



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL Y ARQUITECTURA
ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO
MATEMÁTICAS



MODELACIÓN NUMÉRICA DE LOS PATRONES DE
CIRCULACIÓN OCEÁNICA A NIVEL DE MESO-ESCALA
FRENTE A LA COSTA PERUANA

TESIS

PRESENTADA POR:

Bach. GRIMALDO APAZA CHINO

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS
CON ESPECIALIDAD EN FÍSICA

PUNO – PERÚ

2023



NOMBRE DEL TRABAJO

**MODELACIÓN NUMÉRICA DE LOS PATR
ONES DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA A NI
VEL DE MESO-ESCALA FRENTE A LA CO
STA PERUANA**

AUTOR

GRIMALDO APAZA CHINO

RECUENTO DE PALABRAS

19978 Words

RECUENTO DE CARACTERES

111138 Characters

RECUENTO DE PÁGINAS

119 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

9.1MB

FECHA DE ENTREGA

Jul 17, 2023 5:33 PM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Jul 17, 2023 5:35 PM GMT-5

● **10% de similitud general**

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base d

- 9% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 3% Base de datos de trabajos entregados
- 1% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● **Excluir del Reporte de Similitud**

- Material bibliográfico
- Material citado
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 10 palabras)



Natias Huilca Arbieto
NATIAS HUILCA ARBIETO
ASESOR DE TESIS



DEDICATORIA

*Al M.Sc. José Melisades Pasapera García
por inducirme en esta rama. A mis padres
Jorge Apaza Ticona y Lucia Chino Guevara,
por el esfuerzo que hicieron de otorgarme
una formación profesional y a mi pandi
querida Heide Rossi Flores Churqui por
estar conmigo las noches de desvelo durante
el presente trabajo.*

Grimaldo



AGRADECIMIENTOS

- Mi profundo agradecimiento a la Universidad Nacional del Altiplano-Puno, Facultad de Ingeniería Civil y Arquitectura, en especial a la Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas y a todos los docentes que compartieron sus saberes y experiencia en la academia.
- Asimismo, agradezco a mis jurados de tesis: M.Sc. Juan Carlos Benavides Huanca, Dr. Antonio Holguino Huarza, M.Sc. Enma Maura Bonifaz Velazco, me dieron el soporte, para la realización de esta tesis.
- Mi especial gratitud al M.Sc. Matias Huillca Arbieto, asesor de tesis, por haber dirigido esta investigación.
- Por último, agradecer a mis compañeros y amigos porque ellos han sido partes de mi formación profesional en trayecto universitarios, cada experiencia compartida es una enseñanza para mí.



ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	
AGRADECIMIENTOS	
ÍNDICE GENERAL	
ÍNDICE DE FIGURAS	
ÍNDICE DE TABLAS	
ÍNDICE DE ACRÓNIMOS	
RESUMEN	13
ABSTRACT.....	14
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	
1.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN.....	18
1.1.1. Antecedentes internacionales	18
1.1.2. Antecedentes nacionales	22
1.2. HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN	26
1.2.1. Hipótesis general	26
1.2.2. Hipótesis específicas	26
1.3. JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	26
1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	28
1.4.1. Objetivo general	28
1.4.2. Objetivos específicos	28
CAPÍTULO II	
REVISIÓN DE LITERATURA	
2.1. MARCO TEÓRICO	29



2.1.1.	Aproximación de Boussinesq.....	29
2.1.2.	La ecuación de momentum	31
2.1.3.	La ecuación de continuidad.....	32
2.1.4.	Ecuación de estado	34
2.1.5.	Conservación de la energía	35
2.1.6.	Conservación de la salinidad.....	36
2.1.7.	La ecuación de advección-difusión.....	37
2.1.8.	Circulación oceánica por esfuerzo del viento	38
2.1.9.	Corrientes Geostróficas	40
2.1.10.	Sistema de circulación oceánica global.....	41
2.1.11.	Sistema de Corrientes del Perú	47
2.1.12.	Modelación oceánica.....	49
2.2.	MARCO CONCEPTUAL	53
2.2.1.	Corrientes oceánicas.....	53
2.2.2.	Fenómeno del Niño	55
2.2.3.	Upwelling (afloramiento).....	58
2.2.4.	Plataforma continental	61
2.2.5.	Talud	63
2.2.6.	Espigones	63
2.2.7.	Pseudo-Fuerzas	64
2.2.8.	Gravedad	66
2.2.9.	Empuje (<i>buoyancy</i>)	66
2.2.10.	Fricción	67
2.2.11.	Estratificación	67
2.2.12.	Módulos.....	68



CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. TIPO DE INVESTIGACIÓN	69
3.2. NIVEL DE INVESTIGACIÓN.....	69
3.3. MÉTODO DE LA INVESTIGACIÓN	69
3.4. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN	70
3.5. ÁMBITO DE ESTUDIO: LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	70
3.6. INSTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN DE DATOS	71
3.6.1. El modelo CROCO	73
3.7. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EMPLEADO PARA LA INTERPRETACIÓN DE DATOS	88
3.7.1. BIAS o Sesgo	88

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. SIMULACIÓN DE CONTROL	89
4.2. VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS CON LA SIMULACIÓN DE CONTROL	93
V. CONCLUSIONES.....	102
VI. RECOMENDACIONES.....	104
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	105
ANEXOS.....	115

Área : Física Aplicada.

Tema : Modelación Numérica.

Línea de Investigación: Oceanografía Física.

Fecha de sustentación: 20 de Julio del 2023



ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Conservación de la masa en un volumen de control cuboide.....	33
Figura 2. Corriente de Ekman generada por el viento a 10 m/s a los 35°N.....	38
Figura 3. Esquema simplificado del Sistema de Circulación de Vuelco Meridional (MOC)	44
Figura 4. Esquema de Circulación en el Océano Pacífico	46
Figura 5. Esquema de circulación del Pacífico Tropical Este.....	48
Figura 6. Esquema de observación-obtención de datos y procesamiento-simulación	51
Figura 7. Procesos físicos que se generan por la interacción del océano con el medio	54
Figura 8. Las regiones de El Niño.....	56
Figura 9. El Índice Oceánico del Niño.....	57
Figura 10. Efectos de los esfuerzos de viento mar adentro en el hemisferio norte.....	59
Figura 11. Afloramiento frente a la costa debido a vientos que vienen del norte.....	60
Figura 12. Mapa geomorfológico de la margen continental y llanura oceánica	62
Figura 13. Perfil transversal de la fosa Perú-Chile	63
Figura 14. Espigones en la costa cerca de Domburg, Países Bajos	64
Figura 15. Vector C rotando en un marco de referencia inercial.....	65
Figura 16. Localización de la región de estudio	70
Figura 17. Discretización vertical con coordenadas verticales sigma	78
Figura 18. Estrés de viento medido en m/s.....	79
Figura 19. Salinidad en la superficie del mar medido en PSU	80



