

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA



“CARACTERIZACIÓN DE LA DINÁMICA OCEÁNICA DE LA COSTA PERUANA BAJO DIFERENTES ESCENARIOS DE ESFUERZO DE VIENTOS”

Tesis para obtener el Título Profesional de “Licenciado en Física” presentado por:

Ticse De la Torre, Katerine Elsy

ASESORA: Dra. Ivonne Montes Torres

CO-ASESOR: Mg. Octavio Fashe Raymundo

Lima – Perú

<2018>

Aceptación de la Tesis (Poner la Copia)

DEDICATORIA

A las mujeres que dedican su vida a la investigación oceanográfica.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Geofísico del Perú, por brindarme la oportunidad de desarrollar esta tesis, en especial a la Dra. Ivonne Montes por su guía, conocimiento y paciencia para el desarrollo de esta investigación, al Mg. Octavio Fashe por los consejos y preocupación durante el desarrollo de esta tesis. Asimismo, a mis amigos que en algún momento de estrés me acompañaron con su buen humor y entusiasmo.

Este trabajo utilizó los recursos computacionales, HPC-Linux- Cluster, del Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos Computacionales del Instituto Geofísico del Perú (Subvenciones 101-2014-FONDECYT, SPIRALES2012 IRD-IGP, Manglares IGP-IDRC, PpR068).

RESUMEN

La dinámica oceánica de la costa peruana se mantiene gracias a la configuración espacio-temporal del esfuerzo de vientos, que genera y modula procesos físicos importantes como el afloramiento costero. El presente trabajo realiza un análisis de sensibilidad asociado al aumento o disminución del esfuerzo de vientos a fin de analizar los cambios en la estructura de la columna de agua frente a la costa peruana, específicamente a la región comprendida entre los 6°S a 15°S y 75°W a 85°W.

Para ello, se emplea un modelo numérico del Océano llamado ROMS (Regional Ocean Modelling System) que resuelve las ecuaciones que describen el movimiento del océano, generando como resultado datos numéricos. Las ecuaciones son resueltas usando condiciones iniciales (estado inicial del océano), de frontera (condiciones de los bordes en contacto con el océano) y forzantes superficiales (radiación solar, flujos de calor y agua fresca, vientos); las cuales son obtenidas a partir de mediciones in situ, datos satelitales y datos numéricos provenientes de modelos de circulación general.

Para la presente tesis, se analizan tres escenarios numéricos basados en un experimento climatológico desarrollado para el Pacífico Tropical Este (RSoda), que consiste en modificar el esfuerzo del viento utilizado en RSoda para debilitarlo (Experimento llamado Rsoda_Qmin), intensificarlo (Experimento llamado Rsoda_Qmax) o multiplicarlo (Experimento llamado RSoda_Q5). La resolución horizontal (12km), resolución vertical (32 niveles sigma), las condiciones de frontera, las condiciones iniciales y los flujos de calor y agua fresca de las simulaciones numéricas desarrolladas y analizadas para esta tesis (RSoda_Qmin, RSoda_Qmax, RSoda_Q5) mantienen las características de la simulación original (Rsoda). Las simulaciones fueron corridas por 9 años climatológicos, teniendo salidas promediadas cada 3 días.

Los resultados muestran que la columna de agua sobre los ~550m de profundidad es la capa más afectada por las variaciones del esfuerzo del viento. Respecto a la circulación oceánica, la corriente subsuperficial de Perú-Chile (PCUC) muestra una relación directa al esfuerzo del viento; presentó un debilitamiento (intensificación) de la velocidad de la corriente acompañada de mayor (menor) extensión longitudinal bajo un escenario de debilitamiento (intensificación) del esfuerzo de vientos. La variable más estable es la salinidad, debido a que los experimentos numéricos no contemplan variaciones en los flujos de calor y agua fresca. Además, la actividad de los remolinos exhibe cambios en su identificación (tipo de giro: ciclónico y anticiclónico)

aunque no son drásticos en comparación con las características de los remolinos (Radio, Amplitud, Densidad de Energía (EI) e Índice de Actividad de remolino (EAI)); siendo el cambio más extremo en la EAI debido a la variación de energía cinética asociada.

Palabras clave: *esfuerzo de vientos, ROMS, dinámica oceánica costera, actividad de remolinos.*

INDICE

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
RESUMEN.....	v
LISTA DE TABLAS	ix
LISTA DE FIGURAS.....	x
CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Generalidades y Antecedentes.....	1
1.2 Justificación.....	6
1.3 Objetivo General.....	6
1.4 Objetivos Específicos	7
1.5 Área de Estudio	7
CAPITULO 2: FUNDAMENTO TEÓRICO	9
2.1 Fundamentos Básicos de la dinámica oceánica	9
2.2 Modelado Numérico.....	16
2.3 Definiciones y conceptos importantes.....	17
2.3.1. Actividad de los Remolinos.....	18
2.3.2. Mecanismo de Ekman.....	20
CAPITULO 3: METODOLOGÍA.....	24
3.1 Proceso de Simulación estándar	24
3.2 Configuraciones climatológicas empleadas en esta tesis.	25
3.3 Diagnósticos para el análisis de datos numéricos.....	27
3.3.1. Comportamiento Anual de Temperatura, Salinidad y campo de velocidades.....	27
3.3.2. Análisis del Mecanismo de Ekman.	28
3.3.3. Análisis de la Actividad de Remolinos.	28
CAPITULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	39
4.1 Identificación y cuantificación de los cambios de las variables oceanográficas en los diferentes escenarios simulados (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax, RSoda_Q5)	39
4.1.1. Temperatura, Salinidad y campos de velocidad	39
4.1.2. Mecanismo de Ekman	44

4.2	Identificación y cuantificación de los cambios asociados a la actividad de los remolinos en los diferentes escenarios simulados (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax, RSoda_Q5).....	47
4.2.1.	Energía Cinética de Remolino (EKE).....	47
4.2.2.	Cuantificación de remolinos.....	49
4.2.3.	Características de los Remolinos.	49
CAPITULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		54
BIBLIOGRAFIA		56
ANEXOS.....		61
Anexo 1. Manual de usuario para el uso del modelo ROMS.		61
Anexo 2. Variabilidad Mensual del Mecanismo de Ekman.		62

LISTA DE TABLAS

Table 3.1: Condiciones de frontera y forzantes para cada escenario de simulación.	26
Table 3.2: Cantidad de remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados con el algoritmo 'EddyFG' para los días: 15 de Enero, 30 de Mayo, 12 de Junio, 18 de Julio y 30 de Octubre, en cada escenario de simulación.	35
Table 3.3: Intensidad y actividad de remolino del 15 de Enero para cada escenario de simulación. Los datos en color negro pertenecen a los remolinos anticiclónicos y los datos en color rojo pertenecen a los remolinos ciclónicos.	38

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** (Izquierda) Esquema del afloramiento costero en el hemisferio sur. (Derecha). Principales zonas de afloramiento en la costa peruana (áreas verdes). La plataforma Continental es delimitada por la isobata de ~183m (área celeste) (www.imarpe.gob.pe/chiclayo/oceanografia/caracteristicas/caracteristicas)..... 1
- Figura 1.2:** (Izquierda) Variabilidad intraestacional de la velocidad del viento en m.s-1 a partir de datos de QuickSCAT para el periodo 2000-2008, las flechas representan la dirección del viento, y los contornos representan el promedio de la magnitud de la velocidad del viento (Goubanova et al., 2011). (Derecha) Promedio anual de la temperatura superficial en °C a partir de datos de Pathfinder. Las flechas negras representan las corrientes superficiales: PCC (Corriente Costera Peruana) y SEC (Corriente Superficial Ecuatorial). Las flechas entrecortadas representan las corrientes subsuperficiales: PCUC (Corriente Subsuperficial Perú Chile) y EUC (Corriente Subsuperficial Ecuatorial). Y la región central de Perú (CP) se representa en color magenta (Steiner and Sou, 2015). 2
- Figura 1.3:** (a) Esquema de circulación del Pacífico Tropical Este (Montes et al. 2010), las líneas sólidas indican las corrientes superficiales (NECC: Contracorriente Nor-Ecuatorial; SEC: Corriente Ecuatorial Sur; PCC: Corriente Costera Peruana; POC: Corriente Oceánica Peruana), y las líneas punteadas indican las corrientes subsuperficiales (EUC: Corriente Subsuperficial Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur Primaria; sSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur Secundaria; PCUC: Contracorriente Subsuperficial Perú Chile ; y PCCC: Contracorriente Perú Chile) (b) Caminos de las fuentes de alimentación de la corriente subsuperficial Perú Chile (PCUC), la barra de colores indica la profundidad en metros de cada fuente de alimentación de la PCUC (Montes et al., 2010). 3
- Figura 1.4:** (Izquierda) Distribución espacial del promedio anual de la Energía Cinética del Remolino (EKE) en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ (Chaigneau et al. 2008). (Derecha) Parámetro que representa la deformación (valores positivos) y vorticidad (valores negativos) de un fluido, conocido como Parámetro Okubo Weiss [$10-12 \text{ s}^{-2}$] durante, el 21 de Junio a los 20m de profundidad del octavo año modelado usando el modelo ROMS (Penven et al., 2005)..... 5
- Figura 1.5:** Mapa horizontal de la topografía utilizada para las simulaciones, data extraída de ETOPO2 (Earth topography, two-minute gridded global relief for both ocean and land). En la cual se indica con un recuadro rojo el área de interés para esta tesis (6° a 15°S , 75° a 85°W). 8

Figura 2.1: Representación de una caja cerrada de fluido con un volumen determinado, indicando el fluido de ingreso (flecha roja) y de salida (flecha azul) en un plano cartesiano (Stewart,2008).	11
Figura 2.2: (Izquierda) Esquema ilustrativo del sistema de observación y (Derecha) su representación para el modelado numérico del océano (http://www.medcliv.es/es/instrumentos/modelado-y-prediccion/).....	16
Figura 2.3: Representación de los tipos de giro de remolinos y sus efectos en la columna de agua para el hemisferio Sur. En la parte superior se indica el tipo de giro de los remolinos, y en la parte inferior los efectos en la columna de agua para cada tipo de giro. 'N' indica los nutrientes, 'P' indica fitoplancton, 'Z' indica zooplancton y 'X' indica desoxigenación. (Brown et al. 1989; Bakun et al. 2017)	18
Figura 2.4: Representación esquemática del patron de corrientes del espiral de Ekman en condiciones ideales. Las flechas solidas representan la dirección y velocidad de la corriente generada por acción del esfuerzo del viento. (Brown et al. 1989).	21
Figura 3.1: Promedio anual del esfuerzo de vientos en $N.m^{-2}$ a partir de los datos de QuickSCAT, para (a)RSoda, (b)RSoda_Qmin, (c)RSoda_Qmax y (d)RSoda_Q5 en el área de interés (ver Sec. 1.5). La línea gris se ubica a ~250km costa afuera, paralela a la línea de costa. Las flechas muestran la dirección del esfuerzo de vientos.....	27
Figura 3.2: Representación gráfica de la selección de centros para las variables de (a) SLA y Vorticidad y (b) campo de velocidades. Los recuadros celeste y amarillo representan el centro de los remolinos, mientras que las flechas azules y rojas representan las velocidades de corriente zonal y meridional.	31
Figura 3.3: Esquema representativo de unión de centros.	31
Figura 3.4: Esquema representativo de bordes compuestos de remolinos (Yi et al., 2014).....	32
Figura 3.5: Ejemplo de unión de ambas metodologías de detección de remolinos. La distribución de colores representa el parámetro Okubo Weiss [$10^{-11}s^{-2}$]. Los asteriscos rojos y negros representan los centros de remolinos detectados con el método físico. Mientras que los contornos representan la función de corriente, considerando a los contornos cerrados como remolinos.	33
Figura 3.6: Parámetro Okubo Weiss [$10^{-11}s^{-2}$] en superficie del 12 de Junio del 22° año modelado, para las simulaciones: RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas grises indican la función de corriente, los contornos negros y rojos	

indican los remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados usando el algoritmo (sec. 3.3.3), respectivamente. Las flechas indican la anomalía del campo de velocidad.	36
Figura 3.7: Energía cinética superficial de remolino (EKE [$\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$]) del 15 de Enero del 22° año modelado, para cada escenario de simulación: RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas grises indican la función de corriente, los contornos negros y rojos indican los remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados usando el algoritmo (sec. 3.3.3), respectivamente.....	37
Figura 4.1: Distribución espacial del promedio anual climatológico (de los años 14 al 22 modelados) de la temperatura superficial del mar [$^{\circ}\text{C}$] para los escenarios de RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas solidas muestran la distribución de la Salinidad superficial [PSU] y las flechas indican la dirección de la corriente superficial.	40
Figura 4.2: Sección vertical del promedio anual climatológico (de los años 14 al 22 modelados) de la Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] promediada latitudinalmente entre 7°S - 13°S , para los escenarios RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas entrecortadas grises representan las isohalinas, mientras que las líneas rojas(negras) representan la velocidad de corriente meridional en dirección Sur (Norte) en $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	42
Figura 4.3: (a) Mapa horizontal del transporte de Ekman [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] calculado a partir del promedio climatológico del esfuerzo del viento entre los años 2000 y 2008 para RSoda. Mapas horizontales del transporte de Ekman [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] calculados para los demás escenarios (b: RSoda_Qmin, c: RSoda_Qmax y d: RSoda_Q5) utilizando las nuevas forzantes de vientos (mínima, máxima y 5 veces típica).	45
Figura 4.4: (a) Mapa horizontal del bombeo de Ekman [$\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$] para RSoda calculado a partir del promedio climatológico anual del esfuerzo del viento entre los años 2000 y 2009. (b) Mapa horizontal del bombeo de Ekman [$\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$] para RSoda_Q5 calculado utilizando la nueva forzante del viento cinco veces típico.....	46
Figura 4.5: Promedio anual climatológico de la Energía Cinética asociada al remolino (EKE [$\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$]) del 22° año simulado en superficie, para las simulaciones: RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d).	48
Figura 4.6: Distribución de los radios de los remolinos [km] vs. porcentaje de cantidad total de remolinos detectados, calculadas usando el algoritmo EddyFG. Los círculos negros corresponden a RSoda, y los asteriscos corresponden a los escenarios: RSoda_Qmin (rojas), RSoda_Qmax (azules), y RSoda_Q5 (verdes).....	50

Figura 4.7: Distribución de las amplitudes [cm] de los remolinos vs. porcentaje de cantidad total de remolinos detectados, calculadas usando el algoritmo 'EddyFG'. Los círculos negros corresponden a RSoda, y los asteriscos corresponden a los escenarios: RSoda_Qmin (rojas), RSoda_Qmax (azules), y RSoda_Q5 (verdes).....	51
Figura 4.8: Ciclo estacional promedio de la Cantidad de remolinos detectados (Izquierda) y Actividad de remolinos (derecha; EAI [$10^2\text{cm}^2\text{s}^{-2}\text{ km}^{-2}$]), para cada escenario de simulación. (a, b) RSoda, (c, d) RSoda_Qmin, (e, f) RSoda_Qmax y (g, h) RSoda_Q5.....	52
Figura A1: Evolución mensual del (a) transporte meridional de Ekman [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], (b) Bombeo de Ekman [$\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$] y (c) Profundidad de la capa de Ekman [m]. Desde la costa hasta 250km costa afuera para el área de estudio, a partir de los datos del forzante de vientos de la simulación de control.....	63

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades y Antecedentes

La circulación superficial del océano esta manejada directamente por la acción de los vientos, estos actúan transfiriendo movimiento a la superficie oceánica, impulsando así las corrientes oceánicas superficiales (Cushman and Beckers, 2008; Stewart, 2008a). En la costa peruana los vientos, denominados Alisios, son los principales responsables de desarrollar y mantener la dinámica oceánica local (Albert et al., 2010; Dijkstra, 2013; Morón, 2000; Zuta and Guillén, 1970), que se caracteriza por tener aguas frías frente a la costa peruana, cuyo mecanismo más importante es conocido como el proceso de afloramiento costero (Gutiérrez et al., 2011; Kessler, 2006).

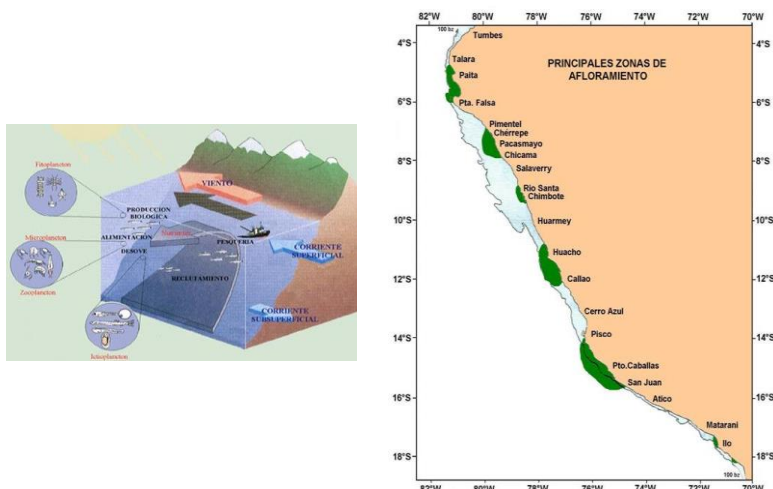


Figura 1.1: (Izquierda) Esquema del afloramiento costero en el hemisferio sur. (Derecha). Principales zonas de afloramiento en la costa peruana (áreas verdes). La plataforma Continental es delimitada por la isobata de ~183m (área celeste) (www.imarpe.gob.pe/chiclayo/oceanografia/caracteristicas/caracteristicas)

El afloramiento o divergencia costera es el proceso por el cual las capas más profundas del océano son elevadas hacia la superficie como consecuencia de la acción del viento (Fig. 1.1), elevando así aguas frías y ricas en nutrientes contribuyendo a la productividad (Fig. 1.2; Csirke et al., 1996; Gutiérrez et al., 2011; IRD et al., 2008). Esto debido a que, la orientación de los vientos alisios frente a Perú es casi paralela a la línea de costa, soplan hacia el ecuador y, así, permitiendo que se desarrolle la teoría de Ekman. La teoría de Ekman plantea que la acción del viento genera un desplazamiento perpendicular a la dirección del viento de la superficie del océano, que es influenciado por la fuerza de Coriolis, cuyo desplazamiento (transporte de Ekman) solo se da hasta

cierta profundidad (de manera integrada denominada como profundidad de la capa de Ekman).

Por tanto, la acción del viento es el principal responsable de mantener las características conocidas de la costa peruana, que incluye la distribución de aguas frías a lo largo de la costa acompañado de corrientes superficiales que fluyen en dirección del viento (Fig. 1.2).

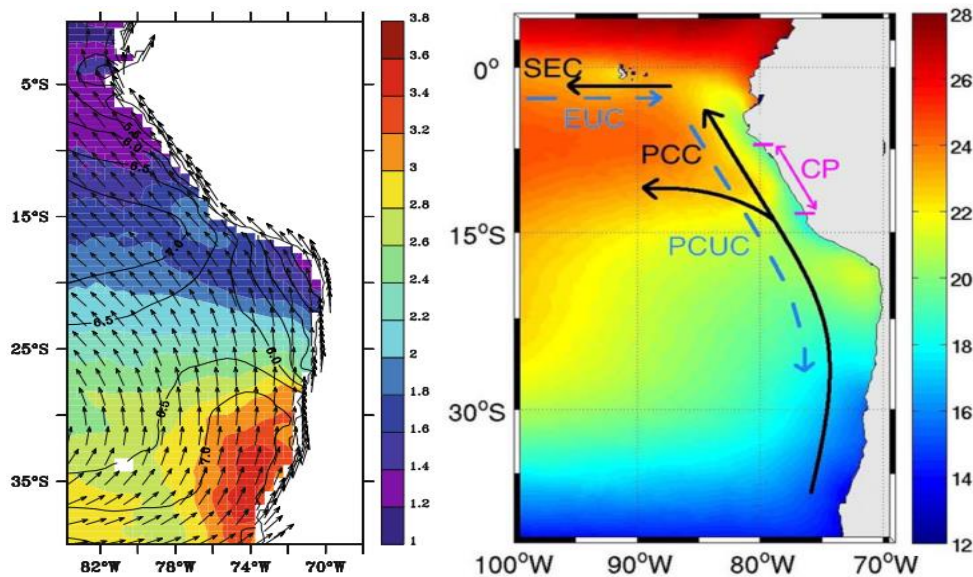


Figura 1.2: (Izquierda) Variabilidad intraestacional de la velocidad del viento en $m.s^{-1}$ a partir de data de QuickSCAT para el periodo 2000-2008, las flechas representan la dirección del viento, y los contornos representan el promedio de la magnitud de la velocidad del viento (Goubanova et al., 2011). (Derecha) Promedio anual de la temperatura superficial en $^{\circ}C$ a partir de datos de Pathfinder. Las flechas negras representan las corrientes superficiales: PCC (Corriente Costera Peruana) y SEC (Corriente Superficial Ecuatorial). Las flechas entrecortadas representan las corrientes subsuperficiales: PCUC (Corriente Subsuperficial Perú Chile) y EUC (Corriente Subsuperficial Ecuatorial). Y la región central de Perú (CP) se representa en color magenta (Steiner and Sou, 2015).

