1 DIFERENCIAS ENTRE EL FRENTE HALINO Y EL FRENTE TÉRMICO

Los resultados de este trabajo muestran una ligera diferencia entre la posición estacional del FE encontrada utilizando gradientes de salinidad SMOS de los descritos en trabajos previos que hicieron uso de los gradientes de temperatura [e.g. Cromwell & Reid, 1956; Wyrki, 1966; Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983; Rincón-Martínez, 2011]. Esta diferencia sin embargo es solo comparable al este de Galápagos donde existe una mayor variabilidad estacional del FE. Es pertinente entonces que se indique en el nombre del FE el tipo de parámetro usado en su identificación. Esto es, FE halino cuando se hable del frente obtenido de los gradientes de SSM y FE térmico cuando su origen esté asociado a los gradientes de TSM.

La diferencia entre el FE halino y térmico indicaría que la formación de los gradientes de SSM y TSM están influenciados por mecanismos distintos. Por un lado sabemos que la variación de la SSM puede estar modulada por la alta tasa de precipitación en la ZCIT y las aguas más salinas afloradas en el Ecuador. Mientras que los cambios en la TSM está asociada directamente a la formación de la lengua fría y al flujo solar estacional que altera la intensidad del FE térmico y su posición [Fiedler & Talley, 2006].

Habiendo dicho lo anterior recordemos que el FE halino calculado por nuestro algoritmo alcanza su máximo desplazamiento al sur durante el verano. Mientras que su posición máxima al norte la pudimos observar durante el otoño y

parte del invierno. En contraste, los resultados mostrados por los autores anteriormente mencionados nos indican que la posición estacional del FE térmico estaría relacionada a la formación de la lengua fría del Pacífico que intensifica el gradiente de la TSM. Esto explicaría por qué el FE térmico está ~2 grados más al norte que el halino durante el invierno. Durante el verano la distribución de la TSM es prácticamente uniforme en toda la región tropical lo cual implica que el FE térmico sea menos intenso y aparezca al sur del ecuador (llegando hasta ~5°S cerca de las costas) [Pak & Zaneveld, 1974; Okuda et al., 1983].

Por otro lado, la isolínea de salinidad de 34.0 ups que teóricamente define la frontera entre las ATS/AES [Fiedler & Talley, 2006] muestra una variabilidad semejante al FE halino (Figura 37) calculado a partir de gradientes, especialmente durante el invierno y parte del verano. Además el promedio de la SSM (33.97 ups) asociada al FE efectivamente muestra que esta salinidad está muy cerca del valor teórico. Esto implicaría que nuestra metodología de detección ubica al FE muy cerca de la zona de convergencia de dichas masas de agua lo cual concuerda con lo planteado por Cromwell & Reid [1956] en su definición de frente oceánico.

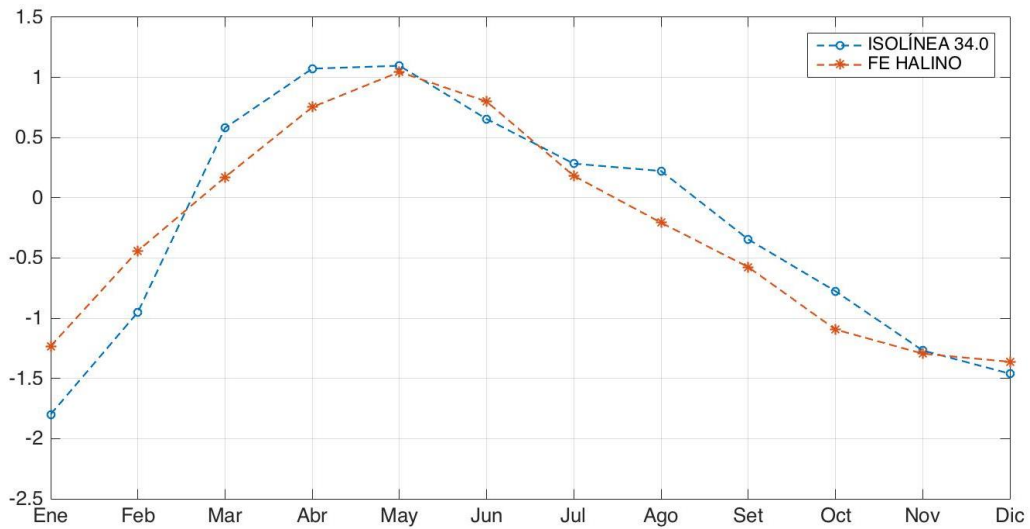


Figura 37. Promedio mensual de la posición (grados) de la isolínea de 34.0 ups (azul) comparado con el FE halino (rojo) identificado en SMOS para la región al este de Galápagos (90°W-80°W).