Figura 20.	Temperatura superficial del mar medido en °C	80
Figura 21.	Radiación solar de onda corta medido en nm	81
Figura 22.	Flujo superficial de agua dulce medido en m ³ /s.....	81
Figura 23.	Temperatura según los límites abiertos en °C.....	82
Figura 24.	Salinidad según los límites abiertos medido en PSU	83
Figura 25.	Evolución de diferentes variables del modelo en el tiempo	90
Figura 26.	Temperatura potencial y vectores de corriente para el verano austral	92
Figura 27.	Temperatura potencial y vectores de corriente para el inviernoaustral	93
Figura 28.	Temperatura potencial y vectores de corriente para el verano austral	94
Figura 29.	Temperatura potencial y vectores de corriente para el inviernoaustral	95
Figura 30.	Componente u del momentum promediado.....	98
Figura 31.	Componente u del momentum promediado.....	99
Figura 32.	Componente v del momentum promediado.....	100
Figura 33.	Componente v del momentum promediado.....	101



ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Principales configuraciones en crocotools_param.m.....	75
Tabla 2. Variables propias del modelo CROCO.....	86
Tabla 3. Variables derivadas del modelo CROCO	87



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

ADCP	: Acoustic Doppler Current Profiler
CODAS	: Common Oceanographic Data Access System
CROCO	: Coastal and Regional Ocean Community Model
EBUS	: Sistemas de Afloramiento del Límite Oriental
EKE	: Energía Cinética de los Remolinos
ENSO	: El Niño Oscilación Sur
ESCC	: Extensión Sur de la Corriente de Cromwell
IMARPE	: Instituto del Mar del Perú
IRI	: International Research Institute
MOC	: Meridional Overturning Circulation
PCC	: Corriente Costera Peruana
PCCC	: Contracorriente de Perú-Chile
PCCS	: Sistema de Corrientes de Perú-Chile
PCS	: Sistema de Corrientes del Perú
PCUC	: Corriente Subsuperficial de Perú-Chile
POC	: Corriente Oceánica Peruana
POM	: Princeton Ocean Model
pSSCC	: Contracorriente Subsuperficial Sur Primaria



- SEC** : Corriente Ecuatorial del Sur
- SSH** : Altura de la Superficie del Mar
- sSSCC** : Contracorriente Subsuperficial Sur Secundaria
- SST** : Temperatura Superficial del Mar
- UIOF** : Unidad de Investigaciones Oceanográficas



RESUMEN

La presente investigación vislumbra las simulaciones de las corrientes oceánicas frente a la costa peruana, con el uso del modelo numérico *Coastal and Regional Ocean Community Model* sin considerar la descarga de ríos o afluentes. El objetivo se centra en determinar la configuración de los patrones de circulación oceánica a nivel de mesoescala frente a la costa peruana para el periodo 2015-2022 para la región comprendida entre los $5^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$ de latitud y los $100^{\circ}\text{W} - 70^{\circ}\text{W}$ de longitud. Para su realización se ha generado dos simulaciones para periodos distintos, la primera es una simulación para el periodo 2005-2015, a la que se ha considerado como experimento de control, ya validada por investigaciones anteriores; y la segunda para el periodo 2015-2022 con datos obtenidos de servidores globales, considerada como la simulación de experimento. La metodología empleada fue de tipo descriptivo-explicativo, método hipotético-deductivo y diseño cuasi-experimental. El análisis estadístico de los datos empleado fue el BIAS o sesgo para poder describir las diferencias entre ambos periodos para las componentes zonal y meridional de los flujos oceánicos a distintas profundidades. Los resultados muestran la ocurrencia de cambios significativos con variaciones entre los -0.2 y 0.2 m/s en la componente horizontal lo que implica disminución en la intensidad del transporte horizontal de masas de agua a diferentes latitudes durante el periodo de verano, pero un incremento en la intensidad a lo largo de la costa peruana. Variaciones entre los -0.2 y 0.1 m/s en la componente vertical del momentum durante el verano implican un incremento de intensidad en el transporte vertical de masas de agua adentro que se va intensificando durante el periodo de invierno.

Palabras clave: Simulaciones, BIAS, Circulación oceánica, Componente horizontal, Componente vertical.



ABSTRACT

The present research envisions the simulations of ocean currents off the Peruvian coast, using the Coastal and Regional Ocean Community Model numerical model without considering the discharge of rivers or tributaries. The objective is to determine the configuration of ocean circulation patterns at the mesoscale level off the Peruvian coast for the period 2015-2022 for the region between 5°N - 20°S latitude and 100°W - 70°W longitude. The first is a simulation for the period 2005-2015, which has been considered as a control experiment, already validated by previous research; and the second for the period 2015-2022 with data obtained from global servers, considered as the experiment simulation. The methodology used was descriptive-explanatory, hypothetical-deductive method, and quasi-experimental design. The statistical analysis of the data used was the BIAS or bias to describe the differences between both periods for the zonal and meridional components of the oceanic fluxes at different depths. The results show the occurrence of significant changes with variations between -0.2 and 0.2 m/s in the horizontal component, which implies a decrease in the intensity of horizontal transport of water masses at different latitudes during the summer period, but an increase in the intensity along the Peruvian coast. Variations between -0.2 and 0.1 m/s in the vertical component of the momentum during the summer imply an increase in the intensity of vertical transport of water masses inland that intensifies during the winter period.

Keywords: Simulations, BIAS, ocean circulation, horizontal component, vertical component.



CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios en el ámbito de la dinámica oceánica involucran otras ramas del saber; y junto a ello, al intervenir la actividad antropogénica involucra a la economía al considerarlo como fuente de recurso pesquero y acuícola. Dichos estudios tienen base en las leyes físicas; ecuaciones generales que rigen la dinámica de fluidos como la ecuación de momentum (conocidas también como ecuaciones de Navier-Stokes), la ecuación de continuidad, la ecuación de conservación de energía, la ecuación de advección-difusión, la ecuación de estado (Gill, 1982; Griffies, 2016; Stewart, 2008; Talley *et al.*, 2011; Vallis, 2017). Estas ecuaciones constituyen la formulación matemática de los procesos oceánicos y su interacción con la atmósfera; que junto a los métodos numéricos permiten simular y predecir el comportamiento del océano. Actualmente, resulta conveniente simular por medio de modelos numéricos debido a que es relativamente más económico y eficaz en contraste de realizar mediciones in-situ. Por tal razón la problemática de la presente investigación consiste en realizar simulaciones frente a la costa peruana sobre un fenómeno oceánico específico.

Ahora bien, el océano se considera como un fluido turbulento con baja viscosidad que constituye estructuras tales como frentes, regiones de surgencia, meandros, remolinos o eddies y corrientes (Talley *et al.*, 2011). Es en este último fenómeno que constituye como objeto de estudio en la presente tesis, debido a que frente a las costas peruanas se desarrolla con ciclos estacionales el Sistema de Corrientes de Perú-Chile (PCCS). Además de ello las costas peruanas son una región de surgencia durante los periodos de primavera y verano (Chaigneau & Pizarro, 2005) que tienen que ver con el transporte de agua fresca y sus componentes (Jayne & Marotzke, 2002; Wunsch, 1999; Zhurbas and



Oh, 2003, 2004). Si bien se han registrado los flujos de agua por medio de datos hidrográficos (Blanco *et al.*, 2001) y mediciones de altímetro (Hormazabal *et al.*, 2004); se requiere documentar información a años más recientes con tanta precisión como sea posible; comprender las causas de su variabilidad y sin considerar las características biológicas y químicas que contienen. En ese sentido, es el interés y el aporte del presente trabajo de investigación es documentar información de la variabilidad de las corrientes oceánicas frente a la costa peruana.