La costa peruana cuenta con un Sistema de Corrientes compuesta por flujos superficiales dirigidos hacia el ecuador y subsuperficiales dirigidos hacia el polo (Figura 1.3); siendo las corrientes más representativas: la Corriente Costera Peruana (PCC) localizada en la superficie y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (PCUC) (Chaigneau et al., 2013; Penven et al., 2005). Se considera a la PCUC como la corriente subsuperficial más importante frente a Perú, por estar ligada directamente con el afloramiento costero, ya que parte de sus aguas afloran como parte de la teoría de

Ekman. Además, esta corriente subsuperficial es alimentada por tres corrientes que forman parte del Sistema de Corrientes Ecuatoriales (Ecuatorial subsuperficial - EUC, La Contracorriente Subsuperficial Sur primaria y secundaria – pSSCC y sSSCC), lo que significa que la costa peruana está fuertemente influenciada por la variabilidad ecuatorial a diferentes escalas espacio-temporales (Fig. 1.3; Montes et al., 2010; 2011; 2014).

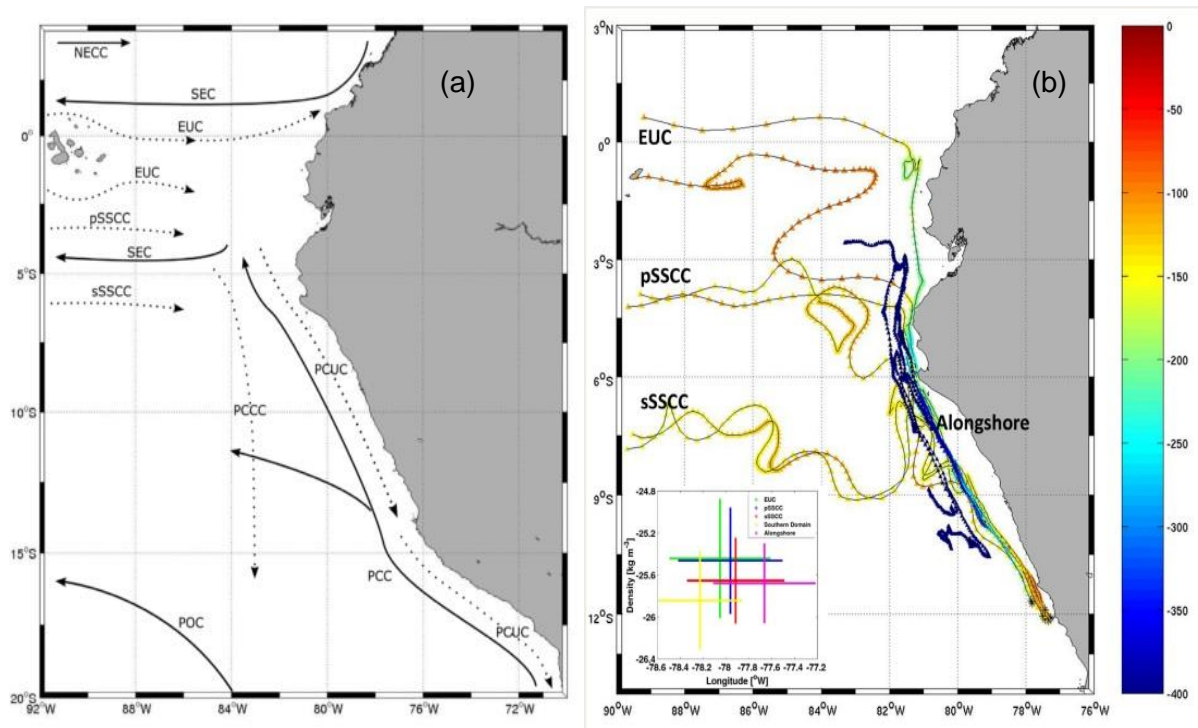


Figura 1.3: (a) Esquema de circulación del Pacífico Tropical Este (Montes et al. 2010), las líneas sólidas indican las corrientes superficiales (NECC: Contracorriente Nor-Ecuatorial; SEC: Corriente Ecuatorial Sur; PCC: Corriente Costera Peruana; POC: Corriente Oceánica Peruana), y las líneas punteadas indican las corrientes subsuperficiales (EUC: Corriente Subsuperficial Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur Primaria; sSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur Secundaria; PCUC: Contracorriente Subsuperficial Perú Chile ; y PCCC: Contracorriente Perú Chile) (b) Caminos de las fuentes de alimentación de la corriente subsuperficial Perú Chile (PCUC), la barra de colores indica la profundidad en metros de cada fuente de alimentación de la PCUC (Montes et al., 2010).

Otros procesos dinámicos desarrollados frente a la costa peruana e influenciados por la acción del viento, en superficie, vienen a ser los remolinos de mesoescala¹ (Xu et al.,

¹ Mesoescala: procesos que tienen una escala horizontal típica de 10km a 100km.

2016). Estos mecanismos son principalmente generados por inestabilidades o cizalladuras entre las corrientes costeras o fallas en la topografía (Chaigneau and Pizarro, 2005b; Chaigneau et al., 2011; Colas et al., 2012). Los remolinos de mesoescala en el océano transfieren grandes cantidades de calor, masa y energía así como propiedades biogeoquímicas desde la costa hacia costa afuera (Chaigneau et al., 2008; Echevin et al., 2012), ayudando en los procesos de mezcla (Colas et al., 2012). De acuerdo al tipo de giro, estos remolinos pueden ser ciclónicos (horarios) y anticiclónicos (antihorarios). Los remolinos de tipo anticiclónicos pueden atrapar agua dentro de ellos provocando convergencia del fluido, mientras que los remolinos de tipo ciclónico provocan una divergencia del fluido (Bakun et al., 2015; Brown et al., 1989; Stewart, 2008). En la costa peruana se identifica la parte sur como área de mayor turbulencia y generación de remolinos, los cuales se transportan y crecen costa afuera (Chaigneau and Pizarro, 2005a; Chaigneau et al., 2008; Chaigneau, Dominguez, Eldin, Vasquez, et al., 2013; Penven et al., 2005) con energía cinética $>100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ (Fig. 1.4; Chaigneau et al., 2008; Colas et al., 2013; Penven et al., 2005; Zuta and Guillén, 1970).

Las características dinámicas detalladas previamente indican que la dinámica de la costa peruana es altamente influenciada por los vientos. Por tanto, un cambio en la intensidad del viento podría repercutir en los diferentes procesos oceanográficos que se desarrollan en la región normalmente. Bakun (1990) indicó que debido al incremento de gases de efecto invernadero, como el CO_2 , los gradientes de presiones atmosféricas entre la costa y costa afuera se incrementarían, intensificando los vientos a lo largo de la costa, y acelerando el proceso de afloramiento. Esta intensificación del afloramiento se reflejaría como un enfriamiento de la temperatura del mar en superficie (Bakun, 1990; Bakun et al., 2015; Sydeman et al., 2014). Por otro lado, Goubanova et al. (2011) y Steiner and Sou (2015) hicieron uso de modelos numéricos bajo diferentes niveles de concentración de CO_2 para simular escenarios futuros de cambio climático, indicando que la estacionalidad y el esfuerzo del viento se debilitará, implicando un menor afloramiento y calentamiento local de la temperatura del mar.

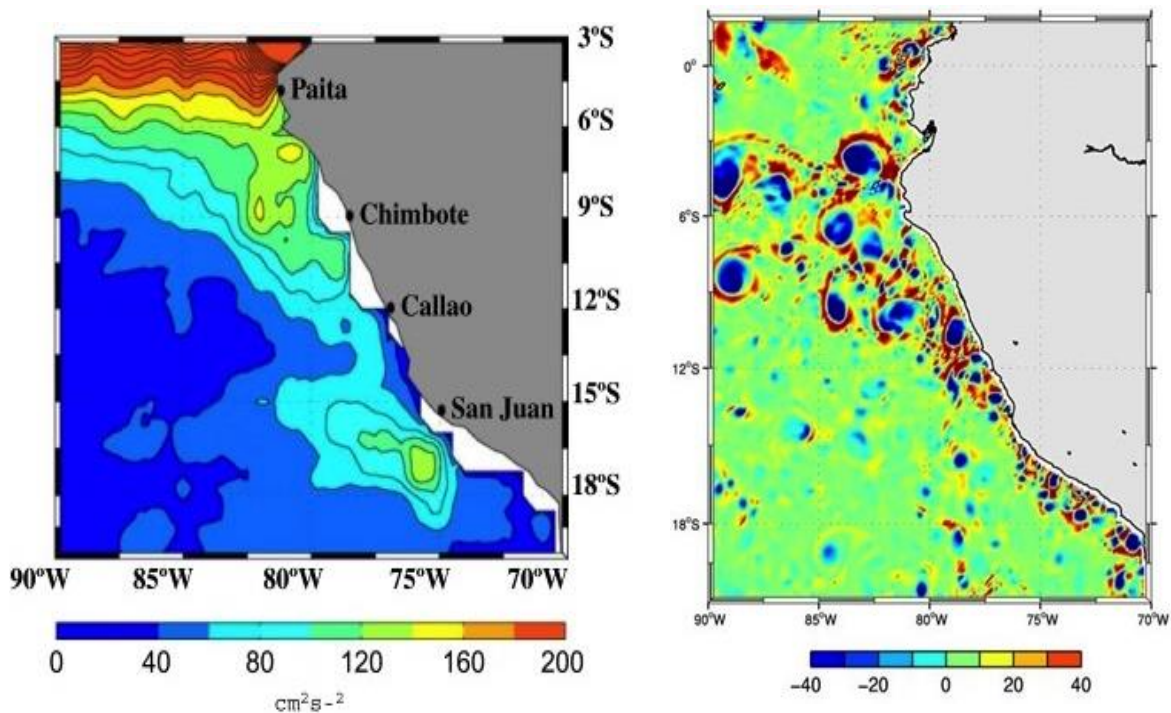


Figura 1.4: (Izquierda) Distribución espacial del promedio anual de la Energía Cinética del Remolino (EKE) en $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (Chaigneau et al. 2008). (Derecha) Parámetro que representa la deformación (valores positivos) y vorticidad (valores negativos) de un fluido, conocido como Parámetro Okubo Weiss [10-12 s⁻²] durante, el 21 de Junio a los 20m de profundidad del octavo año modelado usando el modelo ROMS (Penven et al., 2005).

La presente tesis plantea identificar los cambios observados en la dinámica oceánica debido a cambios en la intensidad del esfuerzo del viento. Para ello se desarrollan y analizan tres escenarios numéricos basados en un experimento climatológico desarrollado para el Pacífico Tropical Este (RSoda), que consiste en modificar el esfuerzo del viento utilizado en RSoda para debilitarlo (Experimento llamado Rsoda_Qmin), intensificarlo (Experimento llamado Rsoda_Qmax) o multiplicarlo (Experimento llamado RSoda_Q5). Los cambios en el esfuerzo de vientos son seleccionados siguiendo las hipótesis de intensificación y debilitamiento de vientos, planteada por Bakun (1990), Goubanova et al. (2011) y Steiner and Sou (2015), detalladas previamente.

Cabe señalar que los experimentos numéricos son generados utilizando el modelo numérico del océano de alta resolución llamado ROMS (ver capítulo 3) que ha sido validado para el Pacífico Tropical Este (e.g. Montes et al. 2014) y que ha sido

ampliamente usado para estudiar y entender la dinámica del océano frente a la costa peruana (e.g., Penven et al. 2005). Como resultado se analizan los datos de salida, también conocidos como datos numéricos, provenientes de las simulaciones, donde se estudia el comportamiento anual² de las variables oceanográficas (tales como la temperatura, salinidad y campo de corrientes) en diferentes secciones verticales y horizontales de la columna de agua. Además, se analizan los cambios asociados a la actividad de mesoescala en cada simulación numérica (ver capítulo 4).

1.2 Justificación

Como se expuso anteriormente (Sec. 1.1), el viento es el principal responsable de mantener las características dinámicas desarrolladas frente a la costa peruana que da como resultados, por ejemplo, el proceso de afloramiento costero. Por tanto, el cambio en la intensidad del esfuerzo del viento podría modificar los diferentes procesos oceanográficos que se desarrollan normalmente. Esta tesis plantea hacer un análisis de sensibilidad asociado a la variación del esfuerzo de los vientos, para responder a las siguientes preguntas:

- ¿Cuáles serían los cambios que experimentarían la temperatura, salinidad y corrientes debido a la intensificación o debilitamiento del esfuerzo de los vientos?
- ¿Existen cambios sobre la actividad de los remolinos debido a la intensificación o debilitamiento del esfuerzo de los vientos?

1.3 Objetivo General

Identificar los cambios observados en la dinámica oceánica debido a cambios en la intensidad del esfuerzo del viento haciendo uso de datos numéricos provenientes de un modelo numérico oceanográfico de alta resolución.

² Año climatológico: año representativo calculado como el promedio de muchos años que describe el comportamiento anual típico de una variable.

1.4 Objetivos Específicos

- 1.4.1 Realizar tres experimentos numéricos usando el modelo numérico ROMS donde, la primera y segunda simulación emplea valores del esfuerzo del viento constante espacial y temporalmente de 0.0095 N.m^{-2} (Rsoda_Qmin) y de 0.0620 N.m^{-2} (Rsoda_Qmax), respectivamente. Mientras que, en la tercera simulación (RSoda_Q5) el esfuerzo del viento utilizado es 5 veces el escenario control.
- 1.4.2 Identificar y cuantificar las variaciones observadas en variables oceanográficas de temperatura, salinidad y campos de velocidades en las tres simulaciones realizadas.
- 1.4.3 Identificar y cuantificar los cambios asociados a la actividad de los remolinos en los tres escenarios de simulación.

1.5 Área de Estudio

El área de interés para esta tesis se ubica en el Pacífico Tropical Este, en el borde oriental de América del Sur frente a la costa; específicamente es el área comprendida entre los 6°S y 15°S y los 75°W y 85°W . Esta área fue seleccionada debido a que se localizan los principales centros de afloramiento costero (Graco et al., 2007; Gutiérrez et al., 2011) y presenta alta incidencia de remolinos de mesoescala (Capet et al., 2008; Chaigneau et al., 2008, 2011; Colas et al., 2013) como se menciona en la Sec. 1.1.

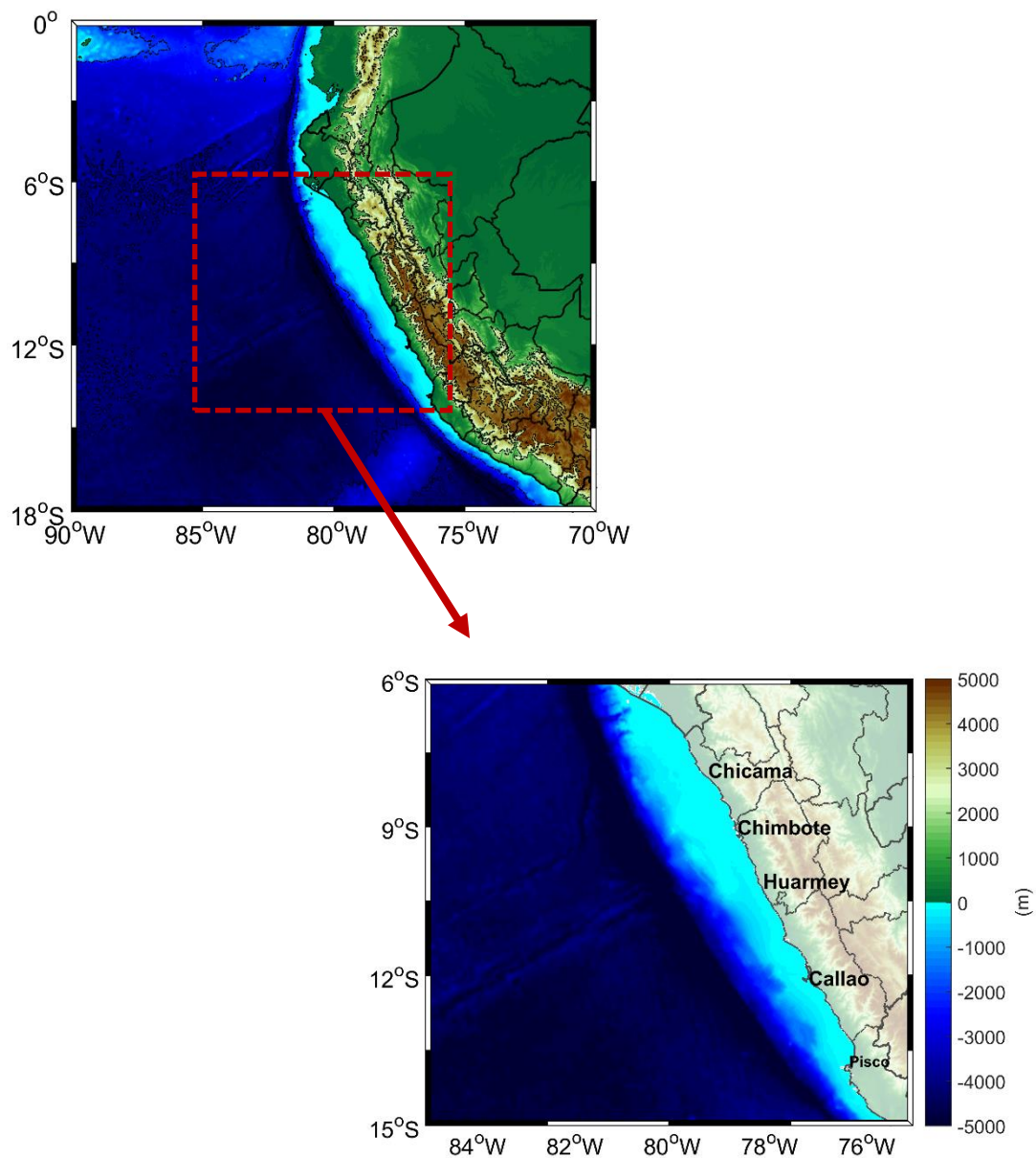


Figura 1.5: Mapa horizontal de la topografía utilizada para las simulaciones, data extraída de ETOPO2 (Earth topography, two-minute gridded global relief for both ocean and land). En la cual se indica con un recuadro rojo el área de interés para esta tesis (6° a 15°S, 75° a 85°W).

CAPITULO 2: FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 Fundamentos Básicos de la dinámica oceánica

La dinámica oceánica se describe de manera general como el movimiento del agua de mar a gran o pequeña escala, debido a fuerzas externas o internas. Entre las más importantes en oceanografía física tenemos: fuerza de gravedad, fuerza de fricción y fuerza de Coriolis. La fuerza de gravedad (fuerza dominante), capaz de producir mareas, corrientes de marea y mezcla de mareas en el interior del océano (Pond y Pikard, 1978; Stewart, 2008b). La fuerza de fricción en el océano viene a ser la fuerza que transfiere o se opone al movimiento que existe entre parcelas de agua o parcelas de agua. La fuerza de Coriolis, denominada seudofuerza³, es la resultante del movimiento de un objeto en un sistema coordenado rotativo fijado, considerando a la tierra como el sistema coordenado rotativo (Pond y Pikard, 1978; Stewart, 2008b).

Matemáticamente, la dinámica oceánica se deriva fundamentalmente a partir de la Segunda Ley de Newton (“La aceleración de una masa en el tiempo es igual a la suma de fuerzas”), interpretándose en el caso de los fluidos como: “la velocidad de un volumen en el tiempo es igual a la suma de todas las fuerzas que se ejercen sobre este” (Cushman and Beckers, 2008). Considerando la densidad y volumen del fluido se llega a balancear la ecuación de la segunda ley de Newton ($\sum \vec{F} = m \cdot \vec{a}$) en una ecuación conocida específicamente como la “**Ecuación de Movimiento**”:

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} + 2\Omega \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g + F_r \quad (2.1)$$

Donde los factores que esta ecuación considera son: La aceleración generada por la fuerza de Coriolis ($2\Omega \times \mathbf{u}$), el balance del movimiento del volumen elemental de la masa ($\frac{1}{\rho} \nabla p$), la gravedad (g) y la fuerza de fricción (F_r). Considerando en estos factores

³ Seudofuerza: Fuerza ficticia percibida por un observador estacionario respecto a un sistema de referencia no inercial cuando analiza su sistema como si fuese un sistema de referencia inercial.

a: “ u ” como el vector velocidad de la partícula, “ Ω ” como la velocidad angular de la Tierra, “ p ” como la presión y “ ρ ” como la densidad del fluido.