5.2 IDENTIFICACIÓN DEL FRENTE ECUATORIAL USANDO ALTURA DINÁMICA

Investigaciones previas permitieron establecer que existe una manera de identificar el FE usando gradientes de otros parámetros oceánicos. Pak & Zaneveld [1974] por ejemplo indicaron que usando los campos de nutrientes (nitratos, silicatos o fosfatos) también es posible ubicar el FE en esta región del Pacífico. Por otro lado, una serie de autores [Kostianoy et al., 2003; Sokolov & Rintoul, 2009] han demostrado que los campos de altura dinámica también fueron útiles para detectar frentes oceánicos, aunque estos trabajos fueron enfocados en altas latitudes fuera de nuestra región de estudio. En base a esta evidencia, intentamos analizar los campos de MADT con la misma metodología la cual nos permitiría explorar la posición del FE extendiendo el tiempo de análisis desde 1999 en adelante (ver el rango temporal en la Tabla 1) con una resolución temporal diaria. Tomando un

promedio climatológico mensual de los datos, el resultado para el valor del gradiente fue de $\sim 3.5 \times 10^{-4} \text{ m km}^{-1}$ durante el verano (Figura 38a), mientras que se alcanzaron máximos valores de hasta $\sim 7.0 \times 10^{-4} \text{ m km}^{-1}$ durante finales del invierno (Figura 38b).

En la distribución de los máximos gradientes fue notorio el contraste existente hacia ambos extremos de Galápagos, ya que los mayores gradientes están hacia el lado oeste durante gran parte del año mientras que al este no se aprecian gradientes importantes dentro de la región comprendida entre $4^{\circ}\text{N} - 4^{\circ}\text{S}$, especialmente durante el verano. Esto posiblemente esté relacionado de manera indirecta a las corrientes superficiales ciclónicas que existen al sur del Domo de Costa Rica (con su núcleo centrado en $9^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{W}$). Por lo mostrado en Kessler et al. [2006] existe una subducción de aguas superficiales durante el verano que profundiza la termoclina y eleva el nivel del mar. Esta formación concentra una gran cantidad de las isolíneas de altura dinámica a su alrededor disminuyendo considerablemente el valor del gradiente cerca al ecuador (Figura 38).

A pesar de esto, el comportamiento mensual de estos gradientes al oeste de Galápagos se asemeja a lo que encontramos en los datos de salinidad CARS y SMOS en donde ocuparon siempre una posición al norte del ecuador no más allá de 4°N .