Ya mencionado el uso de modelos numéricos para simular la dinámica oceánica, en la presente investigación se hará uso del modelo de circulación oceánica Coastal and Regional Ocean Community Model – CROCO (Debreu *et al.*, 2012), debido a que actualmente se encuentra bien implementado. Tal como plantea Bryan y Cox (1969), citado en Shchepetkin & McWilliams (2005) es un modelo realista, basado en las aproximaciones de Boussinesq, momentum hidrostático y balance de masa, conservación del material trazador, ecuación del estado de mar, y transporte a escala de subgrilla parametrizados. Entonces por lo señalado se plantea el problema de investigación en la región comprendida entre 5°N - 20°S, 100°W - 70°W ¿Cómo el modelo numérico CROCO representa la variabilidad de los patrones de circulación oceánica frente a la costa peruana con una resolución de meso-escala? Y considerando la hipótesis general que señala que el modelo CROCO representa la variabilidad de las corrientes oceánicas a nivel de mesoescala atribuidos por la influencia de los forzadores físicos presentes en el mar peruano.

El objetivo central de este estudio es determinar la configuración de los patrones de circulación oceánica a nivel de mesoescala frente a la costa peruana con el modelo numérico CROCO para el periodo 2015-2022. Mediante la metodología que corresponde a un enfoque cuantitativo del tipo descriptivo, y por ende un con un nivel de investigación



descriptivo-explicativo; se rige por el método hipotético-deductivo con un diseño cuasi-experimental. De este modo los resultados obtenidos se validaron con los resultados de simulaciones climatológicas llevado a cabo para años anteriores, por medio de los métodos estadísticos BIAS-sesgo (debido a la distribución espacio temporal y cantidad de datos que se calculan).

Para alcanzar esta meta se han establecido objetivos específicos que se detallan a continuación:

- Describir la influencia de los forzadores físicos presentes en el mar peruano sobre la variabilidad de las corrientes oceánicas a nivel de mesoescala con el modelo numérico CROCO.
- Interpretar la variabilidad espacio temporal de las variables oceanográficas de temperatura, salinidad y campos de velocidades con los resultados del modelo numérico CROCO.

La organización de la tesis sigue una línea acorde con los objetivos planteados: en el capítulo I, el mismo que es introductorio, se presenta el problema de manera general, se señala la contribución del estudio y los objetivos de la tesis, todo bajo el marco de una línea metodológica. Se detallan los antecedentes empíricos de la investigación (el estado del arte) tanto internacionales como nacionales que guardan relación directa e indirecta con el presente trabajo. Posterior a ello se menciona la hipótesis general como específicas, las mismas que se buscaron corroborar en el presente trabajo.

En el capítulo II se plasma las bases teóricas y conceptuales pertinentes para el fin de la investigación. Seguidamente en el capítulo III, se alude con diferentes autores la línea metodológica que enmarca el presente trabajo de investigación señalando el tipo, nivel, método, diseño y ámbito de estudio. Se señala también los instrumentos de



recolección de datos, las características y configuraciones llevadas a cabo en el modelo CROCO; y eventualmente el análisis estadístico para la interpretación de los resultados.

En el capítulo IV se enuncian los resultados más importantes en el desarrollo de la investigación y la discusión de estos. Por una parte, se describen las características de las corrientes climatológicas que funcionaron como un experimento de control, configurado a la misma resolución que salieron los resultados de la simulación experimental. Y por otro lado la validación de los resultados, en la cual además de describir las características de las corrientes se hizo una comparación de resultados por medio del BIAS estadístico.

Luego de ello, en el capítulo V se muestran las conclusiones a las cuales se arribaron en el presente trabajo. También se agregan las recomendaciones para realizar trabajos relacionados con el tema, se continúa con las referencias bibliográficas y se culmina con los anexos en los que se consideran la matriz de consistencia, instrumentos de recolección de información, medios de verificación entre otros.

1.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

1.1.1. Antecedentes internacionales

El trabajo de Toro *et al.* (2019) sobre “*circulación oceánica del Golfo de Urabá usando campos de viento de alta resolución temporal*”, se estudió los procesos físicos que intervienen en la circulación oceánica para lo cual utilizó el modelo numérico de circulación oceánica regional ROMS-CROCO (*Regional Ocean Modeling System – Coastal and Regional Ocean Community Model*), aplicando un forzamiento atmosférico de tiempo variable durante el periodo 2010-2015, lograron identificar que el Golfo de Urabá se encuentra dividido en tres zonas en las cuales se dan escenarios distintos. Por lo tanto, si el campo de viento



tiene una dirección norte-sur, contraria al flujo del río Atrato, genera una circulación que confina las aguas dulces en el sur. Cuando el esfuerzo de viento está en la misma dirección del flujo del río Atrato (sur-norte), genera un aumento en la magnitud de las corrientes superficiales logrando salir flujo por el costado este del Golfo. Además de ello se encontró que en bahía Colombia la circulación no presenta variaciones significativas entre las épocas climáticas del año; pero si se intensifican los vientos que provienen del sur, en bahía Colombia habrá una mayor recirculación de la masa de agua. Asimismo, en el Golfo de Urabá las variaciones en su circulación se presentan en la haloclina y debajo de los 10 m se encuentra dominado por los sistemas de corrientes del Caribe (CC y CCPC). También es importante mencionar que los resultados obtenidos sugieren la influencia de otros moduladores tales como los ríos Atrato y León .

Renault *et al.* (2016), realizó un estudio con modelos de océano-atmósfera acoplados y no acoplados en el Sistema de Surgencia de California para evaluar las interacciones dinámicas océano-atmósfera, es decir, la retroalimentación de la corriente superficial del océano a la atmósfera. Así, la retroalimentación está en la transferencia de energía de la atmósfera al océano (controla la Energía Cinética de los Remolinos - EKE), y la corriente a su vez tiene un efecto contra restante sobre el viento mismo. Es decir, reduce la generación de remolinos debilitando el estrés superficial y por lo tanto el suministro de un trabajo positivo del viento cerca de la costa, desvía la energía de la corriente geostrofica hacia la atmósfera, y amortigua los remolinos reduciendo su tiempo de vida. Eventualmente los autores proponen una transferencia de energía inducida por la corriente desde el océano a la atmósfera en la escala de remolinos.