De la ecuación (2.1) se tiene como resultado las ecuaciones conocidas como “**Ecuaciones de Movimiento**” en coordenadas cartesianas y con sus respectivas velocidades “ u ” (zonal), “ v ” (meridional) y “ w ” (horizontal):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin\varphi + F_x \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin\varphi + F_y \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos\varphi - g + F_z \quad (2.4)$$

Dónde: F_x, F_y y F_z representan la fuerza de fricción en diferentes direcciones y “ φ ” viene a ser la latitud (Stewart, 2008a). La fuerza de fricción es la que actúa entre parcelas de agua o aire, el esfuerzo del viento es la fuerza de fricción debida al viento que sopla sobre la superficie del mar, transfiriendo impulso horizontal al mar y creando corrientes (Gill, 1982; Stewart, 2008a), y se describe de la siguiente forma:

$$F_x = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right]$$

$$F_y = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right]$$

$$F_z = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right]$$

Donde los términos ‘ τ ’ representan la cizalladura normales y cortantes debido a la fricción, en las diferentes direcciones zonal (x), meridional (y) y vertical (z). Cabe

señalar que la fuerza vertical puede ser despreciable dependiendo de la escala en la que se empleen las ecuaciones.

Además, para un fluido es necesario considerar la conservación de la masa a manera de evitar un desequilibrio entre la convergencia⁴ y divergencia⁵ del mismo. De esta manera para su análisis matemático se considera una caja cerrada de fluido con un volumen determinado (Fig. 2.1), indicando además un balance de masa dentro del volumen entre el fluido que ingresa y el fluido que sale, es decir:

$$\text{flujo en la caja} = \text{flujo de salida} - \text{flujo de ingreso} = 0$$

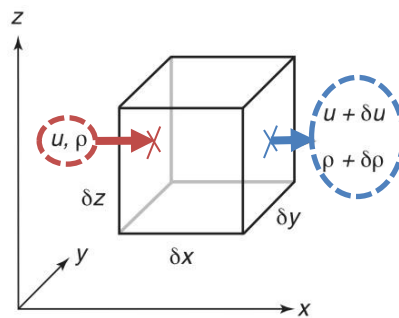


Figura 2.1: Representación de una caja cerrada de fluido con un volumen determinado, indicando el fluido de ingreso (flecha roja) y de salida (flecha azul) en un plano cartesiano (Stewart, 2008).

Al considerar este flujo en una dimensión (x), se tiene:

$$\left(\rho \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} \partial x \right) \partial x \partial y \partial z = 0, \partial x \rightarrow 0$$

$$\left(\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} \right) \partial x \partial y \partial z = 0$$

Ahora al expresar la velocidad 'u' en las tres dimensiones y considerar el balance de la densidad del fluido en el tiempo se tendrá:

⁴ Convergencia: unión en un punto de varias líneas o trayectorias.

⁵ Divergencia: alejamiento desde un punto de varias líneas o trayectorias.

$$\left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial x} \right) = 0$$

Esta última ecuación se considera la '**Ecuación de Continuidad**' para un fluido compresible (Cushman and Beckers, 2008; Stewart, 2008b), la cual se puede expresar de manera alternativa expandiéndola para las tres dimensiones, de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial x} + w \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \frac{\partial u}{\partial x} + \rho \frac{\partial v}{\partial x} + \rho \frac{\partial w}{\partial x} &= 0 \\ \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \quad (2.5)$$

Ahora, si bien las ecuaciones (2.2), (2.3), (2.4) y (2.5) logran representar el movimiento del océano en su forma básica, la descripción de un fluido no está completa a menos que exista una relación entre la densidad y la presión, esta relación es representada por la '**Ecuación de estado**'. Esta ecuación de estado nos indicará la naturaleza del fluido, y asumiendo que el océano es un fluido incompresible la densidad viene a ser una complicada función de presión, temperatura y salinidad (Cushman and Beckers, 2008; Pond y Pikard, 1978; Stewart, 2008a):

$$\rho = \rho_o [1 - \alpha(T - T_o) + \beta(S - S_o)] \quad (2.6)$$

Donde la 'T' es la temperatura en grados Celsius o kelvin, 'S' es la salinidad en partes por mil o también llamada PSU. Las constantes ' ρ_o , T_o y S_o ' vienen a ser valores referentes de: 1028 kg.m⁻³ para la densidad, 10°C para la temperatura y 35 PSU para la salinidad. Mientras que, ' α ' viene a ser el coeficiente de expansión térmico de 1.7x10⁻⁴ K⁻¹, y ' β ' viene a ser el coeficiente de contracción salina de 7.6x10⁻⁴ (Cushman and Beckers, 2008).

Desafortunadamente aún no se puede indicar que este conjunto de ecuaciones (2.2, 2.3, 2.4, 2.5 y 2.6) esta completa, ya que incluimos una nueva ecuación con nuevas variables de temperatura y salinidad. La ecuación que describe el comportamiento de la temperatura nace de la conservación de energía, es decir la primera ley de la termodinámica, la cual indica que: 'la energía interna ganada por unidad de masa es igual al calor que recibe menos el trabajo que realiza' (Cushman and Beckers, 2008; Stewart, 2008a). Considerando esto por unidad de masa y unidad de tiempo la ecuación de energía que gobierna la evolución de temperatura es (vease Stewart, 2008a):

$$\rho C_v \frac{dT}{dt} + p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = k_T \nabla^2 T \quad (2.7)$$

Donde 'Kt' viene a ser la conductividad térmica, 'Cv' es la capacidad calorífica en un volumen constante, y 'T' la temperatura absoluta, para el océano se considera $C_v = 3990 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Respecto a la evolución de la salinidad se describe de manera análoga de la siguiente forma (Cushman and Beckers, 2008):

$$\frac{dS}{dt} = k_s \nabla^2 S \quad (2.8)$$

Donde una simple parcela de agua conserva su contenido de sal, a excepción de la redistribución por difusión. El coeficiente 'Ks' viene a ser el coeficiente de difusión de sal, el cual juega un rol análogo al coeficiente de difusión de calor 'Kt'. De acuerdo con esto, se debe considerar además las variaciones por difusión o convección. La '**Ecuación de Convección-Difusión**' es una combinación de las ecuaciones de difusión y convección (advección) que describe los fenómenos físicos donde las partículas, la energía u otras cantidades físicas se transfieren dentro de un sistema físico debido a los procesos de difusión y convección (Stocker 2011), en general esta ecuación es:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \nabla \cdot (D\nabla c) - \nabla \cdot (\vec{v}c) + R \quad (2.9)$$

Donde 'c' es la variable de interés, 'D' es el coeficiente de difusividad, 'v' viene a ser la velocidad de movimiento, 'R' describe las fuentes o sumideros de la variable c. El primer término ' $\nabla \cdot (D\nabla c)$ ' describe la difusión, mientras que el segundo término ' $\nabla \cdot (\vec{v}c)$ ' describe la convección (Stocker 2011).

En resumen, se puede decir que las Ecuaciones de Movimiento (2.2, 2.3, 2.4), Ecuación de Continuidad (2.5), Ecuación de Estado (2.6) y además de las Ecuaciones de Temperatura y Salinidad (2.7 y 2.8), en principio pueden describir el movimiento del océano. Y de ello se espera que, con 7 incógnitas (u, v, w, p, ρ , T, S) y 7 ecuaciones, considerando además las condiciones de frontera⁶, este sistema tenga solución. Sin embargo, estas son ecuaciones diferenciales no lineales que son casi imposibles de resolver, inclusive para fluidos simples (Sin Fuerza de fricción) teniendo en consecuencia soluciones inexactas. Debido a ello para poder comprender el océano se buscan aproximaciones que ayudan a describir casos aislados de estas ecuaciones, simplificándolas y haciéndonos más comprensibles. Entre las aproximaciones se puede destacar la aproximación de Boussinesq y la aproximación hidrostática:

Aproximación de Boussinesq.

Si se considera, por ejemplo, la capa superficial del océano se observa que la densidad es casi constante en toda la superficie. Joseph Boussinesq (1842-1929) notó esto y planteó esta aproximación asumiendo que la densidad es constante, excepto cuando se multiplica por la gravedad para cálculos de presión, haciendo posible simplificar las ecuaciones de movimiento y continuidad. Para poder usar esta aproximación se debe considerar que:

⁶ Condiciones de frontera: Asume que no hay velocidad de un fluido a través de la frontera, asimismo no hay deslizamiento en una frontera sólida (Stewart, 2008b).

- La velocidad y perturbaciones de ondas deben ser menores a la velocidad de la luz (c).
- La escala vertical de movimiento debe ser pequeña comparada con ' c^2/g ' asegurando que la presión crece conforme la profundidad produciendo solo cambios pequeños en la densidad.

En conclusión, la aproximación de Boussinesq asegura que el océano es un flujo incompresible, es decir no hay mayor variación de densidad, lo cual simplifica de la siguiente manera la Ecuación de Continuidad para fluidos incompresibles:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.11)$$

Por tanto, asumiendo la aproximación de Boussinesq la ecuación (2.16) viene a ser la **Ecuación de Continuidad** para fluidos incompresibles (ejem. océano).

Aproximación Hidrostática.

Si se considera las ecuaciones de movimiento para describir el fondo del océano muy lejos de la costa, y se examina la influencia de los términos para valores típicos de distancia L , velocidad horizontal U , profundidad H , parámetro de Coriolis f , gravedad g , y densidad ρ , como:

$$L \approx 10^6 m; U \approx 10^{-1} m \cdot s^{-1}; H \approx 10^3 m; f \approx 10^{-4} s^{-1};$$

$$\rho \approx 1000 kg \cdot m^{-3}; g \approx 10 m \cdot s^{-2}$$

La ecuación de movimiento para la velocidad vertical sería:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos \alpha - g$$

$$\frac{W}{T} + \frac{UW}{L} + \frac{VW}{L} + \frac{W^2}{H} = -\frac{P}{\rho H} + fU - g$$

$$10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} = 10 + 10^{-5} - 10$$

Donde el único término importante para este balance vertical es:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.12)$$

Al cual se le conoce como balance hidrostático.

2.2 Modelado Numérico

En principio el modelado numérico viene a ser la representación matemática de un sistema de ecuaciones que se logran traducir a un lenguaje computacional, mediante diferentes métodos numéricos (por ejemplo: diferencias finitas), formando una grilla de datos numéricos con resolución espacio – temporal (Fig. 2.2).

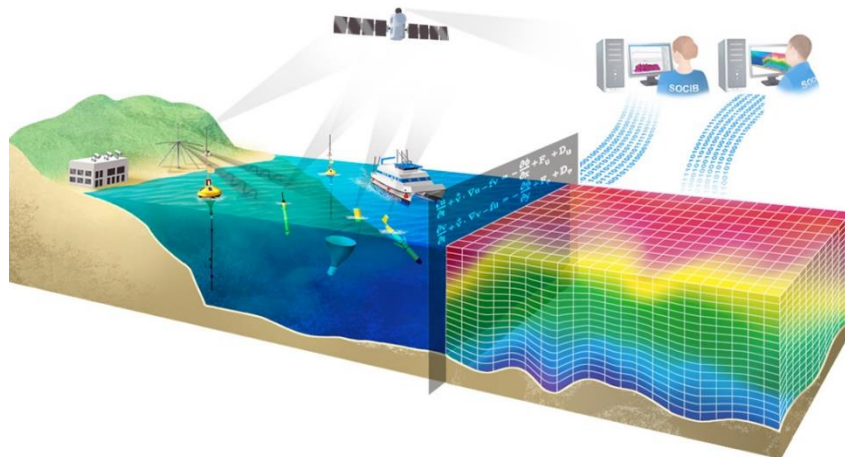


Figura 2.2: (Izquierda) Esquema ilustrativo del sistema de observación y (Derecha) su representación para el modelado numérico del océano (<http://www.medcliv.es/es/instrumentos/modelado-y-prediccion/>).

El modelado numérico del océano pretende solucionar las ecuaciones que determinan el movimiento del océano descritas en la sección 2.1 (Ecuación de Movimiento 2.1, Ecuación de Continuidad 2.5, Ecuación de Estado 2.6 y las Ecuaciones de Temperatura y Salinidad 2.7 y 2.8), en su forma básica. Para ello considera las diferentes aproximaciones (ejemplo: Hidrostática y Boussinesq), además de las condiciones de frontera (ejemplo: la batimetría y línea de costa) y forzantes (ejemplo: esfuerzo de vientos, flujo de aguas frescas y cálidas) con condiciones iniciales, llegando a ser un sistema de ecuaciones bastante complejos (Cushman and Beckers, 2008; Stewart, 2008b).

Actualmente los modelos numéricos de simulación oceánica son capaces de reproducir la dinámica oceánica de superficie a fondo usando diferente distribución espacial y temporal. Una de las mayores ventajas de la simulación oceanográfica es la cantidad de datos numéricos que se obtienen, ayudando a comprender y analizar la dinámica oceánica de superficie a fondo a diferentes escalas. Otra gran ventaja es la posibilidad de tener una visión del comportamiento del océano bajo diferentes condiciones, pudiendo así predecir matemáticamente su comportamiento. Cabe resaltar que, si bien el modelado permite estudiar la dinámica oceánica, son necesarios los datos reales que lo alimentarán para el cálculo numérico, así como los datos para poder verificar si los resultados del modelado son aceptables.

Para esta tesis se hace uso del modelo oceánico de simulación regional "ROMS" (Regional Ocean Modeling System), este modelo expresa la dinámica del océano de superficie a fondo, resolviendo las ecuaciones primitivas que lo describen (Ec. de movimiento, Ec. de continuidad, Ec. de Temperatura y salinidad) basadas en la aproximación de Boussinesq y el balance hidrostático (Marchesiello et al., 2001; Shchepetkin and McWilliams, 2003).

2.3 Definiciones y conceptos importantes

Para el desarrollo de la presente tesis se considera importante la definición de la actividad de remolinos y el mecanismo de Ekman.

2.3.1. Actividad de los Remolinos

Los vórtices o remolinos generalmente se forman por inestabilidades en las corrientes, las cuales pueden ser producidas por la fricción (también conocido como cizalladura) o por efectos de la topografía (Cushman and Beckers, 2008; Gómez et al., 2008). Superficialmente, estos remolinos han sido evidenciados a través de datos satelitales, sin embargo, también se localizan debajo de la superficie (e.g., Chaigneau et al, 2008; Colas et al, 2012).

Los remolinos de mesoescala logran desplazarse desde su lugar de origen hasta lugares remotos, transportando energía y características de su medio (Chaigneau et al., 2008; Colas et al., 2012; Xu et al., 2016). De acuerdo al hemisferio donde se encuentren, estos remolinos poseen características de giro diferente. En el hemisferio Sur, los remolinos de giro antihorario son denominados anticiclónicos, mientras que los remolinos de giro horario son denominados ciclónicos (Fig. 2.3). Los remolinos anticiclónicos se caracterizan por presentar una elevación en su centro lo cual provoca un hundimiento del agua (es decir, una convergencia del fluido). Mientras que, los remolinos ciclónicos presentan un hundimiento en su centro provocando una elevación del agua (es decir, una divergencia del fluido).

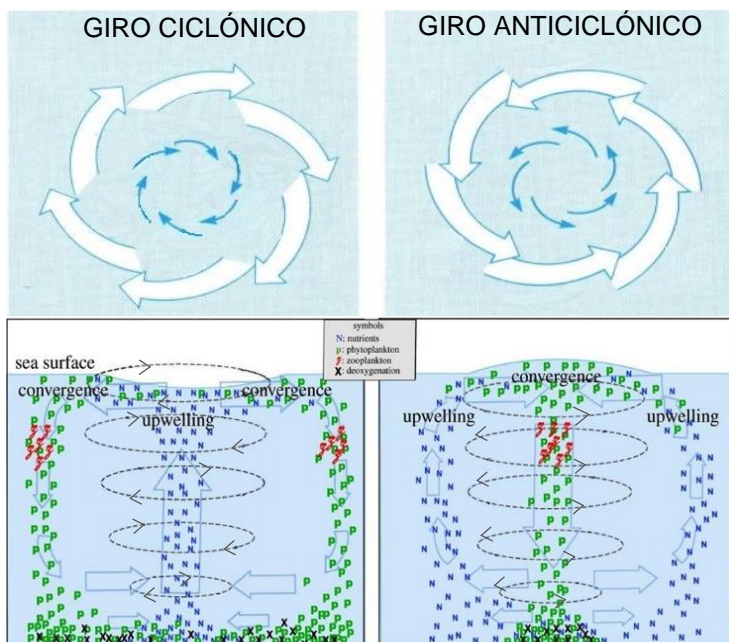


Figura 2.3: Representación de los tipos de giro de remolinos y sus efectos en la columna de agua para el hemisferio Sur. En la parte superior se indica el tipo de giro de los remolinos, y en la parte inferior los efectos en la columna de agua para cada tipo de giro. 'N' indica los nutrientes, 'P' indica fitoplancton, 'Z' indica zooplancton y 'X' indica desoxigenación. (Brown et al. 1989; Bakun et al. 2017)

El tamaño de los remolinos de mesoescala puede variar desde su formación hasta su decaimiento. Generalmente estos remolinos se forman como estructuras circulares pequeñas y crecen incrementando su vorticidad y energía (Gómez et al., 2008; Sosa, 2011). La vorticidad y deformación de los remolinos pueden ser calculados matemáticamente. Su vorticidad se logra calcular con la ayuda del rotacional del campo de velocidad (Pond y Pikard, 1978; Stewart, 2008b).

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \cong \text{curl}_z \mathbf{V} \quad (2.13)$$

Donde 'u' representa la velocidad de corriente en dirección zonal y 'v' representa la velocidad de corriente en dirección meridional. Mientras que la deformación, por otro lado, puede ser calculada con la ayuda del parámetro de Okubo Weiss. Este parámetro representa la deformación (valores positivos) y vorticidad (valores negativos) de un fluido según la siguiente ecuación (Penven et al., 2005):

$$\lambda = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 - \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \quad (2.14)$$

Donde 'λ' viene a ser el parámetro Okubo Weiss, y 'x' e 'y' representan el plano cartesiano en donde se evalúan estas corrientes. Los dos primeros términos de la ecuación representan la deformación del fluido, mientras que el último término representa la vorticidad del fluido (Penven et al., 2005).

Un indicador a gran escala de la actividad de mesoescala viene a ser la energía cinética de remolino más conocida como 'EKE', esta energía viene a ser la cantidad de energía asociada a la turbulencia. Debido a que la energía cinética representa la energía de movimiento, y en el océano este movimiento es regido por las corrientes, la EKE estará regida por las perturbaciones de las corrientes y se calculará de la siguiente manera (Chaigneau and Pizarro, 2005a; Colas et al., 2012):

$$EKE = \frac{1}{2} \overline{(U'^2 + V'^2)} \quad (2.15)$$

Donde 'U' y 'V' representan las velocidades de corrientes zonal y meridional, y el apóstrofe (') representa la fluctuación de estas velocidades sin considerar su promedio de la siguiente manera:

$$U' = U - \bar{U}$$

$$V' = V - \bar{V}$$

Donde \bar{U} y \bar{V} vienen a ser los promedios de las velocidades de corriente zonal y meridional respectivamente.

Así mismo debido a sus características los remolinos de mesoescala pueden ser identificados a través de diferentes métodos. Entre ellos destacan el método geométrico y el método físico (Chaigneau et al., 2008; Yi et al., 2014). El método geométrico se basa en la identificación de una estructura circular a partir de las trayectorias de corriente, las cuales se calculan con la función de corriente (Barchelor 1967):

$$\varphi = \int_{P1}^{P2} udy - vdx \quad (2.16)$$

Donde P1 y P2 representan el inicio y final de las corrientes. Por otro lado, el método físico utiliza las características propias del remolino, como: vorticidad, deformación y anomalía del nivel del mar para su identificación.

2.3.2. Mecanismo de Ekman.

El mecanismo de Ekman se desarrolla por acción del esfuerzo de vientos en la superficie del océano. Para ello se evalúan las ecuaciones de movimiento para el océano considerando un flujo horizontal, constante y homogéneo con fuerzas de fricción

en un sistema giratorio (como el planeta tierra), lo cual deja un balance entre la fuerza de fricción y la fuerza de coriolis (Brown et al., 1989; Stewart, 2008a).

Como resultado se describe un mecanismo en el cual la dirección de las velocidades de corriente en la superficie se producen 45° hacia la izquierda (derecha) de la dirección del viento en el hemisferio Sur (Norte) (Fig. 2.4). Este movimiento producido por la acción del viento decae exponencialmente con respecto a la profundidad, debido a la fuerza de fricción entre parcelas de agua y los vectores de velocidad. A su vez, los vectores de velocidad generan un patrón conocido como el Espiral de Ekman (Fig. 2.4), el cual actúa hasta cierta profundidad, esta profundidad hasta la cual actúan estas fuerzas de fricción entre parcelas es conocida como la Capa de Ekman (Brown et al., 1989; Cushman and Beckers, 2008; Stewart, 2008a). Y, en consecuencia, el movimiento de esta capa de Ekman genera un transporte de masa, conocida como el Transporte de Ekman, el cual cuenta con dos componentes, zonal y meridional, dependientes a su vez de las componentes de la forzante de viento.