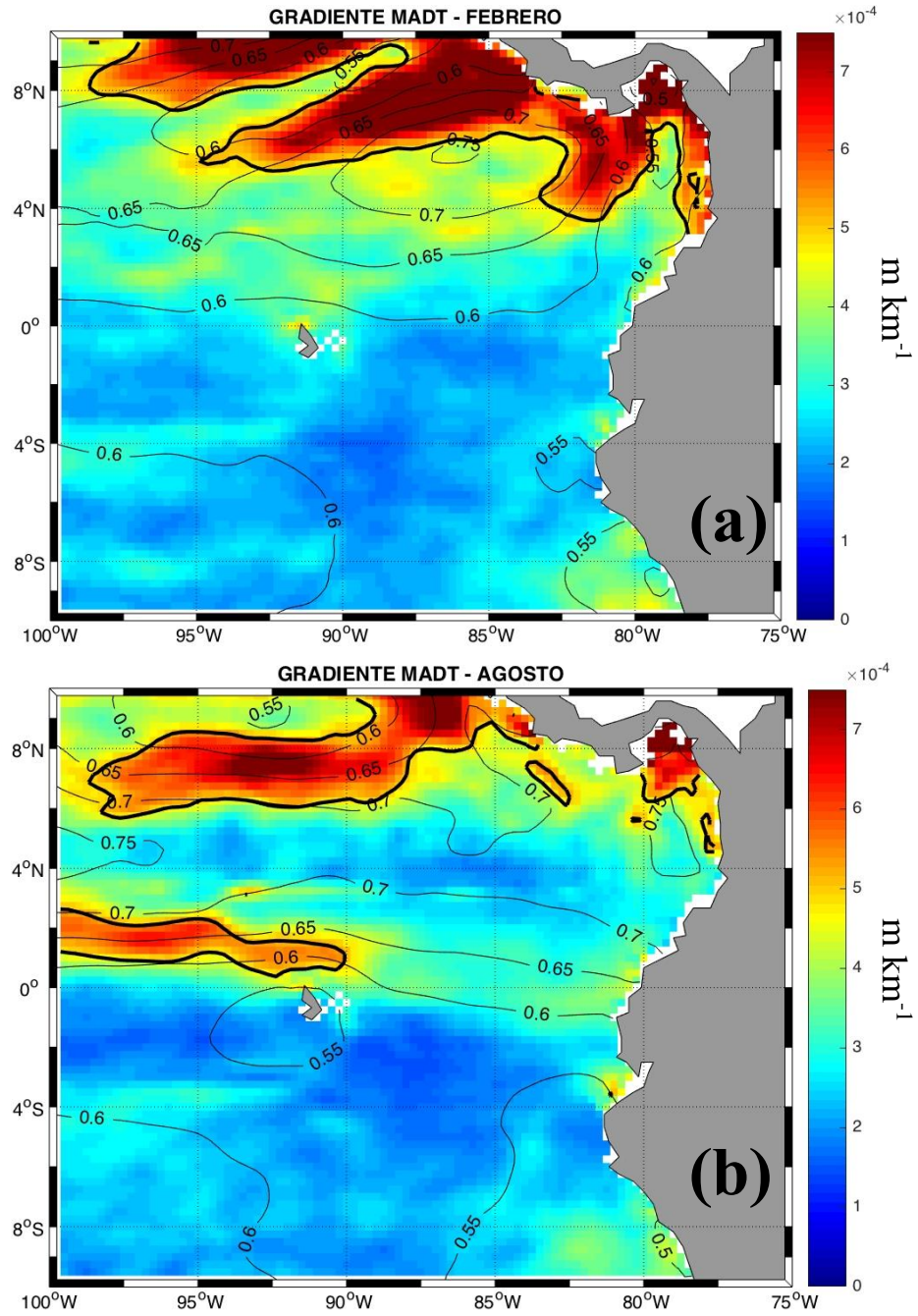


Figura 38. Climatología de gradientes totales (m km^{-1}) de MADT para los meses de (a) Febrero y (b) Agosto. Los contornos en negro indican el valor de la altura dinámica (m). Los contornos en negrita indican los valores del gradiente total igual a $5.0 \times 10^{-4} \text{ m km}^{-1}$.

5.3 MECANISMOS FÍSICOS RESPONSABLES Y VARIABILIDAD DEL FRENTE ECUATORIAL HALINO

En los capítulos anteriores hemos mencionado la diferencia en la posición del FE al oeste y al este de Galápagos. Sabemos que la zona de formación del FE está comprendida dentro de un sistema de corrientes superficiales (CSE, CCNE) y subsuperficiales (CSSE, *jets* de Tsuchiya). Al oeste de Galápagos encontramos dos ramificaciones de la CSE desplazándose hacia el oeste, la primera centrada en $\sim 5^{\circ}\text{S}$ y la segunda en $\sim 2^{\circ}\text{N}$ [Kessler et al., 2006]. Esta última ramificación converge con la CCNE de propiedades físicas que la contrastan (e.g. menor SSM) y centrada en 4°N lo que asegura la formación del FE alrededor de 2°N (Figura 20) con un gradiente muy intenso. Otro aspecto que resalta en el FE es la profundidad que alcanza (50 m), posiblemente asociada a la extensión de la CCNE en la columna de agua (núcleo en ~ 50 m) [ver Figura 6 en Kessler et al., 2006]. Al este de Galápagos, la CSE solo presenta una única ramificación centrada alrededor de 2.5°S [ver Figura 5 en Montes et al., 2011], lo que resulta en un gradiente de salinidad menos intenso ya que la formación del FE se da en la frontera con la CSSE cerca de 2°S las cuales comparten propiedades similares. Esto confirmaría lo hallado por Pak & Zaneveld [1974], quienes afirmaron que el gradiente total se intensifica hacia el oeste de las Islas Galápagos.

La diferencia presente en las características del FE hacia ambos lados del conglomerado de islas en 90°W detallada líneas arriba es una respuesta de las masas de agua a la dinámica y la topografía del sistema de corrientes en esta región. Palacios [2004] detalla que en 90°W la presencia de este conjunto de islas interactúa con la CSSE, provocando un afloramiento de aguas frías y salinas al norte del

ecuador durante todo el año. Además, la CSSE continúa su recorrido de manera bifurcada, con una rama centrada alrededor del ecuador y la otra cerca de 5°S [Palacios, 2004; Kessler, 2006] las cuales alimentarán el resto de corrientes que se trasladan paralelas a las costas de Perú y Chile [Montes et al., 2010].

El ciclo anual de la posición del FE está muy ligado al ciclo estacional del afloramiento ecuatorial según Okuda et al. [1983]. Sin embargo, se descartó la influencia directa de la velocidad del viento en la variabilidad mostrada, porque los vientos más intensos no correspondieron a grandes cambios en la posición del FE, ni del esfuerzo del viento a través del transporte de Sverdrup. Por otro lado, la estacionalidad al este de Galápagos es aún más notoria con desplazamientos alrededor del ecuador. Es muy probable que parte de esta variabilidad esté relacionada a la compleja dinámica en las corrientes. Por otro lado, nuestros resultados muestran un evidente cambio estacional del valor del gradiente total que define al FE, el cual está variando de forma inversa al valor de la isolínea de salinidad (Figura 28). Si comparamos estas variaciones con lo reportado para la posición de la ZCIT [Amador et al., 2006] y sobretodo para la precipitación (Figura 32) podemos indicar que este contraste entre ambos parámetros se debe a que durante el verano la SSM asociada al FE disminuye (33.8 ups, en la franja superior del rango de salinidad de las ATS) por exceso de precipitación lo que aumenta el valor del gradiente y se revela con un contraste mucho más notorio. Al contrario, durante el invierno la SSM aumenta (34.1 ups, en la franja inferior del rango de salinidad de las AES) por lo que el contraste de salinidad es menor. Dicho esto, no se debe descartar que la ZCIT sea también la responsable de regular los cambios estacionales en la posición del FE. Este posible mecanismo requiere más estudios.