Por su parte Guerrero (2016) en su tesis de los procesos asociados a la circulación oceánica “*modelación de los patrones de circulación oceánica a niveles de submesoescala en el Mar Caribe Colombiano*” con el fin de plantear una gran variedad de escenarios, en múltiples escalas espaciales y temporales se trabajó con el modelo ROMS-AGRIF, realizando simulaciones con una escala de 1km y proponiendo una metodología para el estudio de la circulación a estos niveles espaciales que básicamente consiste en técnicas de separación de escalas y análisis espectral. Los resultados mostraron que, para las escalas modeladas actualmente, si bien buena parte de los rasgos de niveles espaciales de mesoescala y superiores son observados, también se puede observar cierta desviación del comportamiento de las grandes escalas, el cual puede ser observado por altimetría satelital. Esto se debe a que se puso en comparación con datos de modelos de reanálisis y con datos de sensores remotos. Además de ello, recomienda que el uso de modelos como este debe ir acompañado de un estudio serio de la información a utilizar.

En artículo de Aguirre *et al.* (2012) aludí a la “dinámica estacional del flujo cercano a la superficie a lo largo de la costa frente a la zona central de Chile”, menciona que por medio de altimetría de satélite y un modelo oceánico se pudo evaluar el rol del rotacional del estrés de viento sobre la circulación oceánica. En ese sentido, se realizaron dos simulaciones (con y sin considerar el rotacional); los resultados mostraron que la simulación considerando el estrés de viento medio mensual con rotacional mostró un fuerte ciclo estacional y un flujo hacia el ecuador bien definido con una estructura similar a un chorro. Y en contraste, la simulación sin considerar el rotacional mostró que la separación de la corriente debido al cabo en Punta Lavapie no se puede observar. Lo que demuestra la



importancia del afloramiento/descenso en alta mar asociado con el bombeo Ekman impulsado por el rotacional.

Escobar (2012) en la tesis sobre “*validación del modelo numérico ROMS en la región ecuatorial comprendida entre la costa ecuatoriana y las Islas Galápagos*” utilizó métricas estadísticas entre los valores pronosticados y las mediciones in situ de la temperatura y salinidad del mar para tres cruceros oceanográficos; estimando los errores de predicción, ya sea de sobreestimación y subestimación. Así, el objetivo fue de determinar las zonas y niveles de profundidad de mayor fiabilidad de pronóstico. Entre los resultados obtenidos se puede mencionar que el modelo ROMS tiene la capacidad pronosticar la salinidad del mar con menor error que la temperatura del mar. Los errores del modelo para las variables mencionadas se incrementan con la profundidad. Es importante también indicar que en cuanto a la metodología de validación se utilizó la técnica de interpolación y homogenización CRESSMAN-POISSON, que para los datos observados tiende a suavizar las isotermas, mostrando diferencias en la distribución espacial de la variable entre lo observado y modelado. Además de ello, el modelo ROMS mostró estabilidad después del primer mes para los niveles superficiales, mientras que a estratos más profundos no logró alcanzar dicha estabilidad.

Según McClimans y Nilsen (1993) en su estudio nos presenta un modelo de laboratorio giratorio sobre el Mar de Barents, se forzó con los flujos de entrada calculados de masas de agua del Atlántico y de aguas superficiales del Ártico para el periodo 1979 – 1984. La alta resolución espacial en la cuenca (5 m) permitió simular en otras escalas simultáneamente. Entre las características de interés se obtuvieron la propagación de la Corriente Costera Noruega sobre Tromsflaket,



un chorro de núcleo cálido a lo largo de la vertiente del sureste de Svalbardbanken, el cuál empuja el frente de hielo hasta el noreste de la isla Hopen, la circulación anticiclónica alrededor de Sentalbanken (que impulsa el agua superficial del Ártico y el hielo hacia el sur en la cuenca oriental), las aguas costeras de Noruega que fluyen hacia el norte a través del canal Bear Island, las salidas de agua profunda que fluyen hacia el norte a través del pasaje Franz-Victoria y hacia el oeste a través del canal Bear Island. Y entre los resultados más relevantes señala que el arrastre del agua superficial del Ártico en Svalbardbanken hacia la afluencia del Atlántico mantiene el frente polar definido y modifica el agua del Atlántico a medida que fluye hacia el océano Ártico.

1.1.2. Antecedentes nacionales

Estudios realizados por Penven *et al.* (2005) sobre la “*circulación media, ciclo estacional y dinámica de mesoescala del sistema actual del Perú: un enfoque de modelado*”, en el cual se implementó el modelo ROMS de alta resolución para investigar la circulación y la dinámica de mesoescala para el Sistema de Corrientes del Perú (PCS). El modelo demostró ser capaz de producir el frente de afloramiento, la lengüeta de agua fría que se extiende hacia el Ecuador y el frente de agua fría. Los cambios estacionales del modelo en Temperatura Superficial del Mar (SST) y Altura de la Superficie del Mar (SSH) se compararon con las mediciones in-situ. Se concluyó que luego de un breve periodo de estabilización, la solución del modelo no presentó ninguna desviación temporal significativa y es representativa de la dinámica conocida en esta región. Debido a que no se trata de una simulación operacional, la evaluación de la capacidad del modelo se realizó mediante una comparación general de la circulación promediada, la estructura baroclínica media y el ciclo estacional publicado en la literatura.



Para Domínguez *et al.* (2011) en el análisis de las principales corrientes peruanas durante el periodo 2008-2009 llevado a cabo por la Unidad de Investigaciones en Oceanografía Física (UIOF) del Instituto del Mar del Perú (IMARPE), para tal fin se usaron datos de nueve cruceros de evaluación. Los datos recolectados por el correntómetro ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), y procesados según la metodología CODAS V3.1 (*Common Oceanographic Data Access System*). Se concluyó que la Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC), se presentó fortalecida en los meses de otoño e invierno, la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC) se localizó fuera de las 40 *mn* y por debajo de los 50 *m* de profundidad, la Corriente Costera Peruana (PCC) se desplazó de sur a norte en la capa superficial alcanzando velocidades de hasta 20 *cm/s*, y la Corriente Oceánica Peruana (POC) se ha mostrado en todos los casos fuera de las 80 *mn*.

En su artículo Montes (2015) sobre la circulación del pacífico tropical este, señala que el sistema de corrientes localizado entre los 3°S-18°S, soporta cerca del 10% de la captura de peces a nivel mundial; ya que los vientos alisios del sudeste en dirección al norte favorecen el afloramiento costero. Asimismo, indica que pese a que la Corriente Costera Peruana (PCC) tiene un ciclo estacional poco conocido, alcanza su velocidad máxima durante el invierno. Además, que el Sistema de Corrientes de Perú (PCS) y el Sistema de Corrientes Ecuatoriales (ECS) presentan un alto contraste durante la fase cálida y fría del ENSO.

Brink *et al.* (1983) trata en pesquisa sobre ambiente físico del sistema de surgencia del Perú, en ella discute sobre cuatro fenómenos importantes que son la surgencia impulsada por el viento, la corriente subsuperficial que se dirige al polo, profundización de la capa de mezcla, y las ondas atrapadas en la costa de baja



frecuencia. Señala que la relación entre el transporte en altamar en la relativa capa superficial poco profunda y el transporte de Ekman fue buena tanto para el estado promedio y variable. Sin embargo, entre el transporte interior profundo y la marcada variabilidad tridimensional y espacial del afloramiento no tanto. Además, que la variabilidad de la velocidad a lo largo de la costa está dominada por ondas baroclínicas costeras libres atrapadas con periodos de 5 – 20 días.