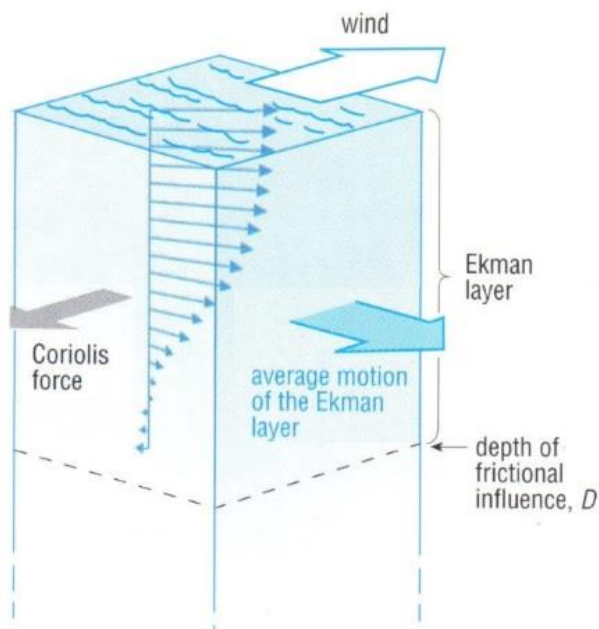


Figura 2.4: Representación esquemática del patrón de corrientes del espiral de Ekman en condiciones ideales. Las flechas sólidas representan la dirección y velocidad de la corriente generada por acción del esfuerzo del viento. (Brown et al. 1989).

El bombeo de Ekman, por otro lado, no mantiene una relación cuasi-lineal con el esfuerzo de viento (Aparco, 2016). Este bombeo ocurre debido a la variabilidad espacial del transporte de Ekman, la cual produce una convergencia o divergencia del fluido en

la capa superficial del océano (Kessler, 2006). Por tanto, el bombeo de Ekman es interpretado como una velocidad vertical en la capa superficial del océano.

A partir de la teoría de Ekman se puede calcular el Transporte de Ekman, la Profundidad de la capa de Ekman y el Bombeo de Ekman, donde:

El Transporte de Ekman: dependerá únicamente de los esfuerzos de viento, desde la superficie hasta la profundidad en la que el viento genera una acción. Entendiendo que esta capa tendrá una velocidad tanto zonal como meridional dependiente de los esfuerzos de viento, de acuerdo a las siguientes ecuaciones (para mas detalles ver: Aparco 2016, Cushman and Beckers, 2008; Kessler, 2006):

$$U_E = \frac{\tau_Y}{f \cdot \rho} \quad (2.17)$$

$$V_E = \frac{-\tau_X}{f \cdot \rho} \quad (2.18)$$

Donde: U_E representa el transporte en dirección zonal y V_E representa el transporte en dirección meridional, ambos en m/s. Mientras que, " τ_Y " y " τ_X " son los forzantes de viento en dirección zonal y meridional respectivamente. ' f ' es la fuerza de coriolis y ' ρ ' es la densidad del fluido.

La Profundidad de la capa de Ekman: es considera la profundidad hasta donde la velocidad de corriente sea opuesta a la velocidad superficial, debido a que las corrientes de Ekman decaen exponencialmente con la profundidad a lo largo de toda la capa (Stewart, 2008a). Según la siguiente ecuación:

$$Dek = \frac{7.6}{\sqrt{\sin|\varphi|}} U_{10} \quad (2.19)$$

Donde ' Dek ' representa la profundidad de la Capa de Ekman en metros, ' φ ' es la latitud y ' U_{10} ' es la velocidad del viento a 10m sobre el mar.

El Bombeo de Ekman: es definido como el movimiento de las masas de agua de forma vertical, a consecuencia de la conservación de masa por divergencia o convergencia. Teniendo una velocidad vertical desde la base a la superficie de la capa de Ekman (Aparco, 2016; Kessler, 2006), según la siguiente ecuación:

$$P = \frac{Curl(\tau)}{f \cdot \rho} \quad (2.20)$$

Donde 'P' representa la velocidad vertical, resultado de la convergencia o divergencia del transporte en m/d, ' τ ' es el forzante de viento, y el $Curl(\tau)$ es la rotacional del forzante viento dada por:

$$Curl(\tau) = \frac{\partial \tau_Y}{\partial X} - \frac{\partial \tau_X}{\partial Y} \quad (2.21)$$

CAPITULO 3: METODOLOGÍA

En el presente capítulo describe los procedimientos considerados para el desarrollo de la tesis, que incluye el método para generar datos a través del modelado numérico (sección 3.1), las características de las simulaciones empleadas en esta tesis (sección 3.2) y los diagnósticos realizados a los datos numéricos de cada simulación (sección 3.3) que permiten alcanzar el objetivo general de esta tesis. Además, se incluye un manual general para usuario para generar nuevas simulaciones (ver anexos).

3.1 Proceso de Simulación estándar

El modelo usado para las simulaciones oceanográficas de esta tesis es el Modelo de Simulación Oceánica Regional 'ROMS' (Regional Ocean Modelling System). Este modelo expresa la dinámica del océano de superficie a fondo, ya que resuelve las ecuaciones primitivas (Ec. de movimiento, Ec. de continuidad, Ec. de Temperatura y salinidad) basadas en la aproximación de Boussinesq y el balance hidrostático (para una mejor descripción del modelo ver Marchesiello et al., 2001; Shchepetkin and McWilliams, 2004).

Con la ayuda del paquete de programas **Roms_Tools** desarrollado en **MatLab** por Penven et al. (2008) se realiza el preprocesamiento de los datos observados para generar archivos que pueda utilizar el modelo ROMS; es decir generar la grilla (o dominio de la simulación), las condiciones iniciales, forzantes y de frontera a partir de datos observados o datos de modelos de circulación general. Estos archivos son escritos en formato NetCDF. Una vez generados estos archivos NetCDF, el código del modelo ROMS (escrito en el lenguaje de programación científica FORTRAN) es compilado y corrido en un Sistema Computacional tipo cluster, un supercomputador o un computador que tenga fortran y librerías a fines. Una vez corrido el modelo, se generan archivos escritos en formato NetCDF que representan un mes climatológico donde las salidas son promedio cada 3 días (este periodo puede ser ajustado de acuerdo a la pregunta científica que se requiera resolver). Una vez generado todos los archivos de la simulación, también conocidos como datos numéricos, estos pueden ser analizados en cualquier software de procesamiento o visualización (por ejemplo: MatLAB, Ferret, Grads, etc); este proceso es conocido como post-procesamiento.

3.2 Configuraciones climatológicas empleadas en esta tesis.

La simulación oceanográfica utilizada para esta tesis proviene del modelo hidrodinámico ROMS ([Sec. 2.2](#)), específicamente de la simulación climatológica para el Pacífico Tropical Este desarrollado por Montes et al. (2010), denominada RSoda, que para el desarrollo de esta tesis será el experimento control. El dominio del modelo se extiende entre los 70°W hasta 90°W y los 4°N hasta 20°S, teniendo resolución horizontal de 1/9° (~12km) y 32 niveles verticales. La topografía del modelo se obtuvo a partir de los datos de ETOPO2 (Earth topography, two-minute gridded global relief for both ocean and land). Las condiciones de fronteras abiertas provienen de la climatología de datos del modelo global SODA (Simple Ocean Data Assimilation). Para los forzantes superficiales se utilizaron los flujos de calor y agua fresca de la climatología mensual de COADS (Comprehensive Ocean – Atmosfere Data Set) con 0.5° de resolución. Y como forzante superficial de esfuerzo del viento se utiliza una climatológico de la base de datos de QuikSCAT (Satélite Scatterometer Data) con resolución de 0.5°.

El modelo fue corrido por 9 años climatológicos partiendo del año 14 al año 22, donde los primeros 4 años son considerados como el *spin – up* y los siguientes 5 años son analizados. Los datos de salida son guardados cada 3 días en formato NetCDF.

A fin de alcanzar el objetivo general planteado en esta tesis, se realizaron 3 simulaciones climatológicas adicionales al escenario control, las cuales son similares al escenario de control, **RSoda**, excepto que las condiciones superficiales del esfuerzo de vientos para estos experimentos (**RSoda_Qmin**, **RSoda_Qmax**, **RSoda_Q5**) fue modificado (ver Tabla 3.1). Dichas modificaciones se realizaron haciendo uso del archivo original de datos del forzante superficial que contiene el esfuerzo de vientos zonal (τ_X) y meridional (τ_Y), extraídos del QuikSCAT (Fig. 3.1) de la siguiente manera:

1. Experimento Mínimo (**RSoda_Qmin**), que consiste en el debilitamiento del esfuerzo del viento: Para ello se utiliza el promedio anual máximo de ' T_X ' (-0.0023) y promedio anual mínimo de ' T_Y ' (0.0092) localizados en una franja ubicado entre la costa y 250km costa afuera. Dichos valores son utilizados para generar el nuevo archivo NetCDF que corresponde al forzante del viento, el cual fue homogenizado espacial y temporalmente con estos valores,

2. Experimento Máximo (**RSoda_Qmax**) que consiste en la intensificación del esfuerzo de viento: Para ello se utiliza el promedio anual mínimo de ' τ_x ' (-0.0344) y promedio anual máximo de ' τ_y ' (0.0516) localizados en una franja ubicada entre la costa y 250km costa afuera. Dichos valores, al igual que el experimento mínimo, son utilizados para generar el nuevo archivo NetCDF que corresponde al forzante del viento, el cual fue homogenizado espacial y temporalmente,
3. Experimento 5 veces más (**RSoda_Q5**), que consiste en una intensificación de vientos 5 veces más que el escenario de control (RSoda): Para ello se utiliza el ' τ_x ' y ' τ_y ' multiplicados por cinco. Dichos valores son utilizados para generar el nuevo archivo NetCDF que corresponde al forzante del viento.

Table 3.1: Condiciones de frontera y forzantes para cada escenario de simulación.

	Escenarios de Simulación			
	RSoda	RSoda_Qmin	RSoda_Qmax	RSoda_Q5
Condición de frontera batimétrica	ETOPO2	ETOPO2	ETOPO2	ETOPO2
Forzante de viento	QuickSCAT	$\tau_x = -0.0023$, $\tau_y = 0.0092$	$\tau_x = -0.0344$, $\tau_y = 0.0516$	5*QuickSCAT
Forzante de aguas frescas y cálidas	COADS	COADS	COADS	COADS
Forzante de fronteras abiertas	SODA	SODA	SODA	SODA

Al igual que el experimento control, RSoda, los tres experimentos previamente descritos (RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5) fueron corridos bajo condiciones climatológicas por 9 años, donde los primeros 4 años son considerados como el *spin-up* y los siguientes 5 años son analizados. Los datos de salida son guardados cada 3 días en formato NetCDF. Los experimentos fueron corridos haciendo uso del sistema computacional HPC-Linux-Cluster 'Cinnamon' del Instituto Geofísico del Perú. Con la ayuda del paquete *Roms_Tools* se realizaron los análisis de los archivos de salida.

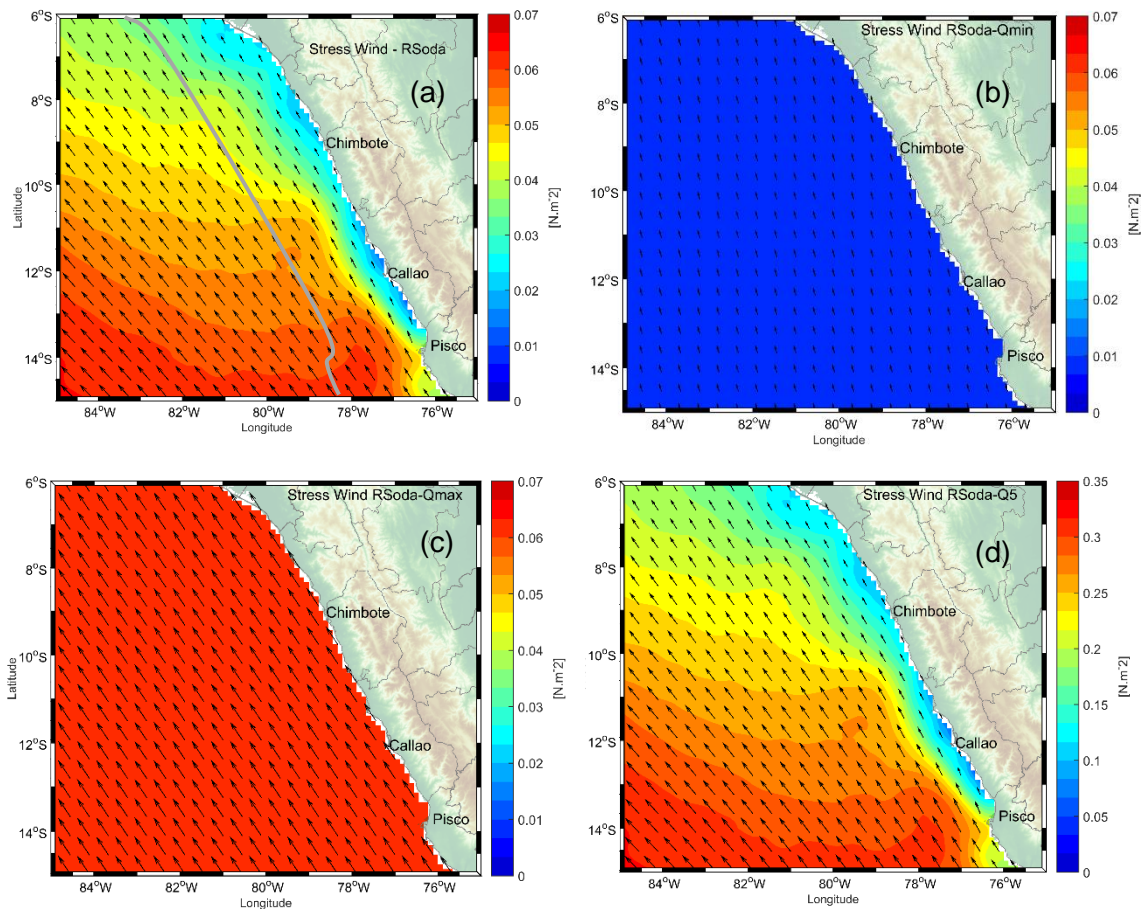


Figura 3.1: Promedio anual del esfuerzo de vientos en $N.m^2$ a partir de los datos de QuickSCAT, para (a)RSoda, (b)RSoda_Qmin, (c)RSoda_Qmax y (d)RSoda_Q5 en el área de interés (ver Sec. 1.5). La línea gris se ubica a ~250km costa afuera, paralela a la línea de costa. Las flechas muestran la dirección del esfuerzo de vientos.

3.3 Diagnósticos para el análisis de datos numéricos

Los archivos de salidas o datos numéricos generados por cada simulación (RSoda, RSoda_Q5, RSoda_Qmax y RSoda_Qmin) se analizan usando los siguientes diagnósticos:

3.3.1. Comportamiento Anual de Temperatura, Salinidad y campo de velocidades.

Para este análisis, primero se calculó el promedio anual de cada simulación utilizando los datos numéricos simulados del año 18 hasta el año 22. A partir del promedio anual

se elaboraron los mapas horizontales y verticales del área de interés de las variables oceanográficas físicas de Temperatura (°C), Salinidad (PSU) y campo de velocidades (Zonal y Meridional, m.s⁻¹).

3.3.2. Análisis del Mecanismo de Ekman.

Para este análisis se usan los datos en promedio anual del esfuerzo del viento (zonal y meridional -" τ_Y " y " τ_X ") extraídos del archivo de forzantes de cada experimento.

Este mecanismo describe tres procesos importantes (Ver. Sec. 2.4): el transporte de Ekman, la profundidad de la capa de Ekman y el Bombeo de Ekman. Para calcular el transporte de Ekman, profundidad de la capa de Ekman y bombeo de Ekman se hace uso de las ecuaciones 2.17, 2.18, 2.19 y 2.20, respectivamente. Adicionalmente, para calcular la profundidad de la capa de Ekman es necesario encontrar la relación entre la velocidad del viento y el esfuerzo de viento, para ello se hace uso de la siguiente ecuación (Stewart, 2008b):

$$\tau = \rho_{air} C_D U_{10}^2 \quad (3.1)$$

Donde " τ " representa el esfuerzo del viento, ' ρ_{air} ' viene a ser la densidad del aire 1.25 kg.m⁻³, ' C_D ' viene a ser el coeficiente de arrastre (2.6x10⁻³) y ' U_{10} ' es la velocidad del viento a 10m sobre el mar en promedio.

3.3.3. Análisis de la Actividad de Remolinos.

Para el análisis de la actividad de los remolinos primero se evalúa el promedio anual de la Energía Cinética de Remolino (EKE), y segundo se elabora un algoritmo de detección de remolinos, calculando además sus características.

Cálculo de la EKE

Debido a que la EKE es un indicador a gran escala de la actividad de mesoescala (Ver Sec. 2.3.1; Colas et al. 2012). Se calcula la EKE a partir de los datos numéricos promediados anualmente del año veintidós de la simulación, utilizando para el calculo las velocidades de corriente zonal y meridional en la ecuación (2.15).

Cálculo de la actividad de Remolinos

Debido a que la costa peruana viene a ser un área con alta incidencia de remolinos de mesoescala (Chaigneau and Pizarro, 2005b; Chaigneau et al., 2008; Colas et al., 2012; Penven et al., 2005). Como segundo punto de este análisis, es necesario cuantificar y describir los remolinos que se presentan en los experimentos planteados. Para ello se elaboró un algoritmo de detección de remolinos, que además calcula las características de los remolinos detectados. Este algoritmo considera los datos numéricos de las variables en superficie, correspondientes al año veintidós de las simulaciones con resolución temporal de cada tres días.

El algoritmo se elaboró con base en la unión dos metodologías de identificación de remolinos, geométrica y física, de manera similar a la metodología usada por Yi et al. (2014).

La metodología de detección física es descrita por Penven et al. (2005) y Yi et al. (2014) y considera las características y efectos de los remolinos, descritos en la Sec. 2.3.1, usando para su detección las variables oceanográficas: Anomalía del nivel del Mar (SLA), parámetro de Okubo Weiss (ecuación 2.14) y Vorticidad (ecuación 2.13) del campo de velocidades de corrientes (zonal - U y meridional - V). La mayor desventaja de este método de detección viene a ser la sobreestimación de cantidad de remolinos, presentando una mayor cantidad de remolinos detectados (Chaigneau et al., 2008).

La metodología de detección geométrica o Winding Angle es descrita por Chaigneau et al. (2008) y considera la definición de un vórtice dada por Robinson (1991): *“Existe un vórtice o remolino cuando las líneas de corriente instantáneas asignadas a un plano normal presentan un patrón aproximadamente circular o espiral asignado al núcleo del vórtice (...)”*. Esta definición sugiere el uso de la función de corriente, la cual representa las trayectorias de las partículas en un flujo constante caracterizando la estructura circular de un remolino, para ello emplea las variables de velocidad de corriente zonal y meridional (ecuación 2.16). La mayor desventaja de este método viene a ser el conteo de los remolinos que presentan multinúcleos, pudiendo tener subestimación de cantidad de remolinos detectados (Yi et al., 2014).

Ambas metodologías se unen con el objetivo de considerar las características físicas y geométricas de los remolinos, además de eliminar los errores que ambas metodologías presentan por separado. El algoritmo se nombró ‘EddyFG’ y fue elaborado en el software MatLAB, y presenta la siguiente secuencia:

- 1° **Preparación de variables.** Se extraen las variables independientes de: nivel del mar - Z, velocidad zonal – U y velocidad meridional – V. Se calculan las variables dependientes: Parámetro Okubo Weiss (OW) y Vorticidad.
- 2° **Extracción del área de interés.** Se extrae el área de interés (6°S- 15°S y 75°W – 85°W) al conjunto de datos numéricos correspondientes a las variables obtenidas en el paso anterior.
- 3° **Obtención de anomalías.** Debido a que los remolinos representan la turbulencia del océano (Colas et al., 2012; Stewart, 2008b) se calculan las anomalías del campo de velocidades (U' y V') ver Sec. 2.3.1. También se calcula la anomalía del nivel del mar (SLA) usando la siguiente ecuación:

$$SLA = Z' = Z - \bar{Z} \quad (3.1)$$

Donde ‘Z’ representa el nivel del mar y ‘ \bar{Z} ’ representa el promedio anual de esta variable.

- 4° **Detección de centros.** Debido a los efectos de los remolinos los centros de estos se pueden identificar con la ayuda de la variación de las variables: SLA, Vorticidad y campo de velocidades (sec. 2.3.1). Por lo cual se hallan los centros de variación para cada variable.

Para las variables de SLA y Vorticidad se identifican valores positivos y negativos que varían de manera radial, identificando como centros al mayor o menor valor dentro de estas variaciones (ver esquema Fig. 3.2a). Mientras que, para el campo de velocidades se consideran las perturbaciones de las velocidades de corrientes zonal y meridional (U' y V'), y se identifican como centros a los valores que contengan un cambio de dirección tanto zonal como meridional (ver esquema Fig. 3.2b).