La variabilidad intraestacional indica que las OKE cumplen un rol modulando los cambios en la posición del FE. De la Figura 34a inferimos que existieron eventos típicos asociados a la aparición de una OKE, pero estos eventos no pueden ser considerados como tal sin extender la región de estudio hasta el Pacífico central que es donde se originan estas ondas [Mosquera, 2009]. Al analizar la información que se tiene sobre la profundidad de la termoclina en la cuenca del Pacífico (Figura 39) se encontró que aparentemente el evento ocurrido a inicios del 2014 corresponde a una OKE de hundimiento. La correlación cruzada nos detalla que existe un desplazamiento hacia el sur ($\sim 1.5^\circ$) del FE ~ 12 días después del arribo de estas ondas. Este mecanismo de desplazamiento de las masas de agua que ocurre alrededor del ecuador, fue detallado anteriormente por McCreary [1976]. Este autor establece que el desplazamiento de las corrientes superficiales aledañas al ecuador es dependiente del hemisferio en donde estén ubicados debido a la convergencia (divergencia) de las corrientes superficiales en presencia de una ANM positiva (negativa). Finalmente y pese a que no fue probado en este trabajo, Deser et al. [1993] hicieron mención sobre la influencia de variabilidad intraestacional (20-30 días) de las ondas de inestabilidad tropical (TIW; *Tropical Instability Waves*, por sus siglas en inglés) que se producen en la frontera de la CSE y CCNE [Cox, 1980; Philander et al., 1985] que serían también responsable de la formación de meandros en el FE.

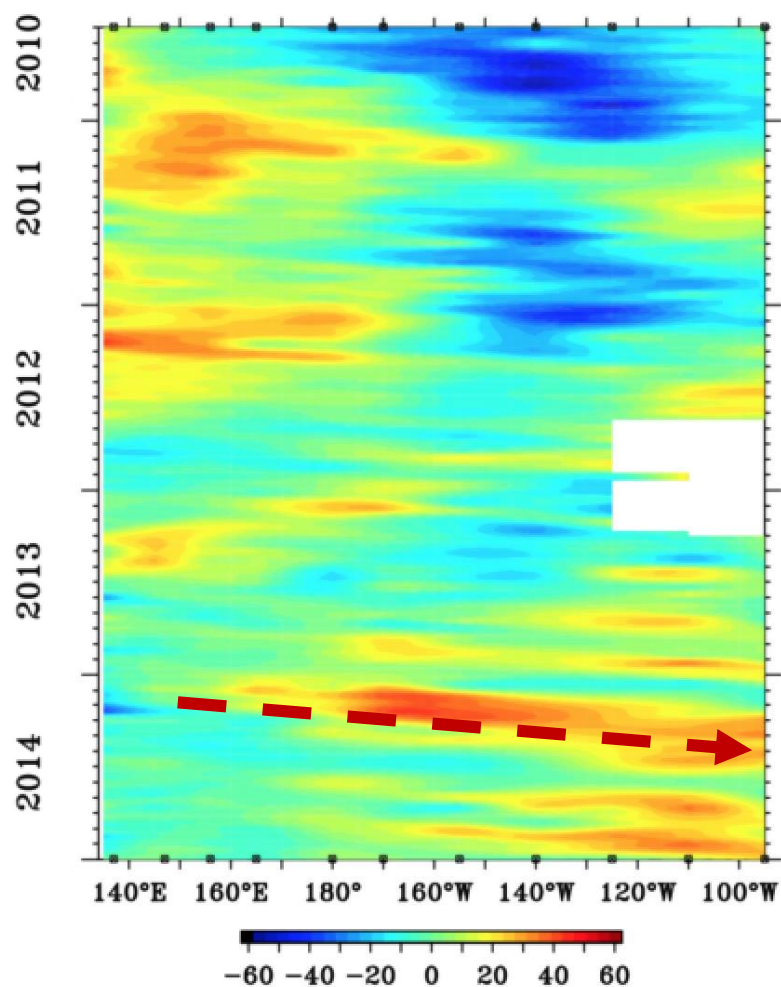


Figura 39. Diagrama tiempo-longitud de la anomalía de la profundidad de la termoclina (m) promediada a nivel del ecuador. A inicios del 2014 se observa la aparición de una OKE originada en el Pacífico Occidental y que se propaga hacia las costas de Sudamérica (representado por la flecha roja) en los meses siguientes. Fuente: TAO/TRITON

La tendencia observada en la Figura 24 nos indicaría que el FE estaría ubicándose cada vez más al norte con el paso del tiempo. Sin embargo, el limitado rango temporal que abarca la serie de datos satelitales (2010 - 2015) no permite extrapolar la tendencia a un ciclo de largo plazo o a una variación interdecenal. Es importante considerar los eventos ENOS los cuales influyen en las variaciones interanuales del FE [Desser et al., 1993; Kimura & Tsukamoto, 2006] a través de

los cambios en la distribución de las masas de agua. Recientemente Takahashi & Martinez [2017] han dado una descripción del evento El Niño 1925, en donde se observó un desplazamiento de aguas cálidas típicas de las ATS hasta $\sim 10^{\circ}\text{S}$. Por otro lado, Morón [2011] analizando una amplia data de SSM cercana a las costas del litoral peruano (1960-2008) reportó un desplazamiento considerable de las ATS durante los eventos El Niño 82-83 y 97-98 llegando hasta la latitud 7°S .