Nos presenta Ticse (2018) en su tesis a cerca de la “*caracterización de la dinámica oceánica de la costa peruana bajo diferentes escenarios de esfuerzo de vientos*”, fue desarrollada en la región comprendida entre los 6°S - 15°S y 75°W - 85°W se analizaron tres escenarios numéricos, los cuales fueron basados en un experimento climatológico desarrollado para el Pacífico Tropical Este (RSoda). Así, se modificaron los esfuerzos de viento para debilitarlo (Rsoda_Qmin), intensificarlo (Rsoda_Qmax) y multiplicarlo (Rsoda_Q5). Dichas simulaciones fueron corridas para nueve años climatológicos, teniendo salidas promediadas cada tres días. En los resultados se encontró que la columna de agua sobre los 550 m de profundidad es la capa más afectada por las variaciones de esfuerzo de viento. Asimismo, la Corriente Sub-superficial de Perú-Chile (PCUC) muestra una relación directa al esfuerzo de viento. Se pudo notar que la variable más estable es la salinidad, debido a que en los experimentos no se contemplaron variaciones en los flujos de calor y agua fresca; no obstante, se debería considerar ya que en la realidad se ven afectados por el cambio climático.

En su tesis Guzmán (2006) nos presenta sobre los patrones de circulación debido a la intervención de los forzantes de viento y marea en la bahía Ferrol en Chimbote, logra contribuir a la evaluación del recambio de aguas y su relación con la contaminación en la bahía. Se usó el modelo POM (*Princeton Ocean*



Model), el cual sigue un esquema de simulación similar al modelo CROCO. Las aguas de la bahía son poco profundas (máximo 30m) y debido a ello se realizaron las simulaciones con un carácter bidimensional. Se empleó la climatología elaborada por el International Research Institute (IRI). Se concluyó que la bahía no tiene condiciones para el recambio de aguas con el medio externo debido a que se presentan flujos de entrada y salida con velocidades bajas. También se determinó que la principal fuente generadora de corrientes dentro de la bahía son las mareas, haciendo que la circulación de la bahía se intensifique con periodos de aproximadamente 6 horas. El viento no interviene de manera predominante dentro de la bahía, pero si fuera de la bahía con un flujo neto en dirección Noroeste.

Centeno *et al.* (2010) referente a su investigación a la “*modelación numérica de la circulación marina en las bahías Callao y Miraflores*”, mediante el uso del modelo POM; además de caracterizar el patrón de circulación, analizó los efectos que se producen a causa de la morfología costera y la presencia de la isla San Lorenzo. Indica que factores como este inducen a la presencia de vórtices dentro de la bahía del Callao, y la propagación de mareas se manifiestan en el área del puerto del Callao generando corrientes de flujo (debido a la marea ascendente) y reflujos (debido a la marea descendente) que su vez se ven influenciados por la presencia de espigones.

El trabajo realizado por el IMARPE por Correa *et al.* (2008) sobre el “*modelado de la circulación marina y descargas hipotéticas en la bahía del Callao, Perú*”; en el cual el objetivo fue simular la circulación marina y las descargas hipotéticas en la bahía, considerando las variaciones estacionales climatológicas, y la dirección e intensidad de los forzantes de viento. Se utilizó el modelo numérico ROMS sumado a las bases de datos de ETOPO2, GEBCO, DHN



e IMARPE. Se logró representar adecuadamente los patrones de temperatura, salinidad, circulación de gran escala y circulación local en la bahía. Entre las simulaciones de escenarios hipotéticos observaron que debido a la descarga de efluentes domésticos se presentan flujos predominantemente hacia el norte, con variaciones estacionales en dirección noroeste; asimismo, escenarios con viento norte, mostraron el transporte de las descargas hipotéticas hasta la bahía de Miraflores.

1.2. HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1. Hipótesis general

El modelo numérico CROCO simula con alta precisión la circulación oceánica frente a la costa peruana a nivel de mesoescala para el periodo 2015-2022.

1.2.2. Hipótesis específicas

- El modelo numérico CROCO representa la variabilidad de las corrientes oceánicas a nivel de mesoescala atribuidos por la influencia de los forzadores físicos presentes en el mar peruano.
- El modelo numérico CROCO nos permite interpretar la variabilidad espacio temporal en las variables oceanográficas de temperatura, salinidad y campos de velocidades.

1.3. JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

El estudio de la circulación oceánica tiene relevancia debido a que involucra muchas ramas del conocimiento. El hecho que juegue un rol importante en la regulación



del clima hace que muchos aspectos sean considerados ya que cualquier variación en el espacio y tiempo tiene que ver con la estabilidad de la tierra. A escala mundial su interacción con la atmósfera hace que actúe como un termostato regulando la temperatura, a causa de que las masas de agua absorben calor y la circulación oceánica lo distribuye (GeoInnova, 2016). Así, al interactuar con la atmósfera provoca grandes procesos físicos, químicos, geológicos y biológicos. Es debido a estas variaciones que la circulación oceánica genera un intercambio de masas de agua favoreciendo el hábitat para el desarrollo de determinadas especies tanto en animales como en vegetación (Ramirez, 2006).

A nivel de meso-escala, es decir estudios de áreas del orden de $10^3 km^2$ (Aguirre, 2009), el estudio de la circulación oceánica es importante para comprender el clima predominante en la zona; lo que implica saber los recursos biológicos con los que se puede contar, de tal manera que se puede aprovechar la morfología del sistema. Entender lo que ocurre en nuestro entorno nos ayuda a pronosticar o prevenir fenómenos naturales que pueden ser benéficos o perjudiciales para nosotros; así, una buena gestión de datos oceanográficos nos ayuda en la hora de tomar decisiones proteger el medio ambiente (Zambrano, 2009).

El Perú se encuentra frente a la Corriente Ecuatorial del Pacífico Sur dentro del sistema de corrientes denominado Cinturón de Transporte Oceánico (*Conveyor Belt*), que interviene en la variación del clima mundial. También se encuentra al frente del Sistema de Corrientes del Perú, el cual es uno de los más productivos del mundo (Montes, 2015; Ramirez, 2006). Comprender el sistema es de relevancia ya que frente a la costa peruana se provee cerca al 10% de la captura mundial de peces (Chavez *et al.*, 2008); esto es gracias a los vientos alisios del sudeste que favorecen al afloramiento costero. Sin embargo, presenta un ciclo estacional poco conocido. El Sistema de Corrientes del Perú



debido a su conexión directa con el Sistema de Corrientes Ecuatorial se ven afectados por la variabilidad interanual del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO).

El ENSO debido a sus teleconexiones determina cambios en el ecosistema de la corriente de Humboldt, generalmente ocasiona que en la estructura vertical de la columna de agua se vea afectada en lo que dura dicho fenómeno (IMARPE, n.d.). Éste fenómeno provoca una disminución del aporte de aguas frías y ricas en nutrientes a la superficie que se da por el afloramiento costero, ocasionando pérdidas en el ámbito de la pesquería peruana. En ese sentido el estudio de la circulación oceánica nos permite establecer sistemas de monitoreo y alerta para prevenir situaciones de riesgo.