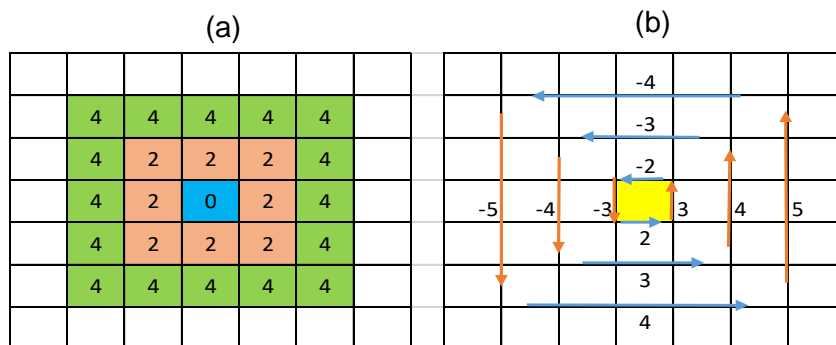


Figura 3.2: Representación gráfica de la selección de centros para las variables de (a) SLA y Vorticidad y (b) campo de velocidades. Los recuadros celeste y amarillo representan el centro de los remolinos, mientras que las flechas azules y rojas representan las velocidades de corriente zonal y meridional.

5° **Unión de Centros.** Cada variable cuenta con un conjunto de centros detectados del paso anterior, la coincidencia o proximidad de estos centros de variación es asumido como centro de unión. En consecuencia, este centro de unión considera las variaciones físicas del remolino (ver esquema Fig. 3.3), armando finalmente una nueva grilla de datos con los centros detectados.

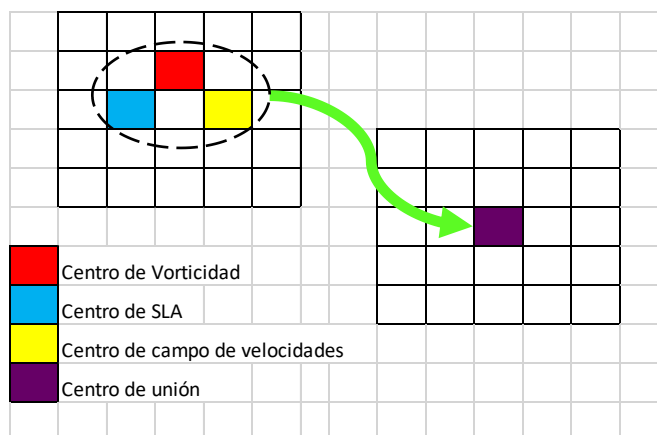


Figura 3.3: Esquema representativo de unión de centros.

6° **Unión de Centro con el parámetro Okubo Weiss.** Debido a que el parámetro Okubo Weiss con signo negativo indica un área de vorticidad (Sec. 2.6.2; Penven et al. 2005), se asume que: ‘Si dentro de esta área negativa del parámetro OW se

ubican los centros encontrados anteriormente, este centro se indica como centro de remolino’.

Los centros de remolino encontrados hasta el paso 6° poseen las características físicas de: vorticidad, SLA y parámetro Okubo Weiss, por lo que son considerados estos centros como remolinos detectados con el método físico (Penven et al., 2005; Yi et al., 2014). A continuación, el algoritmo identifica los remolinos usando el método geométrico.

7° **Cálculo de la función de corriente.** Con la ayuda de la función `get_streamfunc.m` definida en RomsTools (Penven et al., 2008) se calcula la función de corriente, considerando las anomalías del campo de velocidad obtenidas en el punto 3°. El resultado viene a ser la función de corriente (camino de las corrientes) a partir de las anomalías de las velocidades de corriente.

8° **Detección de contornos cerrados.** Debido a que se considera un remolino a aquel camino de corriente con un contorno cerrado (método geométrico Winding Angle - WA; Chaigneau et al. (2008)), se extraen los contornos cerrados y se filtran los contornos cerrados más grandes a los cuales definiremos como contornos de los remolinos.

El mayor inconveniente al momento de elegir los contornos cerrados más grandes viene a ser la selección de bordes compuestos (Fig. 3.4), debido a los multinúcleos y la deformidad de los contornos cerrados. Por lo cual, se eligen solo a los contornos cerrados con menor deformidad, es decir, que presenten forma semicircular. Indicando a estos contornos cerrados mayores y con menor deformidad como remolinos detectados.

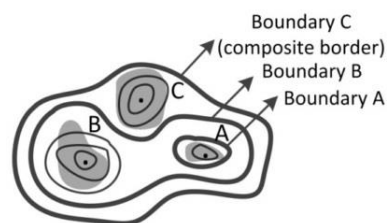


Figura 3.4: Esquema representativo de bordes compuestos de remolinos (Yi et al., 2014)

9° **Unión de centros físicos y contornos cerrados.** Para indicar la unión de ambos métodos de detección de remolinos se asume que: “Si uno o más centros físicos detectados en el paso 6° se encuentran encerrados por un contorno cerrado calculado en el paso 8°, este contorno cerrado vendrá a ser un remolino detectado usando ambas metodologías” (ejem. Fig. 3.5). Y, finalmente, se tendrá un conjunto de contornos como remolinos detectados, para cada paso de tiempo.

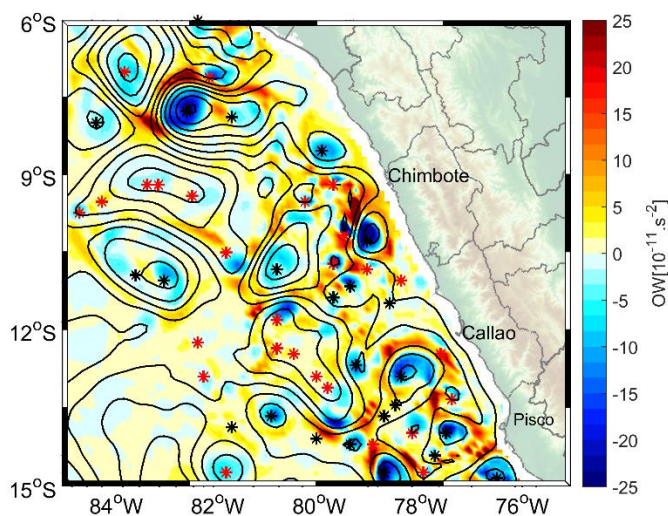


Figura 3.5: Ejemplo de unión de ambas metodologías de detección de remolinos. La distribución de colores representa el parámetro Okubo Weiss [$10^{-11} s^{-2}$]. Los asteriscos rojos y negros representan los centros de remolinos detectados con el método físico. Mientras que los contornos representan la función de corriente, considerando a los contornos cerrados como remolinos.

Una vez identificados los remolinos se busca hallar sus características. Siguiendo la metodología de Chaigneau et al. (2008b), se calcula el: Radio aparente del remolino (RE), Área aparente del remolino (AE), Amplitud, Intensidad de remolino (EI) correspondiente a la EKE e Índice de Actividad de Remolino (EAI). Para el cálculo de estas características el inconveniente viene a ser la resolución de los datos, y en vista que la resolución con la que trabajamos viene a ser $1/9^\circ$ ($\sim 12\text{km}$) no se considerarán los remolinos con áreas menores a esta resolución.

10° **Cálculo del Radio y área aparente de los remolinos de mesoescala.** Haciendo uso de las coordenadas de contornos calculados en el paso 9°, se calcula el radio

aparente (RE), y a partir de este radio (RE) se calcula el área aparente de los remolinos (AE) haciendo uso de la siguiente ecuación:

$$AE = RE^2 \cdot \pi \quad (3.2)$$

11° **Amplitud de los remolinos.** Las amplitudes de los remolinos dependen de la anomalía del nivel del mar (SLA), esta amplitud viene a ser la diferencia entre la SLA en el contorno del remolino y la SLA en el centro del remolino, para calcularla se hace uso de la siguiente ecuación:

$$Amplitud = |SLA_{centro} - \overline{SLA}_{borde}| \quad (3.3)$$

12° **Intensidad y Actividad de los remolinos.** La intensidad de remolino o densidad de energía (EI) y el índice de actividad de remolino (EAI) dependen de la EKE que se encuentra encerrada en el remolino, según las siguientes ecuaciones (Chaigneau et al., 2008):

$$EI = \frac{\overline{EKE}}{AE} \quad (3.4)$$

$$EAI = N\overline{EI} \quad (3.5)$$

Donde 'N' viene a ser el número de remolinos encontrados. Por lo cual, con los contornos encontrados del paso 9° se calcula el promedio de los valores de la EKE correspondiente a cada contorno y de acuerdo al área encontrada en el paso 10° se calcula la EI. Finalmente haciendo uso de la ecuación (3.5) se calcula el EAI correspondiente a cada paso de tiempo.

Eficiencia del algoritmo de detección 'EddyFG'.

Para corroborar la eficiencia del algoritmo 'EddyFG' se extrajeron al azar 5 resultados de detección para cada escenario simulado (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5), pertenecientes a 5 días del año simulado (15 de Enero, 30 de Mayo, 12 de Junio, 18 de Julio y 30 de Octubre), mostrando los resultados en la Tabla 3.2. A manera

de ejemplo visual la Figura 3.6 muestra el parámetro de Okubo Weiss identificando con circunferencias cerradas a los remolinos que fueron detectados para el 12 de junio (uno de los cinco días al azar, tiempo 54). Asimismo, la Figura 3.7 muestra la EKE para el día 15 de Enero (uno de los cinco días al azar, tiempo 5) considerando los remolinos que fueron detectados durante este día, identificando con circunferencias cerradas a los remolinos ciclónicos y anticiclónicos. Finalmente, se puede corroborar la eficiencia de identificación de los remolinos con la Tabla 3.2 y las Figuras 3.6 y 3.7.

Table 3.2: Cantidad de remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados con el algoritmo 'EddyFG' para los días: 15 de Enero, 30 de Mayo, 12 de Junio, 18 de Julio y 30 de Octubre, en cada escenario de simulación.

DÍA	Anticiclónico				Ciclónico			
	RSoda	RSoda_Qmin	RSoda_Qmax	RSoda_Q5	RSoda	RSoda_Qmin	RSoda_Qmax	RSoda_Q5
15 de Enero	8	6	6	10	9	7	7	11
30 de Mayo	12	3	7	5	11	7	6	7
12 de Junio	15	7	7	4	14	6	9	5
18 de Julio	13	8	8	7	12	16	4	11
30 de Octubre	10	6	7	2	7	7	8	1

Respecto al cálculo de las características de los remolinos a manera de ejemplo ilustrativo se muestra la Figura 3.7 con mapas horizontales de la EKE superficial para el día 15 de Enero de cada simulación, las líneas grises indican la función de corriente, y los contornos cerrados negros y rojos indican los contornos de los remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados por el algoritmo, respectivamente. Utilizando la EKE, el área de los remolinos y las ecuaciones 3.4 y 3.5 se calcula la intensidad o densidad de energía del remolino (EI) y la actividad del remolino asociada a su energía (EAI), presentando estos resultados en la Tabla 3.3 .

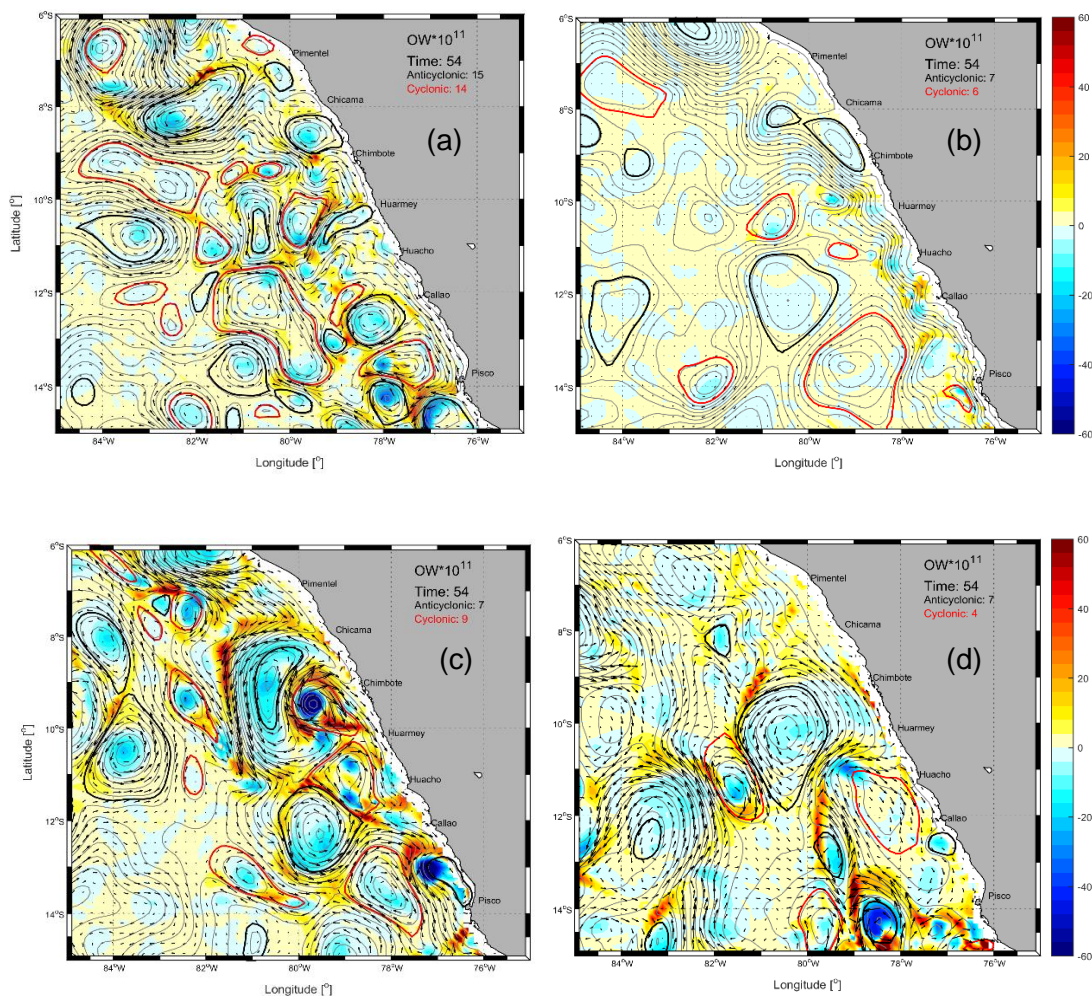


Figura 3.6: Parámetro Okubo Weiss [$10^{-11}s^{-2}$] en superficie del 12 de Junio del 22° año modelado, para las simulaciones: *RSoda* (a), *RSoda_Qmin* (b), *RSoda_Qmax* (c) y *RSoda_Q5*(d). Las líneas grises indican la función de corriente, los contornos negros y rojos indican los remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados usando el algoritmo (sec. 3.3.3), respectivamente. Las flechas indican la anomalía del campo de velocidad.

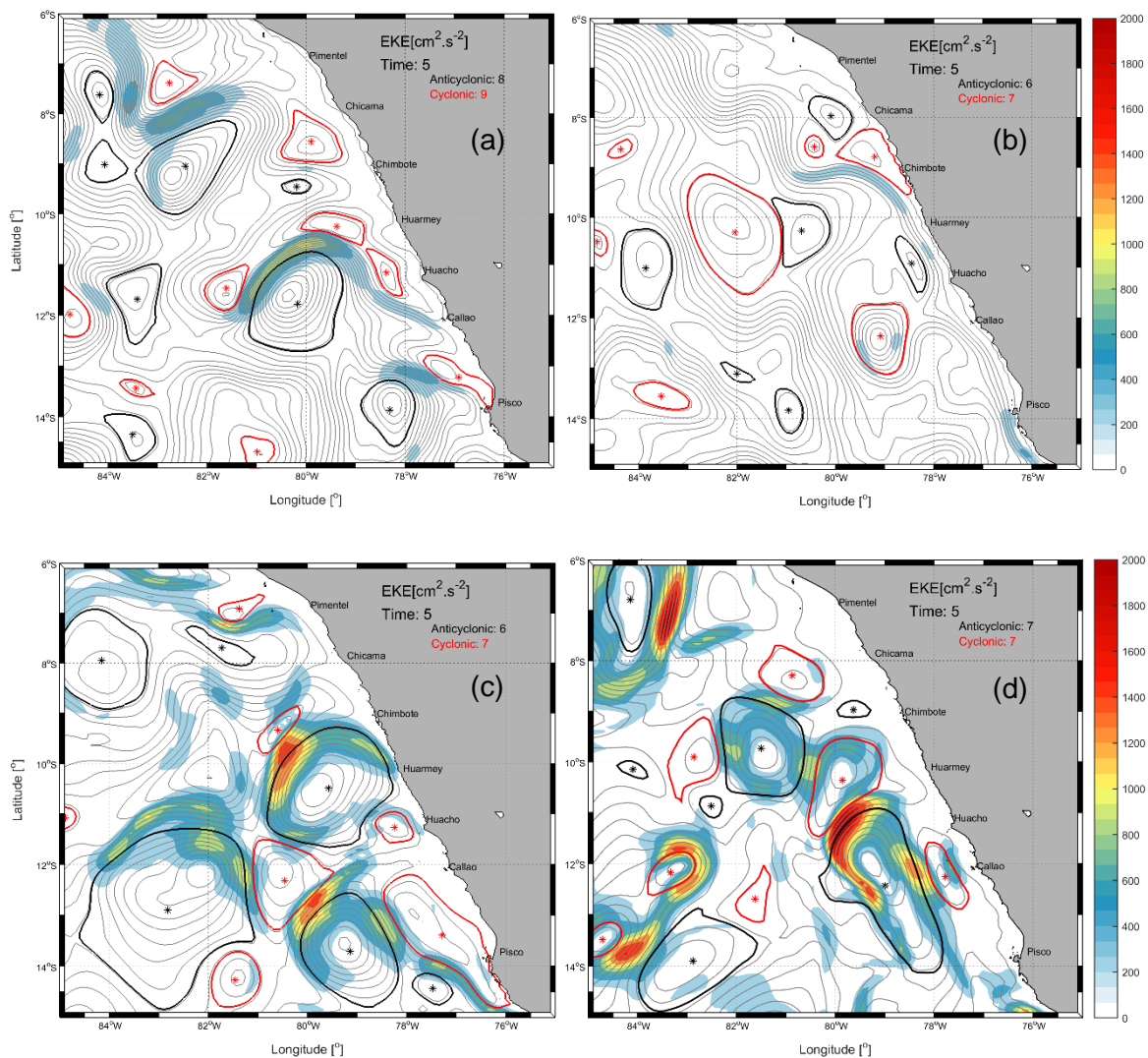


Figura 3.7: Energía cinética superficial de remolino ($EKE [cm^2 \cdot s^{-2}]$) del 15 de Enero del 22° año modelado, para cada escenario de simulación: *RSoda* (a), *RSoda_Qmin* (b), *RSoda_Qmax* (c) y *RSoda_Q5*(d). Las líneas grises indican la función de corriente, los contornos negros y rojos indican los remolinos anticiclónicos y ciclónicos detectados usando el algoritmo (sec. 3.3.3), respectivamente.

Table 3.3: Intensidad y actividad de remolino del 15 de Enero para cada escenario de simulación. Los datos en color negro pertenecen a los remolinos anticiclónicos y los datos en color rojo pertenecen a los remolinos ciclónicos.

Remolino	EI [$10^2 \text{cm}^2 \text{s}^{-2} \text{km}^{-2}$]			
	RSoda	RSoda_Qmin	RSoda_Qmax	RSoda_Q5
1	0.98	0.49	3.31	2.05
2	1.2	0.5	0.65	2.82
3	0.28	0.48	0.2	1.27
4	0.13	0.36	0.99	1.4
5	0.64	0.12	0.84	1.3
6	0.25	0.1	0.18	0.46
7	0.4	1.2	1.81	1.16
8	0.46	0.48	3.81	7.74
9	0.6	0.55	3.88	0.54
10	0.1	0.27	6.36	8.34
11	1.08	0.31	1.19	4.01
12	1.09	0.68	1.05	1.04
13	0.46	0.07	0.53	0.68
14	1.14	-	-	1.93
15	1.3	-	-	-
16	0.35	-	-	-
17	0.3	-	-	-
EAI [$10^2 \text{cm}^2 \text{s}^{-2} \text{km}^{-2}$]	10.77	5.6	24.8	34.74

CAPITULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El siguiente capítulo describe y analiza los resultados (datos numéricos) encontrados en el área de estudio para cada escenario simulado (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5). Los resultados se centran en la región comprendida entre los 6° y 15°S y 75°-85°W, y serán presentados en dos subsecciones como respuesta a los objetivos específicos planteados. Cada sección comprende un análisis descriptivo concluyendo con un párrafo resumen con las más resaltantes observaciones.

4.1 Identificación y cuantificación de los cambios de las variables oceanográficas en los diferentes escenarios simulados (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax, RSoda_Q5)

4.1.1. Temperatura, Salinidad y campos de velocidad

La Figura 4.1 muestra las distribuciones espaciales de la temperatura, salinidad y campo de velocidades en superficie para cada escenario simulado. El experimento control, RSoda, presenta la dinámica superficial conocida de la región de estudio (e.g., Penven et al., 2010; Graco et al. 2007; Strub et al. 1998; Zuta and Guillén 1970). Esta dinámica comprende una franja fría a lo largo de la costa, entre 16.5 y 17.5°C, que corresponde al afloramiento costero. Una corriente costera que fluye hacia el ecuador, conocida como Corriente Costera de Perú (CCP). Y, una distribución de salinidad que aumenta desde la costa hacia fuera de la costa, entre 35 a 35.5 PSU.