6 CONCLUSIONES

Se ha logrado describir satisfactoriamente las características principales del Frente Ecuatorial. En relación a la hipótesis del estudio, confirmamos que el Frente Ecuatorial es una estructura permanente, caracterizada por gradientes horizontales intensos los cuales tienen una marcada estacionalidad con desplazamientos latitudinales muy diferenciados al este y oeste de Galápagos. Además, encontramos que la velocidad de los vientos superficiales o su gradiente espacial no explica satisfactoriamente la variabilidad estacional del FE; intraestacionalmente, las ondas ecuatoriales fueron responsables de la variación observada en la posición del FE. Respecto a los objetivos específicos del presente estudio, las conclusiones fueron:

- Se lograron validar los datos SMOS los cuales presentaron una alta correlación al compararlos con los datos *in-situ* (0.96), mientras que cerca de las costas de Perú el valor disminuyó ligeramente (0.70).
- Se desarrolló una metodología para la detección del Frente Ecuatorial en los campos grillados de salinidad. Esta misma metodología fue utilizada en los datos de altura dinámica donde falló en la detección del gradiente total al este de 90°W; sin embargo, identificó el gradiente al oeste de esta longitud. Los gradientes de altura dinámica y salinidad al oeste de 90°W, tuvieron una distribución espacial similar, ubicados durante todo el periodo de estudio al norte del ecuador.
- En promedio el Frente Ecuatorial mostró una inclinación espacial en dirección oeste-este, donde el extremo occidental presentó una posición más septentrional mientras que al este de 90°W fue más meridional. La extensión vertical promedio estuvo dentro de los primeros 50 m en la columna de agua. Es en

la región al este de 90°W donde se halló una estacionalidad importante, el Frente Ecuatorial se encontró al norte del ecuador durante el otoño-invierno (1°N) en donde además el gradiente asociado fue más intenso, mientras que durante la primavera-verano se posicionó al sur del ecuador (2°S) y el gradiente disminuyó. Por otro lado, la SSM asociada al Frente Ecuatorial está muy cerca del valor de salinidad teórico (i.e. 34.0 ups) que separa a las ATS y AES con valores que fluctuaron entre 33.9 ups y 34.1 ups.

- Internualmente se observó una amplitud de variación de hasta 4 grados en su posición. Además la variabilidad latitudinal indicaría una tendencia en su desplazamiento hacia el norte (0.2° año⁻¹), pero el corto periodo no permitió afirmar si este cambio es parte de un cambio interdecenal o de largo plazo. Intraestacionalmente se encontraron cambios de hasta 2.5 grados en su promedio, un valor que fue menor al de las otras escalas de variabilidad.

- El transporte Sverdrup no mostró tener una influencia directa en los cambios estacionales del FE. Intraestacionalmente la posición del FE presentó desplazamientos considerables, es muy probable que la aparición de ondas ecuatoriales sean las responsables del desplazamiento hacia el sur alrededor de un grado ~ 12 días después de su paso alrededor de 87°W . Sin embargo no podemos descartar la influencia de estructuras de mesoescala y otros procesos (e.g. Ondas Tropicales de Inestabilidad) en esta variabilidad.

7 RECOMENDACIONES

Nuestro trabajo al utilizar una técnica que implica el uso de datos satelitales los cuales, como ya fue argumentado, permiten un monitoreo continuo en esta región del Pacífico nos facilitaría una descripción automatizada del FE. Con la actualización de la base de datos SMOS hasta Diciembre del 2016 será posible estudiar el comportamiento del FE durante el evento El Niño reciente.

Por otro lado, esta metodología también permitirá aplicarla en simulaciones numéricas, para de esta forma examinar el impacto de los forzantes sugeridos en el FE. Además, utilizar los modelos validados con nuestros resultados para estudiar su variabilidad a largo plazo.

Finalmente es posible utilizar otros parámetros físicos (i.e. TSM, densidad) o biogeoquímicos (Fosfatos, Silicatos, Nitratos) para identificar los gradientes más intensos que se asocian al FE. Con esto se espera poder describir el comportamiento del FE usando una variedad mayor de datos.

REFERENCIAS

Alory G, Maes C, Delcroix T, Reul N, Illig S. Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama: The far Eastern Pacific Fresh Pool. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012 Apr 1;117(C4).

Amador J., Alfaro EJ, Lizano OG, Magaña VO. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog Oceanogr*. 2006;69(2-4):101–42.

Antezana T, González MC. Distribución de eufausidos epipelágicos del Ecuador y su validez como indicadores de masas de aguas. *Publ. Inst. Ocean. Armada INOCAR Vol. 3 No. 1* 1979.

Altimetry AV. SSALTO/DUACS user handbook:(M) SLA and (M) ADT near-real time and delayed time products. *Rep. CLS-DOS-NT*. 2014.

Ballance LT, Pitman RL, Fiedler PC. Oceanographic influences on seabirds and cetaceans of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*. 2006 Jun 30;69(2):360-90.

Boutin J, Martin N, Yin X, Font J, Reul N, Spurgeon P. First assessment of SMOS data over open ocean: Part II—Sea surface salinity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012 May;50(5):1662-75.

Chaigneau A, Pizarro O. Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005 May 1;110(C5).

Chaigneau A, Abarca del Rio R, Colas F. Lagrangian study of the Panama Bight and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006 Sep 1;111(C9).

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 Oct 1;118(10):5251-66.