1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.4.1. Objetivo general

Determinar la configuración de los patrones de circulación oceánica a nivel de mesoescala frente a la costa peruana con el modelo numérico CROCO para el periodo 2015-2022.

1.4.2. Objetivos específicos

- Describir la influencia de los forzadores físicos presentes en el mar peruano sobre la variabilidad de las corrientes oceánicas a nivel de mesoescala con el modelo numérico CROCO.
- Interpretar la variabilidad espacio-temporal de las variables oceanográficas de temperatura, salinidad y campos de velocidades con los resultados del modelo numérico CROCO.



CAPÍTULO II

2. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. MARCO TEÓRICO

El océano es un sistema dinámico disipativo-forzado cuyo rango de movimiento se extiende desde escalas de milímetro/segundo de disipación viscosa hasta escalas globales/siglos de variaciones climáticas y cambios antropogénicos (Griffies, 2016). Su interacción con la atmósfera influye en la distribución de lluvias, sequías, inundaciones, tifones, tormentas, huracanes y el clima regional (Stewart, 2008). Las ecuaciones discretas que se usan en los modelos de circulación general oceánica tienen base en las ecuaciones primitivas hidrostáticas; las cuales son simplificaciones de las ecuaciones propias de la geofísica y oceanografía física tomando en cuenta algunas consideraciones (Jullien *et al.*, 2022). Estas ecuaciones derivan de las leyes de conservación tales como la conservación de masa (que conduce a la ecuación de continuidad), conservación de energía (que conduce al balance de energía y a la ecuación de onda), conservación de momentum (son las ecuaciones de Navier-Stokes) y la conservación de momentum angular que conduce a la conservación de vorticidad (Cushman-Roisin & Beckers, 2009; Gill, 1982; Griffies & Adcroft, 2013; Kowalik & Murty, 1993; Pond & Pickard, 1983; Vallis, 2017). A continuación, se hace una revisión de dichas ecuaciones.

2.1.1. Aproximación de Boussinesq

Según Joseph Boussinesq (1842-1929), podemos asumir con seguridad en el océano la densidad constante; ello nos da a entender que los flujos oceánicos se pueden tomar como incompresibles. Así, podemos tener en cuenta algunas simplificaciones sin tener una considerable pérdida en la precisión en los cálculos.

Esto se justifica a que en los sistemas geofísicos la densidad del fluido varía pero no representativamente cerca de la media (Cushman-Roisin & Beckers, 2009; Stewart, 2008). Entonces, podemos escribir:

$$\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \quad (2.1)$$

Donde ρ' representa las variaciones de densidad, las mismas que son pequeñas comparados con el valor de referencia ρ_0 , es decir $\rho' \ll \rho_0$. Se las puede relacionar con la variación de densidad causada por la estratificación. Asimismo, los supuestos que Boussineq considera son:

- Las velocidades en el océano deben ser pequeñas comparadas con la velocidad del sonido c , esto nos asegura que la velocidad no cambia a la densidad. Sin embargo, si el campo de velocidades se aproxima a la velocidad del sonido, puede producir grandes cambios en la densidad como ondas de choque.
- La velocidad de fase de onda o perturbaciones deben ser menores a la velocidad del sonido c . La velocidad del sonido en fluidos incompresibles es infinita y debemos asumir que el fluido es compresible cuando se habla del sonido en el océano. Por lo tanto, la aproximación resulta no ser cierta para el sonido. Todas las demás ondas en el océano tienen pequeñas velocidades comparadas con el sonido.
- La escala vertical del movimiento debe ser pequeña comparada con c^2/g , en donde c es la velocidad del sonido y g es la gravedad, lo que nos asegura que la presión crece con la profundidad y que este incremento en la presión produce solo pequeños cambios en la densidad.

2.1.2. La ecuación de momentum

Es también llamada como la ecuación de movimiento. Para obtenerla se considera la segunda ley de Newton $\sum \vec{F} = m\vec{a}$, debido a que más de una fuerza actúa simultáneamente sobre una partícula. Es conveniente escribirla como

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = \frac{\sum \vec{F}}{m} \quad (2.2)$$

Y decir que la aceleración observada se debe a la todas las fuerzas que actúan por unidad de masa (Pond & Pickard, 1983; Stewart, 2008; Ticse de la Torre, 2018). Es necesario el uso de la derivada material ya que se aplica a una partícula con todas sus propiedades. Así, la ecuación en su forma vectorial es:

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + g + \vec{F}_r \quad (2.2)$$

Donde se tiene en cuenta los gradientes de presión negativos $-\frac{1}{\rho} \nabla p$, menos la fuerza de Coriolis $-2\vec{\Omega} \times \vec{v}$, más la gravedad g , más fuerzas de fricción por unidad de masa \vec{F}_r . En estos factores se tiene a \vec{v} como la velocidad de la partícula, a $\vec{\Omega}$ como la velocidad angular de la tierra (2π por día sideral o $7.292 \times 10^{-5} rad/s$) y a ρ como la densidad del fluido. Ahora si se expande la ecuación vectorial (2.2) en coordenadas cartesianas, nos da:

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

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



$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos \varphi - g + F_z \quad (2.5)$$

Las componentes u, v, w de la velocidad son las direcciones este, norte y la vertical respectivamente; describen el movimiento del océano. Cabe señalar que se asume que $w \ll v$, así se ha quitado el termino $-2\Omega w \cos \varphi$ de la ec. (2.3).

2.1.3. La ecuación de continuidad

Es también conocida como la ecuación de conservación de la masa. Relaciona la tasa de cambio de densidad con el cambio de movimiento (Gill, 1982). Debido a que el fluido entra y sale de las regiones; su volumen puede alterarse y por ende su densidad también (Vallis, 2017). Esta ecuación se obtiene a partir de un punto de vista Euleriano, el cual considera un volumen de control infinitesimal cuboide $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ fijo en el sistema de coordenadas cartesiano; el fluido se mueve dentro y fuera del volumen a través de su superficie. De acuerdo con la Fig. 1 el fluido atraviesa las caras en el plano yz de área $\Delta A = \Delta y \Delta z$ en las coordenadas x y $x + \Delta x$.

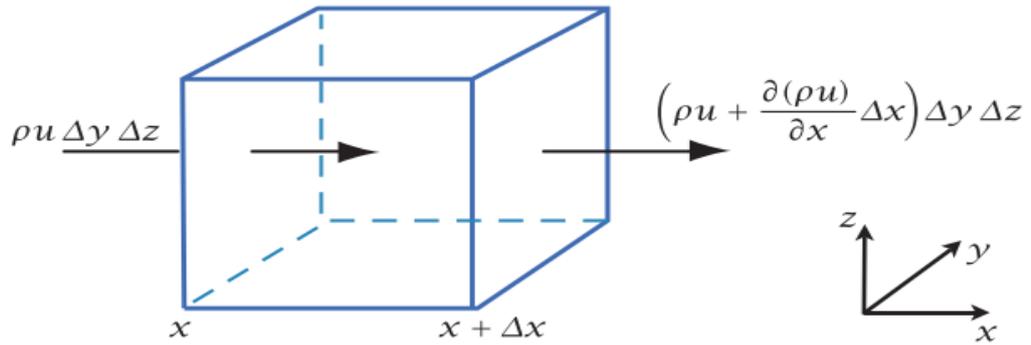


Figura 1. Conservación de la masa en un volumen de control cuboide

Nota. Para obtener un balance o flujo en el volumen de control se debe tener en cuenta un incremento en la densidad. Adaptado de “Atmospheric and Ocean Fluid Dynamics” por K. Vallis, Geoffrey, 2017.