Bajo los nuevos escenarios de vientos, en promedio y para todo el volumen, los valores de temperatura y salinidad alcanzan los 13.7 °C y 35.00 PSU en RSoda_Qmin, 12.8 °C y 34.96 PSU en RSoda_Qmax, y 11.1 °C y 34.83 PSU en RSoda_Q5; mientras que RSoda exhibe valores de 12.9 °C y 34.95 PSU.

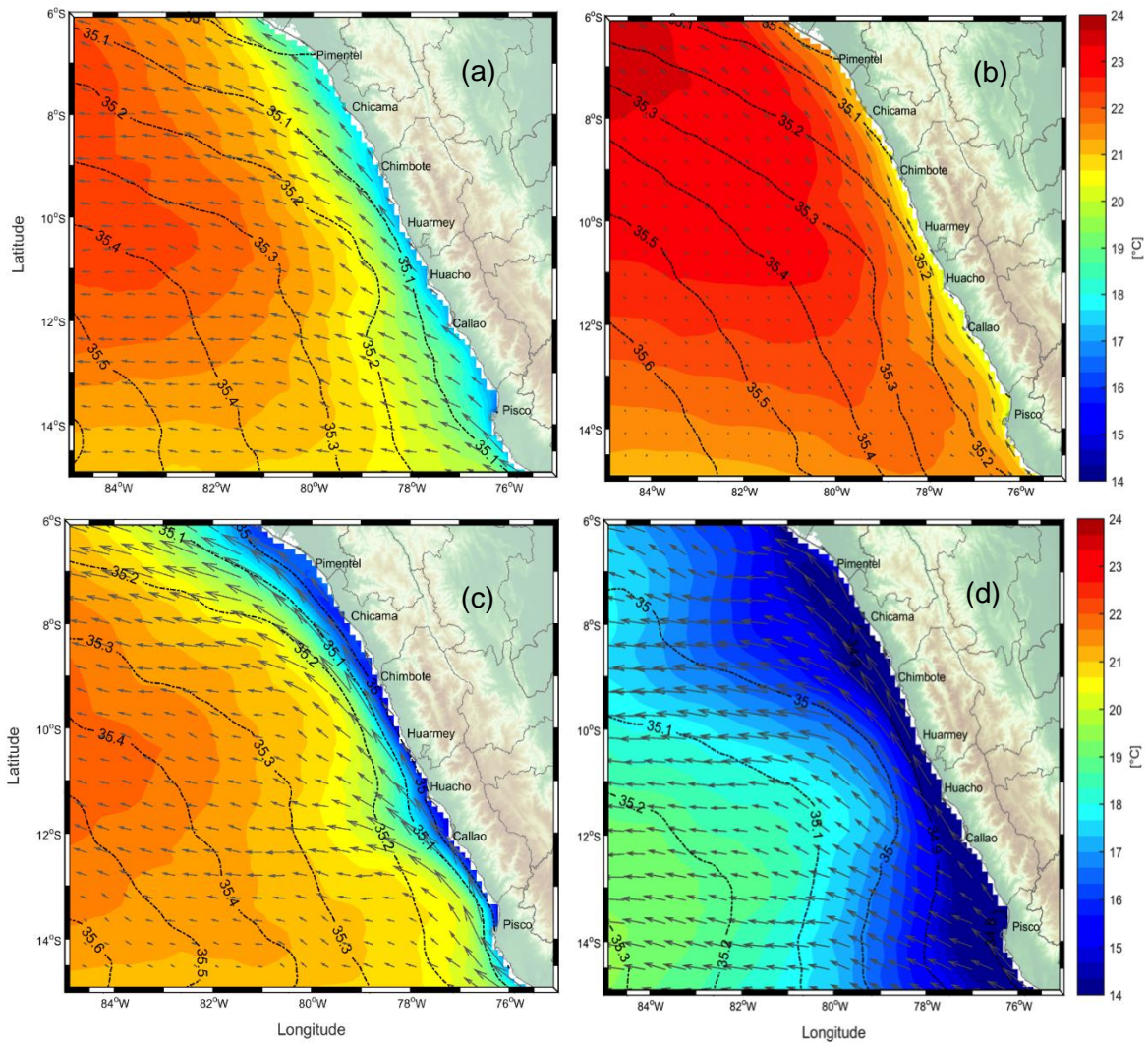


Figura 4.1: Distribución espacial del promedio anual climatológico (de los años 14 al 22 modelados) de la temperatura superficial del mar [°C] para los escenarios de RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas solidas muestran la distribución de la Salinidad superficial [PSU] y las flechas indican la dirección de la corriente superficial.

Para la superficie, RSoda_Qmin (Fig. 4.1.b) muestra temperaturas que fluctúan entre 20.5° y 24°C, alcanzando en promedio 22.3°C en el dominio. El patrón de temperatura en todo el dominio muestra una lengua cálida que se extiende desde la parte Noroeste. El afloramiento costero parece estar asociado a una franja cálida pegada a la costa que alcanza los 20.5°C. La distribución de salinidad superficial en promedio alcanza los 35.33 PSU, presentando un gradiente norte-sur, donde la menor salinidad se encuentra al norte (alcanzando ~35.15 PSU) y mayor salinidad al sur (alcanzando ~35.4 PSU).

Con respecto a la circulación, las corrientes superficiales mantienen una dirección Noroeste siendo paralelas a la línea de costa, con mayor intensidad cerca de la costa disminuyendo costa afuera.

RSoda_Qmax, en superficie, presenta una temperatura que fluctúa en un rango de 15-21.5°C para todo el dominio, teniendo una temperatura promedio para el dominio de 20.5°C. Además, se observa una franja costera fría (entre ~ 15 y 16°C) angosta y pegada a la costa, con un incremento gradual de temperatura de costa hacia costa afuera con patrones muy similares al escenario control. La salinidad exhibe patrones uniformes y paralelos a la costa (i.e., no presenta un gradiente norte-sur) que alcanza valores entre 35 y 35.6 PSU que coinciden con la franja costera fría. Sin embargo, fuera de la franja en dirección oeste se muestran gradientes norte-sur y este-oeste teniendo valores de salinidad entre 35.2 y 35.6 PSU en el dominio (Fig. 4.1.c). Respecto a la circulación superficial, esta mantiene dirección Noroeste y paralela a la línea de costa, disminuyendo en intensidad costa afuera. Además de presentar gradientes latitudinales respecto a su intensidad, siendo más intensa en la parte norte.

RSoda_Q5, en superficie, muestra temperaturas frías que fluctúan entre <~14 19°C> mostrando que la franja de afloramiento que se extiende varios kilómetros (aprox. 220km) costa afuera siendo pronunciada al norte (entre <6-10°S>) y sur (<alrededor de 14°S>) del dominio, mientras que entre los 10 y 12°S se ve debilitada. La distribución de salinidad superficial presenta un gradiente norte-sur, siendo más salino en el sur, además de ser menos salina en la costa e incrementar su salinidad costa afuera (Fig. 4.1.b). Respecto a la circulación, superficialmente mantiene dirección Noroeste, siendo más intensa y paralela cerca de la costa, disminuyendo en intensidad y con mayor inclinación oeste costa afuera. Latitudinalmente, la circulación presenta un gradiente en dirección norte-sur con mayor intensidad en la parte norte del dominio (Fig. 4.1.d).

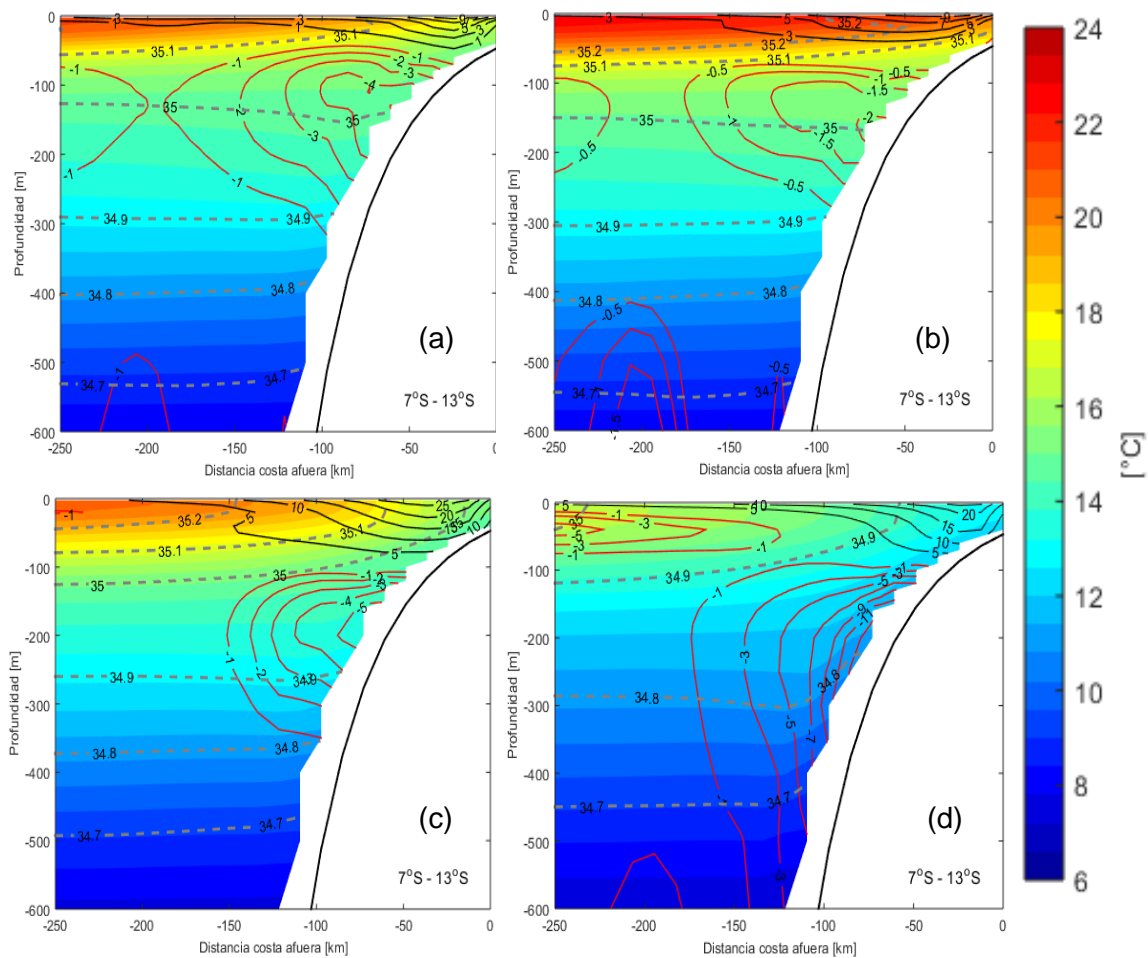


Figura 4.2: Sección vertical del promedio anual climatológico (de los años 14 al 22 modelados) de la Temperatura [°C] promediada latitudinalmente entre 7°S - 13°S, para los escenarios RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d). Las líneas entrecortadas grises representan las isohalinas, mientras que las líneas rojas(negras) representan la velocidad de corriente meridional en dirección Sur (Norte) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

La Figura 4.2 muestra la distribución vertical de la temperatura, salinidad, y la componente meridional de la velocidad promediada entre los 7° y 13°S. Esta sección promediada es utilizada debido a que la plataforma y línea de costa son casi constantes (Penven et al. 2005). RSoda (Fig. 4.2.a) muestra pegada a la costa una isoterma de 15°C (isohalina de 35PSU) que se eleva desde los 80m (140m) hasta los 25m, de manera similar a lo indicado por IMARPE en sus boletines y las descripciones de Morón (2000), Morón and Tenorio (2011) y Zuta and Guillén (1970). Respecto al sistema de corrientes, la velocidad meridional muestra a la PCC con dirección norte y alcanzando

una profundidad de 30m, con velocidad $\sim 0.025 \text{ m.s}^{-1}$. Mientras que la PCUC presenta una velocidad de 0.05 m.s^{-1} con profundidad entre 80m - 170m y un núcleo pegado a la costa.

RSoda_Qmin (Fig. 4.2.b) presenta una capa gruesa de temperatura mayor a los 20°C y salinidad mayor a 35.1 PSU sobre los 50m de profundidad, indicando que, las isothermas con temperaturas menores a esta se encuentran más profundas, al igual que las isohalinas. Asimismo, no hay presencia de elevación de isothermas. Respecto a las corrientes, la PCC muestra velocidad de $\sim 0.025 \text{ m.s}^{-1}$ con extensión de 200km costa afuera y profundidad de 50 metros. Mientras que la PCUC se extiende hasta los 190km costa afuera y presenta un núcleo pegado a la costa con velocidad de 0.002 m.s^{-1} y profundidad de $\sim 150\text{m}$.

RSoda_Qmax (Fig. 4.2.c) muestran una capa de temperaturas mayores a $\sim 19^{\circ}\text{C}$ sobre los 50m ubicadas 110km costa afuera. Además se observa la elevación de isothermas, en la cual se puede identificar la isoterma de 15° (isohalina de 35 PSU) que se eleva pegada a la costa desde los 110m (125m) de profundidad hasta la superficie. Respecto a las corrientes, la PCC se extiende hasta los 80m de profundidad con velocidad promedio de $\sim 0.05 \text{ m.s}^{-1}$. Mientras que la PCUC se extiende hasta los 150km costa afuera con un núcleo pegado a la costa de velocidad de 0.05 m.s^{-1} y profundidad de $\sim 150\text{m}$.

RSoda_Q5 (Fig. 4.2.d) muestra una capa de temperaturas menores a 17°C desde los 80km costa afuera. Asimismo, exhibe presencia de elevación de isothermas, en la cual la isoterma pegada a la costa es de $\sim 13^{\circ}\text{C}$. Esta isoterma se elevó desde los 150m de profundidad. Respecto a las corrientes, la PCC se extiende hasta los 80m de profundidad con una velocidad promedio de $\sim 0.05 \text{ m.s}^{-1}$ y 230 km costa afuera. Mientras que la PCUC presenta un núcleo pegado a la costa con velocidad de 0.13 m.s^{-1} a los $\sim 200\text{m}$, además esta corriente se extiende hasta los $\sim 150\text{km}$ costa afuera.

En resumen, nuestros resultados muestran que la variación espacio-temporal de los vientos influye considerablemente en la distribución de la temperatura y salinidad, además de modular la extensión horizontal y vertical de las corrientes y sus velocidades. De las secciones verticales se puede observar que por debajo de los 550m no se observan cambios significativos de las variables de temperatura y salinidad entre las simulaciones. Por lo que, la capa más afectada por la variación del esfuerzo de los vientos sólo alcanza los ~550m de profundidad.

En correspondencia a lo indicado por A. Bakun, (1990), A. Bakun and Nelson (1991), los escenarios de intensificación de vientos (RSoda_Qmax y RSoda_Q5) muestran un enfriamiento de la temperatura superficial del mar (TSM) evidenciada en nuestros resultados por la elevación de isotermas. Por otro lado, el debilitamiento de vientos exhibe un incremento en la TSM en concordancia a lo indicado por Goubanova et al. (2011) y Steiner and Sou (2015), adicionando que este incremento en la TSM será influenciada por la parte ecuatorial si los vientos son uniformes espacio-temporalmente, influenciando las temperaturas de las capas superficiales sobre los 100m de profundidad. Respecto a la circulación, la corriente subsuperficial presenta una relación directa con el esfuerzo de vientos como está descrito por previos autores (e.g. Penven et al., 2005); se debilita y se extiende longitudinalmente cuando hay debilitamiento del esfuerzo de vientos, mientras que se profundiza, intensifica y se pega hacia la plataforma cuando hay incremento del esfuerzo de vientos. Esto último fue también encontrado por Albert et al. (2010) quien consideró un escenario con intensificación de vientos sin variación espacial.

4.1.2. Mecanismo de Ekman

En las figuras 4.3 y 4.4 se muestran mapas horizontales del promedio anual de los procesos que involucran la dinámica de Ekman (es decir, el transporte de Ekman y el bombeo de Ekman). Para RSoda frente y a lo largo de la costa se observa una franja con valores entre 0.3 y 1.5 $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$, costa afuera los valores se incrementan siendo mayores en la parte norte (cerca al Ecuador) y menores en el sur (Fig. 4.3a). El bombeo de Ekman (Fig. 4.4a) es positivo (ascendente) pegada y frente a la costa con valores entre 0.3 y 1.5 $\text{m}.\text{d}^{-1}$, mostrando un núcleo intenso frente a los $\sim 13^\circ\text{S}$ con 1.5 $\text{m}.\text{d}^{-1}$, relacionándolo a lo encontrado por Aparco (2016), quien indica que el bombeo de Ekman frente a la costa peruana presenta dos núcleos ascendentes a los 6.5°S y

12.9°S, cabe resaltar que los valores de Aparco (2016) son mayores a nuestros resultados debido a que su periodo de análisis es entre el 2007 y 2015, y sus datos provienen de ASCAT(scatterometer Advanced SCATterometer), con lo cual se puede indicar que la diferencia con nuestros resultados se debe a la diferencia del tiempo de análisis.

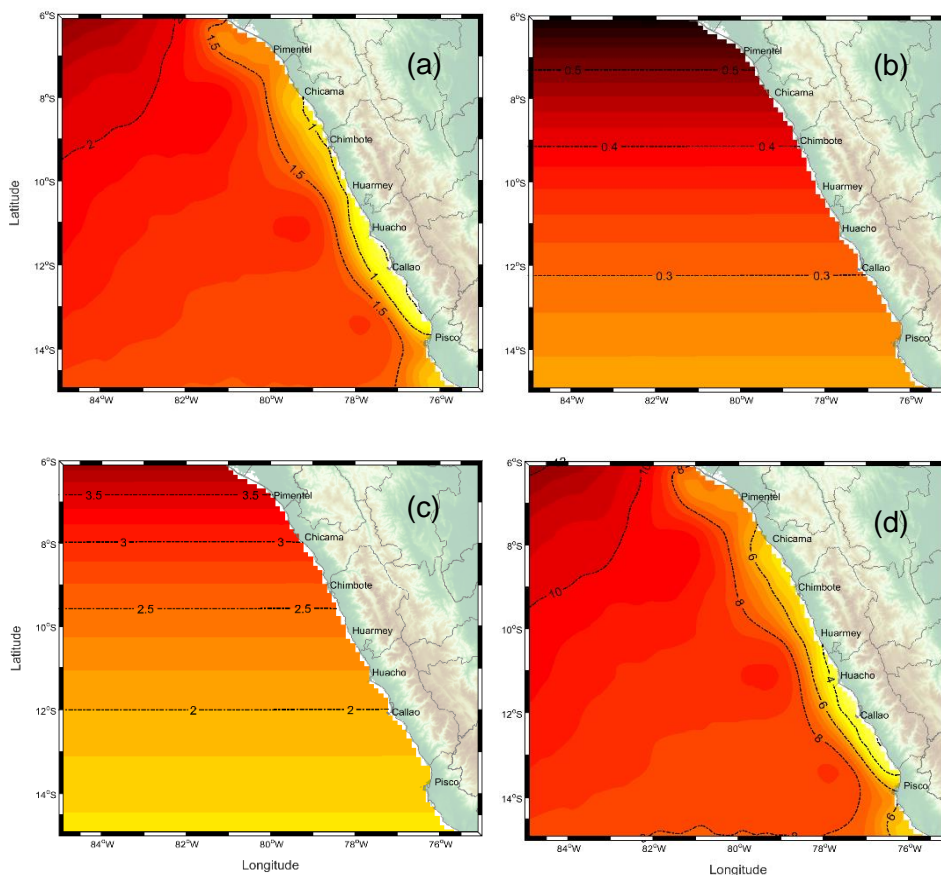


Figura 4.3: (a) Mapa horizontal del transporte de Ekman [$m^2.s^{-1}$] calculado a partir del promedio climatológico del esfuerzo del viento entre los años 2000 y 2008 para RSoda. Mapas horizontales del transporte de Ekman [$m^2.s^{-1}$] calculados para los demás escenarios (b: RSoda_Qmin, c: RSoda_Qmax y d: RSoda_Q5) utilizando las nuevas forzantes de vientos (mínima, máxima y 5 veces típica).

Para RSoda_Qmin y RSoda_Qmax el transporte de Ekman (Fig. 4.3b, 4.3c) se presenta solo como variaciones latitudinales, debido a que estas simulaciones presentan vientos uniformes para el dominio (es decir, el rotor del esfuerzo de vientos es cero) y, al aplicar las ecuaciones (2.17) y (2.19) solo se verán influenciados por la fuerza de Coriolis.