Chelton DB, Freilich MH, Esbensen SK. Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics. *Monthly Weather Review*. 2000 Jul;128(7):1993-2018.

Chelton DB, Schlax MG. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*. 1996 Apr 12;272(5259):234.

Clarke AJ. Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988 Dec 15;93(C12):15491-501.

Clarke AJ, Lebedev A. Interannual and decadal changes in equatorial wind stress in the Atlantic, Indian, and Pacific Oceans and the eastern ocean coastal response. *Journal of climate*. 1997 Jul;10(7):1722-9.

Colas F, Capet X, McWilliams JC, Shchepetkin A. 1997–1998 El Niño off Peru: A numerical study. *Progress in Oceanography*. 2008 Dec 31;79(2):138-55.

Cox MD. Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific. *Journal of Physical Oceanography*. 1980 Aug;10(8):1168-86.

Cromwell T, Reid JL. A Study of Oceanic Fronts. *Tellus*. 1956 Feb;8(1):94–101.

Deser C, Wallace JM. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate*. 1990 Nov;3(11):1254-81.

Devis-Morales A, Schneider W, Montoya-Sánchez RA, Rodríguez-Rubio E. Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight. *Geophysical Research Letters*. 2008 Oct 1;35(20).

Dewitte B, Illig S, Renault L, Goubanova K, Takahashi K, Gushchina D, Mosquera K, 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 Apr 1;116(C4).

Domínguez Obregón N, Grados Quispe C, Vásquez Espinoza L, Gutiérrez Aguilar D, Chaigneau A. Climatología termohalina frente a las costas del Perú. Periodo: 1981-2010. *Inf Inst Mar Perú*. 2017 Mar 44(1):5-13

Ducet N, Le Traon PY, Reverdin G. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000 Aug 15;105(C8):19477-98.

Echevin V, Colas F, Chaigneau A, Penven P. Sensitivity of the Northern Humboldt Current System nearshore modeled circulation to initial and boundary conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011 Jul 1;116(C7).

Echevin V, Albert A, Lévy M, Graco M, Aumont O, Piétri A, Garric G. Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*. 2014 Feb 1;73:14-30.

Fernández-Álamo MA, Färber-Lorda J. Zooplankton and the oceanography of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*. 2006 Jun 30;69(2):318-59.

Fiedler PC, Talley LD. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog Oceanogr*. 2006;69(2-4):143–80.

Graco MI, Ledesma J, Flores G, Girón M. Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Revista peruana de biología*. 2007 Aug;14(1):117-28.

Grinsted A, Moore JC, Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*. 2004 Nov 18;11(5/6):561-6.

Hayes SP, McPhaden MJ, Wallace JM. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. *Journal of Climate*. 1989 Dec;2(12):1500-6.

Illig S, Dewitte B, Goubanova K, Cambon G, Boucharel J, Monetti F, Romero C, Purca S, Flores R. Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014 Jun 1;119(6):3548-73.

Jiménez R, Bonilla D. Composición y distribución de la biomasa del plancton en el Frente Ecuatorial. *Publ. Inst. Ocean. Armada INOCAR* 1980.

Kao HY, Lagerloef GS. Salinity fronts in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015 Feb 1;120(2):1096-106.

Kazmin AS, Rienecker MM. Variability and frontogenesis in the large-scale oceanic frontal zones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996 Jan 15;101(C1):907-21.

Kessler WS. Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.* 1990 Apr 15;95(C4):5183-217.

Kessler WS, McPhaden MJ, Weickmann KM. Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995 Jun 15;100(C6):10613-31.

Kessler WS. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 2006 Jun 30;69(2):181-217.

Kolodziejczyk N, Boutin J, Vergely JL, Marchand S, Martin N, Reverdin G. Mitigation of systematic errors in SMOS sea surface salinity. *Remote Sensing of Environment*. 2016 Jul 31;180:164-77.

Kostianoy AG, Ginzburg AI, Lebedev SA, Frankignoulle M, Delille B. Fronts and mesoscale variability in the southern Indian Ocean as inferred from the TOPEX/POSEIDON and ERS-2 altimetry data. *OCEANOLOGY C/C OF OKEANOLOGIJA*. 2003 Sep 1;43(5):632-42.

Kostianoy AG, Ginzburg AI, Frankignoulle M, Delille B. Fronts in the Southern Indian Ocean as inferred from satellite sea surface temperature data. *Journal of Marine Systems*. 2004 Mar 31;45(1):55-73.

Longhurst AR. *Ecological geography of the sea*. Academic Press; 2010 Aug 3.

Maharaj AM, Holbrook NJ, Cipollini P. Multiple westward propagating signals in South Pacific sea level anomalies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009 Dec 1;114(C12).

McCreary J. Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño. *Journal of Physical Oceanography*. 1976 Sep;6(5):632-45.

Meyers SD, Melsom A, Mitchum GT, O'Brien JJ. Detection of the fast Kelvin wave teleconnection due to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998 Nov 15;103(C12):27655-63.

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 Sep 1;115(C9).

Montes I, Schneider W, Colas F, Blanke B, Echevin V. Subsurface connections in the eastern tropical Pacific during La Niña 1999–2001 and El Niño 2002–2003. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011 Dec 1;116(C12).