El balance de masa está dado por el fluido que entra menos el fluido que sale, es decir:

flujo en el volumen de control / acumulación = flujo de entrada – flujo de salida

Entonces la acumulación del fluido dentro del volumen de control debido al movimiento en la dirección x es evidentemente

$$\Delta y \Delta z [(\rho u)(x, y, z) - (\rho u)(x + \Delta x, y, z)] = - \left. \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} \right|_{x,y,z} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2.6)$$

También se debe considerar los efectos de movimiento en los ejes y e z

$$- \left[\frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2.7)$$

A esta acumulación neta de fluido se le debe añadir el incremento de masa dentro del volumen de control

$$\frac{\partial(\rho\Delta V)}{\partial t} = \Delta x\Delta y\Delta z \frac{\partial\rho}{\partial t} \quad (2.8)$$

Así, debido a que la masa se conserva se tiene

$$\Delta x\Delta y\Delta z \left[\frac{\partial\rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] = 0 \quad (2.9)$$

La cantidad dentro los corchetes debe ser igual a cero, esto es

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho\vec{u}) = 0 \quad (2.10)$$

Ésta es la ecuación de continuidad para un fluido compresible primeramente derivado por Leonhard Euler (1707-1783). Ahora, si se expande las derivadas de los productos $(\rho\vec{u})$ y reordenando términos se obtiene la forma alternativa de la ec. (2.10):

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (2.11)$$

Ahora, si se toma en cuenta la aproximación de Boussinesq podemos asumir con seguridad en el océano la densidad constante. Así, la ecuación de continuidad para el océano se llega a simplificar:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.12)$$

2.1.4. Ecuación de estado

Hay una selección de variables que se usan para señalar el estado de un fluido, en cuanto al océano, se considera a temperatura, presión y la concentración de constituyentes. Es gracias a esta ecuación de estado que da a las demás

ecuaciones propiedades de estado como funciones de estas variables (Gill, 1982).

La más importante es la ecuación de estado de la densidad:

$$\rho = \rho(T, P, S) \quad (2.13)$$

La tercera variable que representa a la concentración de constituyentes es la salinidad que representa a los siguientes iones que están en relación de masa: cloruro 55%, sodio 30%, sulfato 8%, magnesio 4%, potasio 1% y calcio 1%. Sin embargo, para diversas aplicaciones se asume que la densidad del fluido es independiente de la presión (Cushman-Roisin & Beckers, 2009). De esta forma se formula la siguiente ecuación que es dependiente solo de la temperatura y salinidad:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (2.14)$$

Donde T es la temperatura (Celcius o Kelvin), S es la salinidad (Unidades Practicas de Sal - PSU), las constantes $\rho_0 = 1028 \text{kg} \cdot \text{m}^3$, $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $S_0 = 35 \text{PSU}$ son valores de referencia, $\alpha = 1.7 \times 10^{-4} \text{K}^{-1}$ es el coeficiente de expansión térmica y $\beta = 7.6 \times 10^{-4}$ es el coeficiente de contracción salina.

2.1.5. Conservación de la energía

La ecuación que gobierna la temperatura surge del principio de conservación de la energía o también conocida como la primera ley de la termodinámica, que señala que la energía interna ganada por unidad de masa es igual al calor que recibe menos el trabajo mecánico que realiza:

$$\frac{de}{dt} = Q - W \quad (2.15)$$

En donde e es la energía interna que es una medida de la agitación térmica de las moléculas en una parcela de fluido, la misma que es igual a

$$e = C_v \frac{dT}{dt} \quad (2.16)$$

Donde $C_v = 3990 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ es la capacidad calorífica a volumen constante para el océano, Q es la tasa de calor ganado, cabe mencionar que el termino Q solo considera el calor ganado por unidad de masa por medio del contacto con partículas vecinas por el proceso de difusión, entonces se toma en cuenta la ley de conducción de calor de Fourier $Q = \frac{k_T}{\rho} \nabla^2 T$; k_T es la conductividad térmica del fluido. W es el trabajo que hace el fluido en forma de presión sobre el fluido circundante; entonces es la presión multiplicado por el cambio en el volumen $W = p \frac{dV}{dt}$; V es el volumen por unidad de masa ($V = 1/\rho$). Ahora si reescribimos la ec. (2.15) se obtiene:

$$C_v \frac{dT}{dt} = \frac{k_T}{\rho} \nabla^2 T - p \frac{d(1/\rho)}{dt} = \frac{k_T}{\rho} \nabla^2 T + \frac{p}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} \quad (2.17)$$

Considerando la ec. (2.10) nos conduce a la ecuación de energía gobernada por la evolución de la temperatura:

$$C_v \frac{dT}{dt} + p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \frac{k_T}{\rho} \nabla^2 T \quad (2.18)$$

2.1.6. Conservación de la salinidad

Esta ecuación señala que una parcela de fluido conserva su contenido de sal, excepto se dé una redistribución por difusión:

$$\frac{dS}{dt} = k_s \nabla^2 S \quad (2.19)$$

2.1.7. La ecuación de advección-difusión

Esta ecuación sirve para poder describir la conexión entre los flujos de cantidades físicas y su tasa de cambio dentro de un sistema físico debido a procesos de advección y difusión (Stocker, 2011). Un ejemplo de su uso puede ser la parametrización de la dispersión de larvaria (Mclusky & Wolanski, 2011), para lo cual se debe de incluir el coeficiente de dispersión local (difusividad de remolinos).

Para llegar a esta ecuación se establece una ecuación de conservación (puede ser el número de partículas, energía, masa) con la densidad C (poder ser la densidad de partículas, densidad de energía, densidad de masa); y considerando un volumen de control fijo $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z = A \Delta x$ similar a la Fig. 1. La densidad media dentro del volumen de control debe su cambio a los flujos que entran y salen del volumen del control, también se deben a las fuentes y sumideros operando dentro de él. Entonces podemos escribir:

$$\frac{\partial C \Delta V}{\partial t} = F(x)A - F(x + \Delta x)A + P \Delta V \quad (2.20)$$

Donde F es el flujo de densidad de la cantidad C , y P es la fuente de densidad neta. Luego se debe de incorporar la primera ecuación de Fick para la difusión $F = -D \nabla C$ (D es la ecuación de difusión isostrópica), la densidad de flujo advectivo de una cantidad escalar $\vec{F} = \vec{u}C$ en un flujo $\vec{u}(\vec{x}, t)$, lo que nos conduce a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{u}C) + \vec{\nabla} \cdot (D\vec{\nabla}C) + P \quad (2.21)$$

2.1.8. Circulación oceánica por esfuerzo del viento

El mecanismo de Walfrid Ekman nos permite explicar la circulación impulsado por los vientos hasta cientos de metros de profundidad, lo que se denomina la capa de Ekman. Se considera la circulación para un fluido horizontal, homogéneo, constante con fuerzas de fricción sobre un sistema giratorio; entonces la derivada temporal y horizontales son iguales a cero, lo que permite un balance entre la fuerza de fricción y la fuerza de Coriolis (Stewart, 2008). Según este mecanismo, la corriente superficial se origina a 45° a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio Norte y 45° a la izquierda en el hemisferio Sur.