Para $RSoda_Qmin$ y $RSoda_Qmax$ se muestra un patrón que varía latitudinalmente con intensidad mayor en la parte Norte (cerca al Ecuador) que disminuye gradualmente hacia la parte Sur del área de interés, esto debido a la fuerza de Coriolis. En general $RSoda_Qmin$ muestra valores menores respecto al escenario de $RSoda$ (Fig. 4.3b). Mientras que $RSoda_Qmax$ muestra valores mayores respecto a $RSoda$ (Fig. 4.3c).

Para la evaluación del bombeo de Ekman (Fig. 4.4) solo se consideraron los escenarios $RSoda$ y $RSoda_Q5$. Esto debido a que $RSoda_Qmin$ y $RSoda_Qmax$, como se mencionó antes, utilizan valores uniformes del esfuerzo del viento para todo el dominio y durante todo el año, por tanto, al evaluar la ecuación (2.20) el valor del rotor del esfuerzo de vientos es cero, haciendo nulo el bombeo.

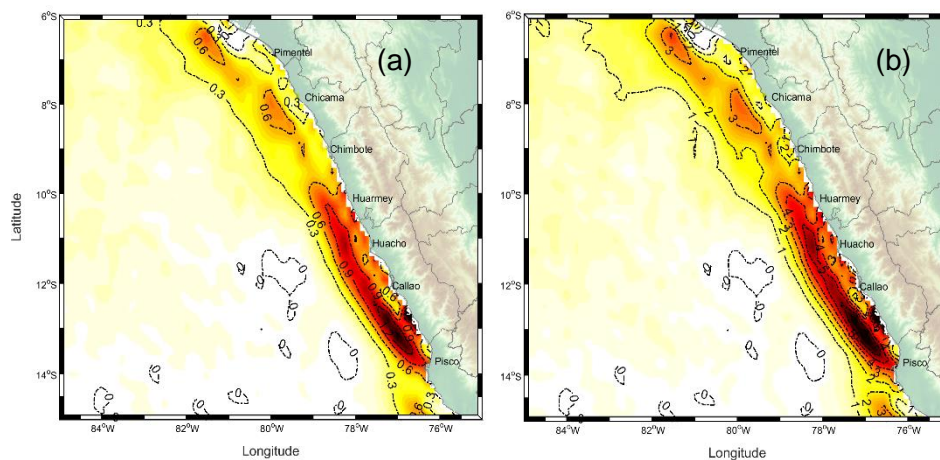


Figura 4.4: (a) Mapa horizontal del bombeo de Ekman [$m.d^{-1}$] para $RSoda$ calculado a partir del promedio climatológico anual del esfuerzo del viento entre los años 2000 y 2009. (b) Mapa horizontal del bombeo de Ekman [$m.d^{-1}$] para $RSoda_Q5$ calculado utilizando la nueva forzante del viento cinco veces típico.

Para $RSoda_Q5$ el transporte de Ekman presenta el mismo patrón espacial que $RSoda$, pero con mayores valores, específicamente ~ 5 veces más que $RSoda$, esto debido a que los esfuerzos de viento para este escenario son los mismos que $RSoda$ pero multiplicados por cinco (Fig. 4.3d). Respecto al bombeo de Ekman, $RSoda_Q5$ también muestra el mismo patrón espacial que $RSoda$ con mayores valores (Fig. 4.4d), sin embargo en este caso al considerar el rotor del viento los valores del bombeo no son específicamente 5 veces el de $RSoda$.

En resumen, respecto al mecanismo de Ekman, las características de este proceso presentan variaciones considerables. Ya que en escenarios con esfuerzo de viento uniforme no se tiene bombeo, tal como lo indica Albert et al. (2010), además que el transporte de Ekman tendrá influencia de la fuerza de Coriolis que se refleja mostrando los mayores valores cerca al Ecuador. Respecto al escenario RSoda los escenarios de intensificación (debilitamiento) de vientos presentan un incremento (disminución) de Transporte de Ekman y bombeo de Ekman.

4.2 Identificación y cuantificación de los cambios asociados a la actividad de los remolinos en los diferentes escenarios simulados (RSoda, RSoda Qmin, RSoda Qmax, RSoda Q5)

Debido a que la energía cinética de remolino (EKE), en promedio, es un indicador a gran escala de la actividad de los remolinos (Ver Sec. 2.3.1; Colas et al. 2012), inicialmente se evalúa la EKE. Como segundo punto se hace uso del algoritmo para cuantificar los remolinos de mesoescala y, finalmente, como tercer punto se calculan las características de los remolinos de mesoescala identificados.

4.2.1. Energía Cinética de Remolino (EKE).

La Figura 4.5 muestra el promedio anual en superficie de la energía cinética de remolino para todas las simulaciones. RSoda muestra una franja frente a la costa de ~400km con EKE que varía entre $50 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ y $200 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, con núcleos de $150 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ en la parte norte y sur del área de estudio (Fig. 4.5a). Según Penven et al. (2005) la EKE en esta zona varía entre $80 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ y $100 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. Sin embargo, Echevin et al. (2011), Colas et al. (2012) y Chaigneau et al. (2008) muestran que la EKE en promedio anual varía entre $60 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ y $180 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, con una franja a lo largo de la costa igual a la presentada en RSoda.

RSoda_Qmin (Fig. 4.5b) y RSoda_Qmax (Fig. 4.5c) también muestran una franja de EKE a lo largo de la costa, donde RSoda_Qmin tiene valores entre 50 y $\sim 150 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ con núcleos de energía de $100 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ en la parte norte y sur del área de estudio. Por otro lado, RSoda_Qmax tiene valores entre los 100 y $500 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, con mayores valores de EKE en la parte norte del área de estudio, específicamente al Norte de los 9°S .

RSoda_Q5 (Fig. 4.5d) muestra valores de EKE entre los 100 y 600 $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ costa afuera, concentrando los mayores valores de EKE en la parte sur del área de estudio, específicamente al Sur de los 9°S.

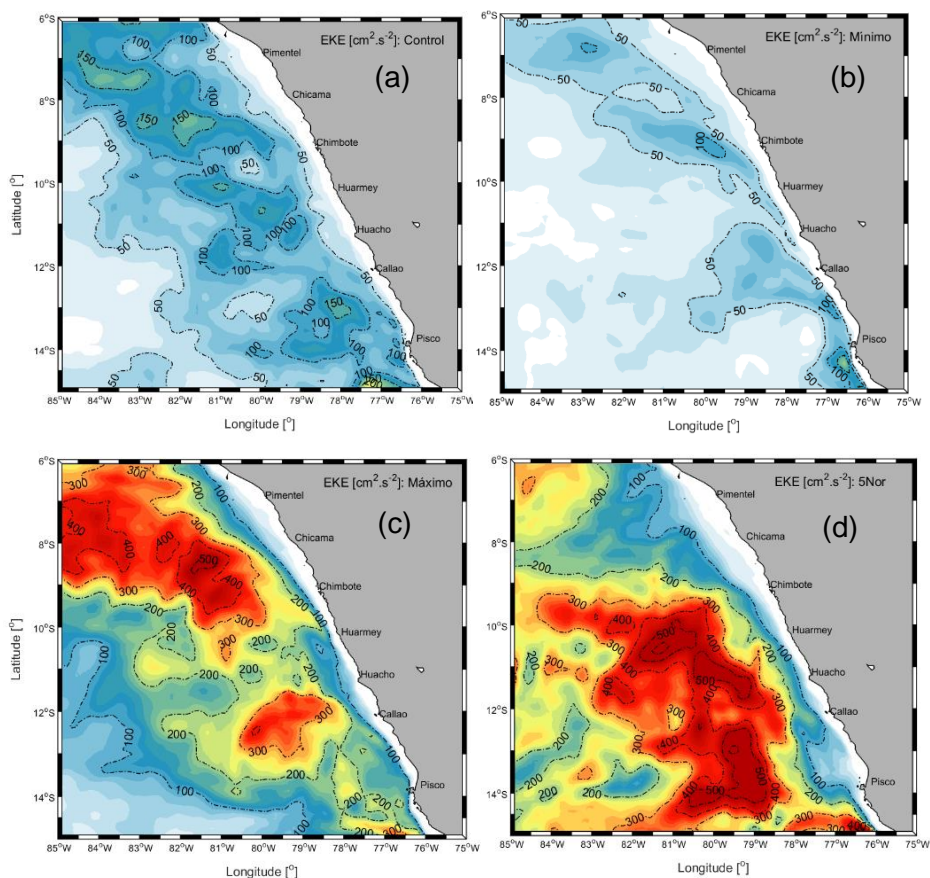


Figura 4.5: Promedio anual climatológico de la Energía Cinética asociada al remolino (EKE [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$]) del 22° año simulado en superficie, para las simulaciones: RSoda (a), RSoda_Qmin (b), RSoda_Qmax (c) y RSoda_Q5(d).

En general, los resultados respecto a la EKE muestran que bajo una intensificación de vientos (RSoda_Qmax y RSoda_Q5) los valores de la EKE son comparables, sin embargo, varía su localización destacándose un frente hacia el norte o sur de los 9°S. Mientras que, en escenarios de esfuerzo de vientos mínimos, la EKE es muy baja comparada a las otras simulaciones, sin embargo, muestra un núcleo de mayor energía asociada al efecto topográfico.

4.2.2. Cuantificación de remolinos.

Haciendo uso del algoritmo desarrollado (EddyFG) en la superficie, considerando el valor acumulado para todo el año climatológico, el algoritmo de detección identificó para RSoda 2219 remolinos, con 1162 remolinos anticiclónicos y 1057 ciclónicos. En promedio, según Chaigneau et al. (2008) y Colas et al. (2012) en superficie no hay mayor diferencia de cantidad entre los remolinos ciclónicos y anticiclónicos, en concordancia con nuestros resultados ya que RSoda muestra en promedio de cada tres días 9 remolinos ciclónicos y 8 remolinos anticiclónicos.

Para RSoda_Qmin, el algoritmo de detección identificó 1892 remolinos, con 905 remolinos anticiclónicos y 987 ciclónicos. Y en promedio de cada tres días se detectan 8 remolinos ciclónicos y 8 remolinos anticiclónicos.

Para RSoda_Qmax, el algoritmo de detección identificó 1562 remolinos en total superficialmente, con 763 remolinos anticiclónicos y 799 ciclónicos. Y en promedio de cada tres días 7 remolinos ciclónicos y 6 remolinos anticiclónicos.

Para RSoda_Q5 el algoritmo de detección identificó 1731 remolinos en total superficialmente, con 814 remolinos anticiclónicos y 917 ciclónicos. Y en promedio cada tres días 8 remolinos ciclónicos y 7 remolinos anticiclónicos.

En general respecto a la cantidad de los remolinos de mesoescala se puede indicar que la intensificación o debilitamiento del esfuerzo de vientos influye en la cantidad total de remolinos de mesoescala, detectando en total menos cantidad de remolinos. Sin embargo, en promedio, la diferencia entre cantidad de remolinos ciclónicos y anticiclónicos es similar al escenario típico, evidenciando que no existe predominancia respecto al tipo de giro de los remolinos detectados.

4.2.3. Características de los Remolinos.

Entre las características de los remolinos inicialmente se analizaron el radio y la amplitud de los remolinos detectados. Las Figuras 4.6 y 4.7 muestran una distribución de % de remolinos detectados vs. radios y amplitudes calculados usando el algoritmo. Para RSoda la Figura 4.6 muestra mayor porcentaje de remolinos con radio de ~30km, alcanzando como máximo vórtices con radios ~150km. Mientras que la Figura 4.7 muestra mayor porcentaje de remolinos con amplitudes menores a 1cm, alcanzando

como máximo una amplitud de ~5cm. Según Chaigneau et al. (2008) frente a la costa peruana existe mayor frecuencia de remolinos con radios de ~50km y vórtices con radios >175km, y las amplitudes varían entre 1cm – 5cm. No obstante, con respecto a la frecuencia de los radios se debe considerar que nuestra área de estudio viene a ser más pequeña, en comparación al área de estudio de Chaigneau, quien abarca toda la costa peruana y se extiende hasta los 90°W costa afuera. Respecto a las amplitudes, Chaigneau utiliza un filtro excluyendo remolinos con radios menores a 35 km, lo cual, excluye radios menores. Cabe resaltar que en nuestro caso el algoritmo excluye a los remolinos con radios menores a ~12.5km, debido a la resolución de nuestros datos numericos (Ver Sec. 3.3.3).

Para RSoda_Qmin la distribución respecto a los radios de los remolinos indica que la mayor cantidad de remolinos detectados tienen radios de ~30 km (Fig. 4.6, asteriscos rojos), además existe presencia de vórtices con radios >140km. Respecto a la distribución de las amplitudes la Figura 4.7 (asteriscos rojos) muestra que la mayor cantidad de remolinos detectados presentan amplitud <1cm, y además existe presencia de remolinos con amplitud de hasta ~5cm, siendo estos últimos poco frecuentes.

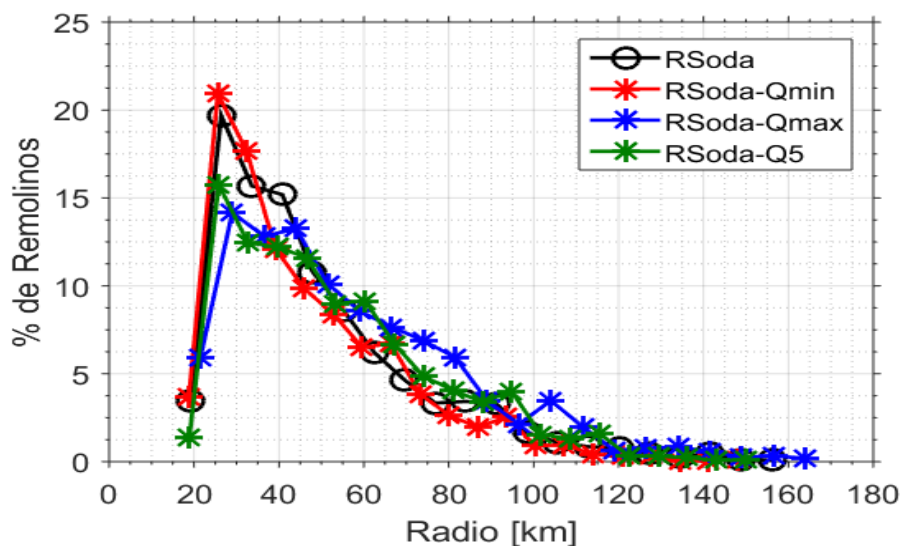


Figura 4.6: Distribución de los radios de los remolinos [km] vs. porcentaje de cantidad total de remolinos detectados, calculadas usando el algoritmo EddyFG. Los círculos negros corresponden a RSoda, y los asteriscos corresponden a los escenarios: RSoda_Qmin (rojas), RSoda_Qmax (azules), y RSoda_Q5 (verdes).

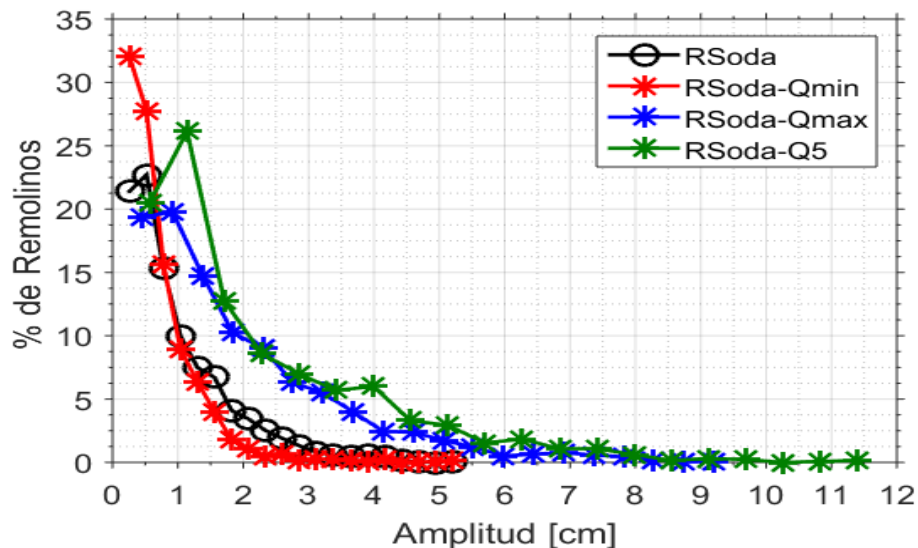


Figura 4.7: Distribución de las amplitudes [cm] de los remolinos vs. porcentaje de cantidad total de remolinos detectados, calculadas usando el algoritmo 'EddyFG'. Los círculos negros corresponden a RSoda, y los asteriscos corresponden a los escenarios: RSoda_Qmin (rojas), RSoda_Qmax (azules), y RSoda_Q5 (verdes).

Para RSoda_Qmax la distribución respecto a los radios de los remolinos indica que la mayor cantidad de remolinos detectados presentan radios $<50\text{km}$ (Fig. 4.6, asteriscos azules). Además existe presencia de vórtices con radios de $\sim 160\text{km}$, siendo estos últimos poco frecuentes. Respecto a las amplitudes, para RSoda_Qmax, la mayor cantidad de remolinos detectados presentan amplitudes $<1\text{cm}$. Sin embargo, se muestra mayor porcentaje de remolinos con amplitudes $>5\text{cm}$, encontrando además vórtices con amplitudes de $\sim 9\text{cm}$ (Fig. 4.7, asteriscos azules).

Para RSoda_Q5 la distribución respecto a los radios de los remolinos indica que la mayor cantidad de remolinos detectados tienen radios $<50\text{ km}$, además se muestra presencia de remolinos con radios $\sim 150\text{km}$ (Fig. 4.6, asteriscos verdes). Respecto a las amplitudes RSoda_Q5 muestra mayor cantidad de remolinos con amplitud de $>1\text{cm}$, encontrando además remolinos con amplitudes $\sim 11\text{cm}$, los cuales tienen menor frecuencia (Fig. 4.7, asteriscos verdes).

Respecto a las características de intensidad o densidad de energía del remolino (EI) y la actividad del remolino asociada a su energía (EAI), ambas dependen directamente de la EKE (ecuación 3.4 y 3.5), considerando que se promedia la EKE encerrada por el área

del remolino. Superficialmente en promedio anual la EAI calculado para RSoda es de $18.8 \cdot 10^{-2} \text{cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ km}^2$, para RSoda_Qmin es $10.68 \cdot 10^{-2} \text{cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ km}^2$, para RSoda_Qmax es $27.46 \cdot 10^{-2} \text{cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ km}^2$ y finalmente para RSoda_Q5 es de $37.37 \cdot 10^{-2} \text{cm}^2 \text{ s}^{-2} \text{ km}^2$.

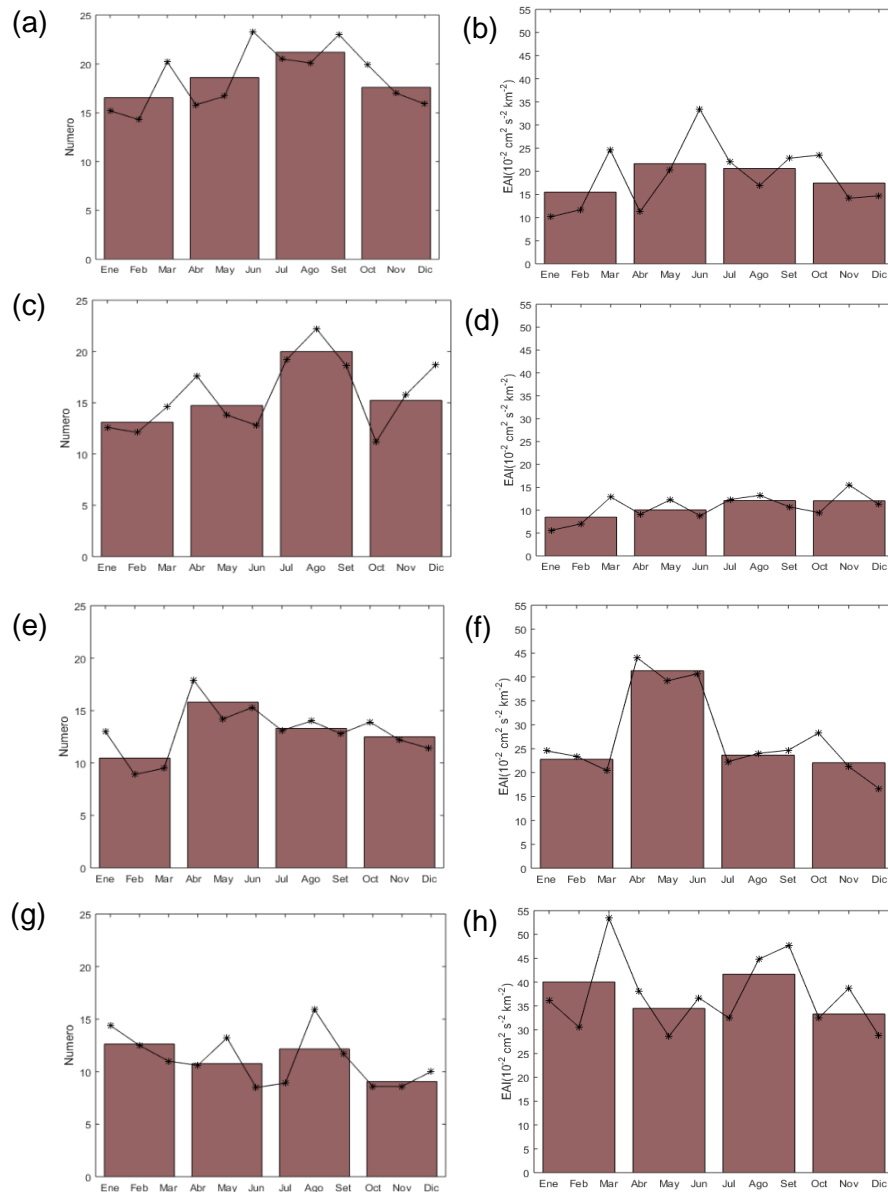


Figura 4.8: Ciclo estacional promedio de la Cantidad de remolinos detectados (Izquierda) y Actividad de remolinos (derecha; EAI [$10^2 \text{cm}^2 \text{s}^{-2} \text{km}^2$]), para cada escenario de simulación. (a, b) RSoda, (c, d) RSoda_Qmin, (e, f) RSoda_Qmax y (g, h) RSoda_Q5.