Morón O. Climatología de la salinidad superficial del mar frente a la costa peruana 1960-2008.

Mosquera, K. Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2008): Simulación Numérica y datos observados (M. Sc), Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú. 2009.

Okuda T, Valencia M, Rodríguez A. Variación estacional de la posición del Frente Ecuatorial y su efecto sobre la fertilidad de las aguas superficiales ecuatorianas. Publ. Inst. Ocean. Armada INOCAR 1983.

Pak H, Zaneveld J. Equatorial front in the eastern Pacific Ocean. Journal of Physical Oceanography. 1974. p. 570–8.

Palacios DM. Seasonal patterns of sea-surface temperature and ocean color around the Galápagos: regional and local influences. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2004 Feb 29;51(1):43-57.

Pennington JT, Mahoney KL, Kuwahara VS, Kolber DD, Calienes R, Chavez FP. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. Progress in Oceanography. 2006 Jun 30;69(2):285-317.

Penven P, Echevin V, Pasapera J, Colas F, Tam J. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. Journal of Geophysical Research: Oceans. 2005 Oct 1;110(C10).

Philander SG, Yamagata T, Pacanowski RC. Unstable air-sea interactions in the tropics. Journal of the Atmospheric Sciences. 1984 Feb;41(4):604-13.

Philander G, Halpern D, Hansen D, Legeckis R, Miller L, Watts R, Wimbush M, Paul C, Weisberg R. Long waves in the equatorial Pacific Ocean. Eos, Transactions American Geophysical Union. 1985 Apr 2;66(14):154-.

Philander SG. El Niño, La Niña, and the southern oscillation. Philander SG, editor. Academic press; 1989 Dec 14.

Pietri A, Echevin V, Testor P, Chaigneau A, Mortier L, Grados C, Albert A. Impact of a coastal-trapped wave on the near-coastal circulation of the Peru

upwelling system from glider data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014 Mar 1;119(3):2109-20.

Pizarro O, Shaffer G, Dewitte B, Ramos M. Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent. *Geophysical Research Letters*. 2002 Jun 1;29(12).

Raymond DJ, Esbensen SK, Paulson C, Gregg M. EPIC2001 and the coupled ocean-atmosphere system of the tropical east Pacific. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2004 Sep 1;85(9):1341.

Rincón-Martínez D, Steph S, Lamy F, Mix A, Tiedemann R. Tracking the equatorial front in the eastern equatorial Pacific Ocean by the isotopic and faunal composition of planktonic foraminifera. *Mar Micropaleontol.* Elsevier B.V.; 2011;79(1-2):24–40.

Sadarjoen IA, Post FH. Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry. *Computers & Graphics*. 2000 Jun 30;24(3):333-41.

Shaffer G, Pizarro O, Djurfeldt L, Salinas S, Rutllant J. Circulation and low-frequency variability near the Chilean coast: Remotely forced fluctuations during the 1991-92 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*. 1997 Feb;27(2):217-35.

Singh A, Delcroix T, Cravatte S. Contrasting the flavors of El Niño-Southern Oscillation using sea surface salinity observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011 Jun 1;116(C6).

Sokolov S, Rintoul SR. Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009 Nov 1;114(C11).

Spear LB, Ballance LT, Ainley DG. Response of seabirds to thermal boundaries in the tropical Pacific: the thermocline versus the Equatorial Front. *Marine Ecology Progress Series*. 2001 Sep;219:275-89.

Spillane MC, Enfield DB, Allen JS. Intraseasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas. *Journal of Physical Oceanography*. 1987 Mar;17(3):313-25.

Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant, and S. Salinas. Coastal ocean circulation off western South America. 1998 In: *The Sea*, **11**, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, 273-314, John Wiley, Hoboken, N. J.

Sverdrup HU. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1947 Nov 1;33(11):318-26.

Swift CT. Passive microwave remote sensing of the ocean—A review. *Boundary-Layer Meteorology*. 1980 Feb 1;18(1):25-54.

Takahashi K, Martínez AG. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*. 2017:1-27.

Torrence C, Compo GP. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*. 1998 Jan;79(1):61-78.

Waliser DE. Tropical meteorology: Intertropical convergence zones (ITCZ). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. 2002:2325-34.

Wallace JM, Mitchell TP, Deser C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*. 1989 Dec;2(12):1492-9.

Wang C, Fiedler PC. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 2006 Jun 30;69(2):239-66.

Willett CS, Leben RR, Lavín MF. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 2006 Jun 30;69(2):218-38.

Wooster W. Equatorial front between Peru and Galapagos. *Deep Sea Res* 16 1969: 407-419.