Con el objetivo de observar el comportamiento estacional de la EAI se muestra la Figura 4.8, la cual muestra el promedio estacional y mensual de la cantidad de remolinos detectados y su EAI calculada (ver ecuación 3.5), para todas las simulaciones (RSoda, RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5). RSoda presenta mayor cantidad de remolinos durante el invierno, sin embargo presenta mayor EAI durante el otoño, de manera similar a lo indicado por Chaigneau et al., (2008).

Para los escenarios de experimento (RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5) la Figura 4.8 muestra para RSoda_Qmin mayor EAI y cantidad de remolinos durante el invierno. Para RSoda_Qmax mayor EAI y cantidad de remolinos durante el otoño. Y finalmente para RSoda_Q5 mayor EAI durante el invierno, pero mayor cantidad de remolinos durante el verano.

En resumen, respecto a las características de los remolinos bajo una intensificación de vientos existe mayor presencia de remolinos con radios y amplitudes mayores al escenario típico. Mientras que, para un escenario de debilitamiento de vientos las amplitudes y radios de los remolinos serán similares al escenario Típico. Respecto a la densidad de energía (EI) y al EAI los escenarios de intensificación o debilitamiento de vientos (RSoda_Qmin, RSoda_Qmax y RSoda_Q5) muestran una variación directa que depende de la EKE, ya que en promedio la EAI no muestra dependencia directa con el número de los remolinos. Además, los escenarios de simulación que presentan mayor EAI vienen a ser los escenarios con menor cantidad de remolinos detectados, lo cual indica que la elevada EAI dependerá de la EKE.

CAPITULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En esta tesis se realiza un análisis de sensibilidad al aumento o disminución del esfuerzo de vientos para examinar el comportamiento de la costa peruana bajo estos cambios. Este análisis se realizó haciendo uso de un modelo numérico de alta resolución. Se realizaron tres experimentos numéricos climatológicos derivados de un experimento realista validado para el Pacífico Tropical Este y ampliamente utilizado para estudiar la dinámica de la costa peruana. Los experimentos fueron similares al escenario de control excepto que las condiciones del esfuerzo de vientos fueron modificados, para generar dos escenarios de intensificación (uno manteniendo la variación estacional y espacial, y el otro presentando esfuerzo de viento uniforme y sin variación estacional) y uno de debilitamiento (presentando esfuerzo de viento uniforme y sin variación estacional).

Los resultados muestran que, a pesar de las diferencias en el forzante de vientos, la acción de viento estaría influenciando la capa localizada sobre los ~550m de profundidad. Asimismo, los cambios de temperatura en el volumen del dominio entre una u otra simulación son menores a $\pm 2^{\circ}\text{C}$ respecto al escenario de control. Con respecto a la salinidad, los cambios en promedio no son significando fluctuando entre $\pm 0.05\text{PSU}$. Con respecto a la circulación, el análisis de sensibilidad muestra que la PCUC es claramente afectada en su extensión e intensidad por la acción del viento, siendo más intensa y plegada a la plataforma cuando mayor es el esfuerzo del viento. Respecto a la actividad de mesoescala la variación de los vientos (intensificación o debilitamiento) exhibe menor cantidad de remolinos en total, sin embargo los cambios drásticos son respecto a sus características (Radio, Amplitud, Densidad de Energía (EI) e Índice de Actividad de remolino (EAI)); presentando mayor frecuencia de remolinos con radios y EAI mayores cuando mayor es el esfuerzo de viento, debido a la variación de energía cinética asociada.

Si bien esta tesis se genera a partir de hipótesis de variación de vientos frente a escenarios futuros (es decir, cambio climático), esta tesis no contempla variación en el flujo de calor y aguas frescas los cuales también se verían afectados por el cambio climático. Por tanto, se sugiere tener cuidado con las diferentes interpretaciones derivadas de este trabajo y, para el futuro, se recomienda utilizar un modelo acoplado

con la atmósfera y/o un modelo de proyección hacia el futuro para examinar los cambios de la costa peruana por la acción del viento y los flujos de calor y agua fresca.

BIBLIOGRAFIA

- Albert, A., Echevin, V., Lévy, M., and Aumont, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(12), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2010JC006569>
- Aparco, J. (2016). *Variabilidad estacional del Transporte de Ekman y Bombeo de Ekman a lo largo de la costa peruana y sus principales fuentes de variabilidad local durante el periodo 2007-2015*.
- Aparicio, R., and Contreras, R. (2003). Índices de surgencia costera inducida por el viento para la región nororiental de Venezuela. *La Sardina, Su Medio Ambiente Y Explotación En El Oriente de Venezuela*, (November 2015), 207–232.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Bakun, A. (2017). Climate change and ocean deoxygenation within intensified surface-driven upwelling circulations.
- Bakun, A., Black, B. A., Bograd, S. J., Miller, A. J., Rykaczewski, R. R., and Sydeman, W. J. (2015). Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems, 85–93. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>
- Bakun, A., and Nelson, C. S. (1991). The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2)
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Philips, J., Rothery, D., and Wriqth, J. (1989). *Ocean Circulation. Textbooks*.
- Capet, X., Colas, F., Penven, P., Marchesiello, P., and McWilliams, J. C. (2008). Eddies in eastern-boundary subtropical upwelling systems. *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, 1567, 131–147.
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., and Vasquez, L. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. <https://doi.org/10.1002/jgrc>.
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., and Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*,

- 118(10), 5251–5266. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20328>
- Chaigneau, A., Gizolme, A., and Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013>
- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., and Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(11), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011JC007134>
- Chaigneau, A., and Pizarro, O. (2005a). Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 110(5), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004JC002628>
- Chaigneau, A., and Pizarro, O. (2005b). Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120°W. *Geophysical Research Letters*, 32(8), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL022070>
- Colas, F., Capet, X., McWilliams, J. C., and Li, Z. (2013). Mesoscale Eddy Buoyancy Flux and Eddy-Induced Circulation in Eastern Boundary Currents. *Journal of Physical Oceanography*, 43(6), 1073–1095. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0241.1>
- Colas, F., McWilliams, J. C., Capet, X., and Kurian, J. (2012). Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, 39, 509–529.
- Csirke, J., Guevara-Carrasco, R., Cárdenas, G., Ñiquen, M., and Chipollini. (1996). Situación de los recursos anchoveta (*Engraulis ringens*) y sardina (*Sardinops sagax*) a principios de 1994 y perspectivas para la pesca en Perú, con particular referencia a la región norte de la costa peruana.
- Cushman, B., and Beckers, J. marie. (2008). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics Physical and Numerical Aspects INTRODUCTION TO Physical and Numerical Aspects. Analysis.*
- Dijkstra, H. A. (2013). *Dynamics Oceanography. Journal of Chemical Information and Modeling* (Vol. 53). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Echevin, V., Colas, F., Chaigneau, A., and Penven, P. (2011). Sensitivity of the Northern

- Humboldt Current System nearshore modeled circulation to initial and boundary conditions, *116*(December 2010), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2010JC006684>
- Echevin, V., Goubanova, K., Belmadani, A., and Dewitte, B. (2012). Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming : a downscaling experiment of the IPSL-CM4 model, *3*, 761–774. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1085-2>
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean Dynamics, Volume 30*. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)60044-3](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60044-3)
- Gómez, R. C. C., Gómez, M. A. M., and Bulgakov, S. N. (2008). Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia*, *33*(10), 741–746.
- Goubanova, K., Echevin, V., Dewitte, B., Codron, F., Takahashi, K., Terray, P., and Vrac, M. (2010). Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru-Chile upwelling region: Diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, *36*(7), 1365–1378. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0824-0>
- Graco, M., Ledesma, J., Flores, G., Girón, M., Calienes, R., Guillén, O., and Lostaunau, N. (2007). Nutrients, oxygen and biogeochemical processes in the Humboldt upwelling current system off Peru Nutrientes , oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Rev. Peru. Biol*, *14*(August), 117–128. Retrieved from [http://biblioimarpe.imarpe.gob.pe:8080/bitstream/handle/123456789/1051/BOL10\(1\).pdf?sequence=1%5Cnhttp://www.scielo.org.pe/pdf/rpb/v14n1/v14n01a21.pdf](http://biblioimarpe.imarpe.gob.pe:8080/bitstream/handle/123456789/1051/BOL10(1).pdf?sequence=1%5Cnhttp://www.scielo.org.pe/pdf/rpb/v14n1/v14n01a21.pdf)
- Gutiérrez, D., Bertrand, A., Wosnitza-mendo, C., Dewitte, B., Purca, S., Peña, C., ... Guevara-Carrasco, R. (2011). Sensibilidad del sistema de afloramiento costero del Perú al cambio climático e implicancias ecológicas Sensitivity of the Peruvian upwelling system to climate change and ecological implications. *Revista Peruana Geo Atmosférica*, *26*(3), 1–24.
- IRD, I. de R. pour D., IMARPE, I. del M. del P., FAO, the F. and A. O. of the U. N., ICES, the I. C. for the E. of the S., PICES, the N. P. M. S. O., Program, the G. O. E. D. G., ... Foundation. (2008). The northern Humboldt Current System : Brief history , present status and a view towards the future, *79*, 95–105. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>

-
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific : A review, 69, 181–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3(1–2), 1–20. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(00\)00013-5](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(00)00013-5)
- Montes, I. (2014). La Circulación del Pacífico tropical este y su conexión con el Perú. *IGP*, 1.
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., and Schneider, W. (2010). 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*, 115(9), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009JC005710>
- Montes, I., Schneider, W., Colas, F., Blanke, B., and Echevin, V. (2011). Subsurface connections in the eastern tropical Pacific during la Nia 1999-2001 and El Nio 2002-2003. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(12), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011JC007624>
- Morón, O. (2000). Características del ambiente marino frente a la costa peruana. *Boletín Del Instituto Del Mar Del Peru*.
- Morón, O., and Tenorio, J. (2011). *Informe: Aspectos oceanográficos del mar peruano en el periodo 2002 - 2008*.
- Penven, P. (2010). ROMS AGRIF / ROMSTOOLS User ' s Guide. *Institut de Recherche Pour Le D´ Eveloppement (IRD)*.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., and Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 110(10), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., and Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software*, 23(5), 660–662. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.07.004>
- Pond y Pikard. (1978). *Oceanografia Dinamica Introductoria*.
- Shchepetkin, A. F., and McWilliams, J. C. (2003). A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3090---. <https://doi.org/10.1029/2001JC001047>

-
- Shchepetkin, A. F., and McWilliams, J. C. (2004). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
- Sosa, R. (2011). *Caracterización De La Actividad Turbulenta De Sub-Mesoescala En El Océano Pacífico Frente Al Perú Utilizando Análisis De Datos Satelitales*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Steiner, N., and Sou, T. (2015). Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1152–1172. <https://doi.org/10.1002/2014JC010299>. Received
- Stewart, R. H. (2008a). *Introduction To Physical Oceanography*. *American Journal of Physics* (Vol. 65). <https://doi.org/10.1119/1.18716>
- Stewart, R. H. (2008b). *Physical Oceanography*. *Physical Oceanography*.
- Strub, P., Mesías, J., Montecino, V., Rutlant, J., and Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America. In *The sea, Vol 11* (pp. 273–314).
- Sydeaman, W. J., Garcia-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., and Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77–80. <https://doi.org/10.1126/science.1251635>
- Xu, C., Zhai, X., and Shang, X. (2016). Work done by atmospheric winds on mesoscale. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1–7. <https://doi.org/10.1002/2016GL071275.1>.
- Yi, J., Du, Y., He, Z., and Zhou, C. (2014). Enhancing the accuracy of automatic eddy detection and the capability of recognizing the multi-core structures from maps of sea level anomaly. *Ocean Science*, 10, 39–48. <https://doi.org/10.5194/os-10-39-2014>
- Zuta, S., and Guillén, O. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Boletín Inst. Mar. Perú-Callao*.

ANEXOS

Anexo 1. Manual de usuario para el uso del modelo ROMS.

Para realizar una simulación utilizando el modelo ROMS es necesario contar el código fuente desarrollado en FORTRAN, el paquete de archivos llamada ROMS_Tools que contiene los programas desarrollados en Matlab y el conjunto de datos que servirán para forzar el modelo (Penven et al., 2008) y los manuales que describen en detalle los pasos para utilizar ROMS (Penven et al., 2010). Dicha información puede ser obtenida de la siguiente página web <http://www.romsagrif.org>

Una vez obtenido lo previamente descrito, siguiendo el manual de usuario (Penven et al., 2010), los pasos a seguir son pre-procesar, procesar y post-procesar.

Pre-procesamiento

En este paso se generan los archivos de grilla, forzantes, de frontera y condiciones iniciales de la simulación que se requiere. Para ello, se debe editar el archivo denominado romstools_param.m localizado en la carpeta Run para definir el área de simulación, resolución horizontal y vertical del modelo, parámetros de la grilla, y las características de la simulación que se requiere (climatológica o interanual). Cabe resaltar que los parámetros físicos adicionales como por ejemplo profundidad mínima o máxima de la costa se asignan de acuerdo a la bibliografía o conocimientos previos. Una vez editado el archivo romstools_param.m, para el caso de una simulación climatológica para generar los archivos necesario para correr el modelo se necesita digitar en MatLAB:

1. make_grid (genera el archivo de grilla del modelo)
2. make_forcing (genera el archivo de forzante)
3. make_clim (genera el archivo inicial y de condiciones de frontera)

Procesamiento (Compilación y Corrida del Modelo)

En este paso se compila y corre el código del modelo ROMS (escrito en el lenguaje de programación científica FORTRAN) en un Sistema Computacional tipo cluster, un supercomputador o un computador. Para la compilación del modelo se editan los archivos: param.h, cppdef.h y jobcomp, localizados en el paquete Run del modelo. En

estos archivos se definirán: el área de estudio que se definió en el preprocesamiento, el tipo de simulación que se empleará y las fronteras abiertas y cerradas que se consideren. Para la compilación se ejecuta: `./Jobcomp`.

Para la corrida del modelo se editan los archivos: `roms_inter.in` y `run_roms.csh`, en los cuales se definen: el periodo de simulación, el nombre de los archivos obtenidos en el preprocesamiento, el paso de tiempo y la ruta donde se guardarán los datos numéricos de salida del modelo. Para correr el modelo se hace `./run_roms`

Post-Procesamiento

En este paso se evalúan los datos numéricos obtenidos de la simulación. Si bien se puede evaluar los datos numéricos con diferentes softwares (Grads, Ferret, etc), el paquete de archivos `Rooms_Tools` para MatLAB cuenta con funciones que facilitan los diagnósticos (file `Diagnostic_tools`) permitiendo, por ejemplo, evaluar el tiempo de spin – up del modelo. Además, se puede ejecutar `roms_gui` en MatLAB como visualizador de los resultados.

Anexo 2. Variabilidad Mensual del Mecanismo de Ekman.

La Figura A1 muestra la evolución mensual de los procesos que esta involucra (el transporte meridional de Ekman (Figura A1a), bombeo de Ekman (Figura A1b) y profundidad de la capa Ekman (Figura A1c)) desde la costa hasta 250km costa afuera, calculadas a partir de la forzante de vientos del promedio climatológico de QuickSCAT.

Según Aparicio and Contreras (2003) un índice significativo del afloramiento costero viene a ser el promedio de transporte meridional de Ekman. De acuerdo con ello, en la Figura A1a se identifica al otoño e invierno como los meses de mayor afloramiento, teniendo relación con lo descrito por estudios previos (Aparco, 2016) y boletines de IMARPE. Asimismo, el bombeo de Ekman que presenta la Figura A1b muestra un núcleo de bombeo ascendente intenso ubicado en la parte Sur entre los 10°S-14°S durante el otoño e invierno. Lo cual se relaciona a lo encontrado por Aparco (2016), quien indica que el bombeo en esta área tiene dos núcleos ascendentes (6.5°S, 12.5°S), con el más intenso a los 6.5°S. Se debe considerar a la vez, que Aparco (2016)

uso datos desde el 2007-2015 con resolución diaria, mientras que los datos analizados en esta tesis vienen a ser promedios climatológicos mensuales.

Finalmente, la capa de Ekman (Fig. A1c) muestra una relación directa con el transporte de Ekman, alcanzando los 100m de profundidad en la parte Norte del área de estudio y alrededor de los 30m entre los 11°S y 13°S. Cabe resaltar, que la costa peruana cuenta con una plataforma ancha que se extiende entre los 7°S – 10°S, y se reduce al norte de los 7°S presentando un talud de gran pendiente (Fig. 1.1; Morón, 2000; Morón and Tenorio, 2011; Zuta and Guillén, 1970), lo cual indica que si bien la profundidad de la capa parece muy somera en algunas zonas se debe considerar la batimetría de la zona.

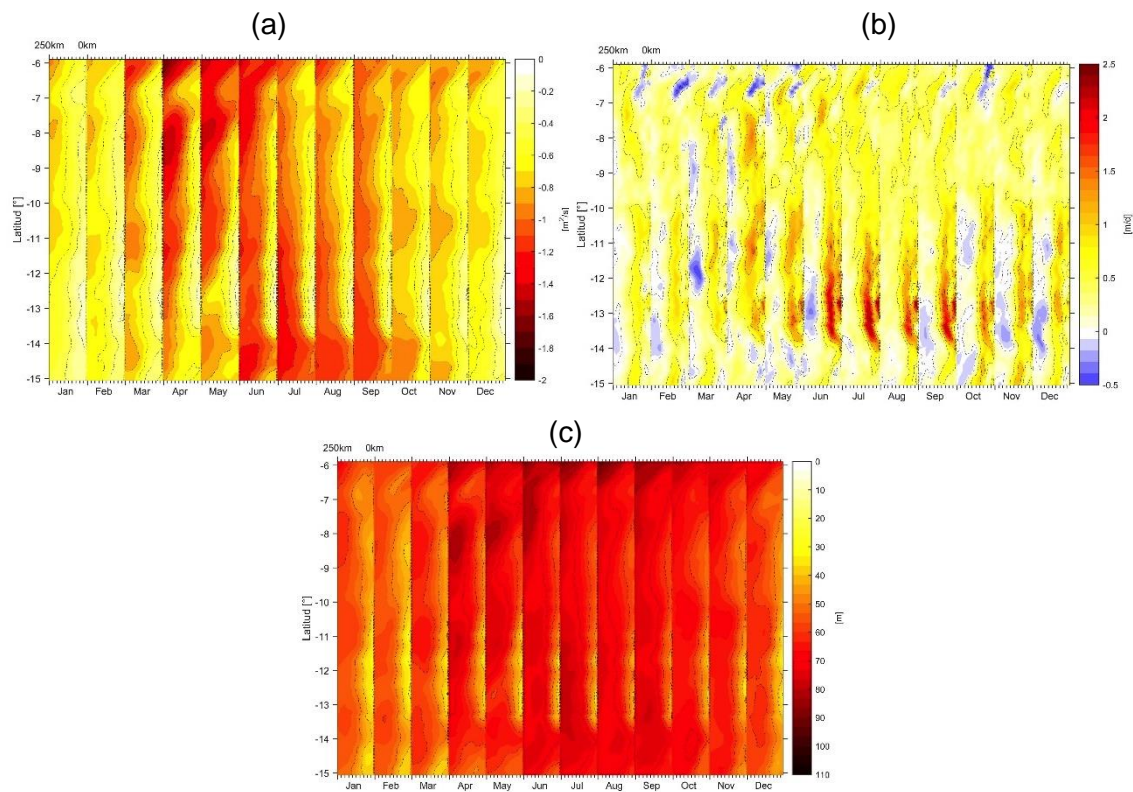


Figura A1: Evolución mensual del (a) transporte meridional de Ekman [$m^2 \cdot s^{-1}$], (b) Bombeo de Ekman [$m \cdot d^{-1}$] y (c) Profundidad de la capa de Ekman [m]. Desde la costa hasta 250km costa afuera para el área de estudio, a partir de los datos del forzante de vientos de la simulación de control.