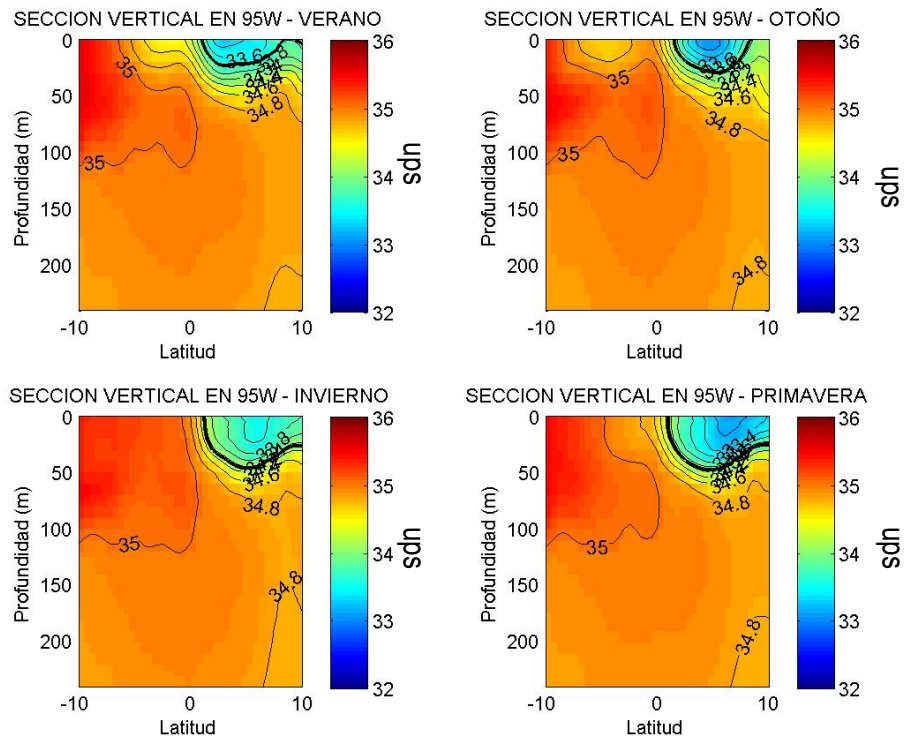
Wyrtki K. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Ocean. Mar. Biol. Ann. Rev.* 1966. **4**, 33-68.

Yin X, Boutin J, Spurgeon P. First assessment of SMOS data over open ocean: Part I—Pacific Ocean. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012 May;50(5):1648-61.

Yu L. Sea-surface salinity fronts and associated salinity-minimum zones in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015 Jun 1;120(6):4205-25.

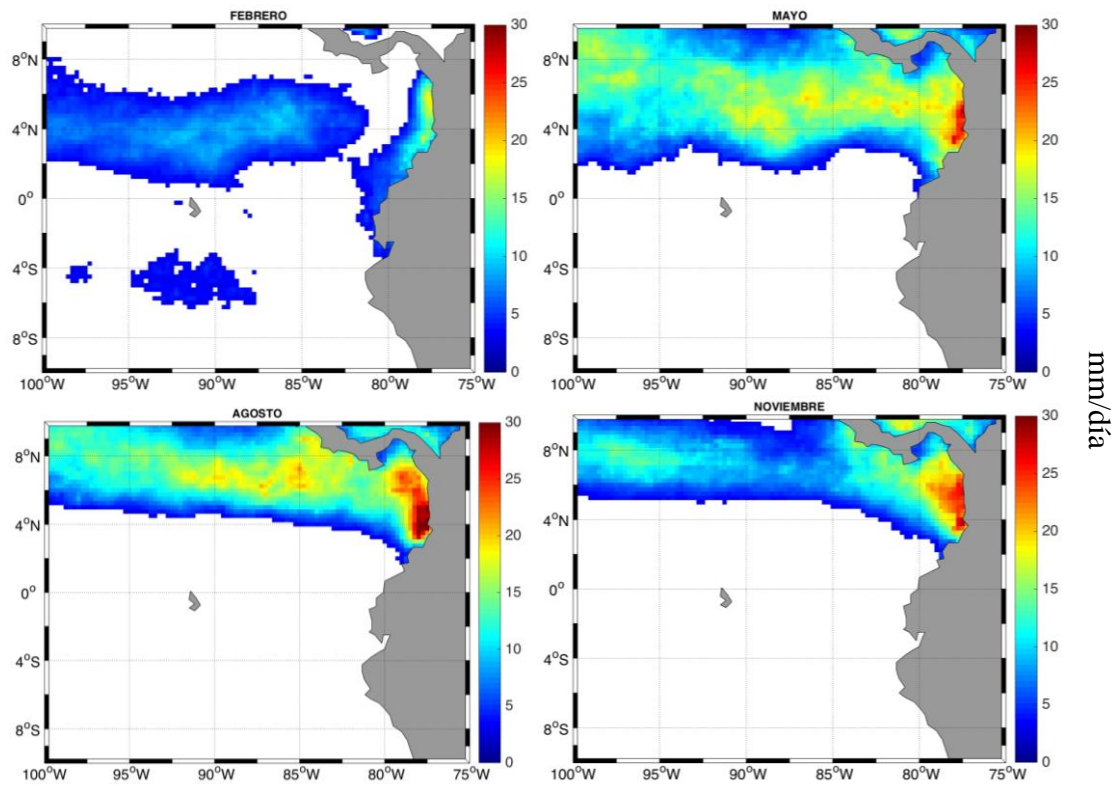
Zuta S, Guillén O. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. 1970. Instituto del Mar del Perú.

ANEXO A1



Variación estacional de la profundidad del FE (línea negra) tomado en 95°W en los datos CARS. El valor de la SSM está indicada por los colores.

ANEXO A2



Variación mensual de la precipitación (mm/día) en el Pacífico Oriental