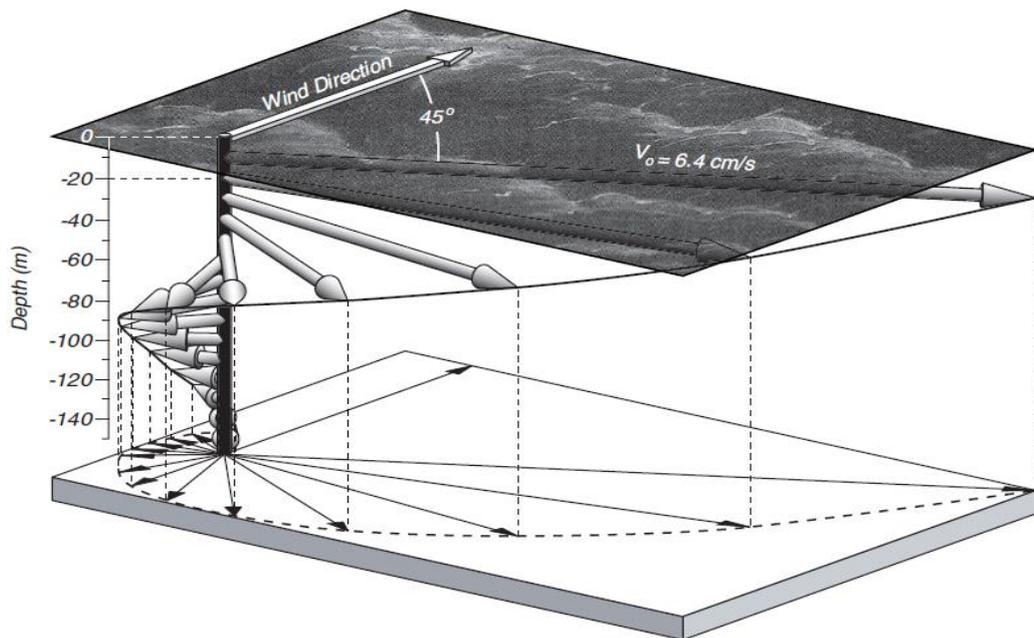


Figura 2. Corriente de Ekman generada por el viento a 10 m/s a los 35°N

Nota. La velocidad decae exponencialmente con la profundidad y los vectores de velocidad generan un patrón que se denomina espiral de Ekman. Adaptado de “Introduction to Physical Oceanography” por Stewart, Robert H. (2008).

Dado el esfuerzo de viento enunciado por Bowden (1980) citado en (Corbí Bellot *et al.*, 2013):

$$\tau = \rho_{aire} C_D U_{10}^2 \quad (2.22)$$

Donde ρ_{aire} es la densidad del aire, C_D es el coeficiente de arrastre (factor adimensional) y U_{10}^2 es la velocidad del viento a 10 m sobre el mar. Ekman obtuvo el valor de la velocidad de corriente V_0 como función de la velocidad del viento como:

$$V_0 = \frac{0.0127}{\sqrt{|\sin|\varphi|}} U_{10} \quad (2.23)$$

Con $|\varphi| \geq 10$, considerando que el flujo en la capa de Ekman ocupa un volumen, existe transporte de masa por unidad de tiempo, a dicho transporte se le conoce como el transporte de Ekman. La relación de las componentes de la velocidad de viento superficial U_{10} con el transporte se relacionan mediante las expresiones (Álvarez, 2007) citado en (Corbí Bellot *et al.*, 2013):

$$Q_x = \frac{\rho_a C_d}{\rho_w f} U_{10y} \sqrt{U_{10x}^2 + U_{10y}^2} \quad (2.24)$$

$$Q_y = -\frac{\rho_a C_d}{\rho_w f} U_{10x} \sqrt{U_{10x}^2 + U_{10y}^2} \quad (2.25)$$

Donde Q_x y Q_y son las componentes zonal y meridional (en m^3/s) del transporte de Ekman. Cabe mencionar que, si bien los vientos generan a la capa de Ekman que transporta masas de agua, si se dan a lo largo de la costa producen el fenómeno *upwelling*. Asimismo, los vientos conducen la variabilidad espacial del transporte de Ekman; es decir, ya que la masa debe conservarse, el transporte

conduce al movimiento de las masas de agua en la vertical en la parte superior de la capa de Ekman produciendo convergencias y divergencias. A esto se le denomina bombeo de Ekman (Cushman-Roisin & Beckers, 2009; Kessler, 2006; Stewart, 2008), esta velocidad se obtiene integrando la ecuación de continuidad en la vertical:

$$\nabla_H \cdot M_E = -\rho w_E(0) \quad (2.26)$$

Donde M_E es el vector del transporte de masa debido al flujo en la capa superior del océano, ∇_H es la divergencia horizontal, w_E es la velocidad vertical evaluada en cero porque no puede elevarse en el aire y debe ser balanceada por una velocidad geostrófica. Ahora, relacionando el bombeo de Ekman con el esfuerzo de viento se tiene:

$$w_E(0) = -\frac{\text{curl}_z T}{\rho f} \quad (2.27)$$

Donde $\text{curl}_z T = \frac{\partial T_{yz}(0)}{\partial x} - \frac{\partial T_{xz}(0)}{\partial y}$ es el rotacional del forzante de viento,

el subíndice z indica la componente vertical del rotacional, T es el esfuerzo de viento.

2.1.9. Corrientes Geostróficas

El balance de los gradientes de presión horizontal (en distancias que exceden decenas de kilómetros), debido a las corrientes horizontales, con la fuerza de Coriolis se conoce como el balance geostrófico (Stewart, 2008). Se debe simplificar las ecuaciones de movimiento para obtener las ecuaciones que describen las condiciones del océano profundo (alejado de la costa y debajo de la capa de Ekman); se asume que el fluido no tiene aceleración, las velocidades

horizontales son mucho mayores que la velocidad en la vertical, que la única fuerza externa es la gravedad, y la fricción es pequeña. Entonces se tiene:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.28)$$

También se pueden escribir como:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.29)$$

$$v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.30)$$

$$p = p_0 + \int_{-h}^{\zeta} g(\varphi, z)\rho(z)dz \quad (2.31)$$

Donde p_0 es la presión atmosférica a los $z = 0$, y ζ es la altura de la superficie del mar, φ es la latitud. Ahora bien, sustituyendo la presión p en las velocidades horizontales u y v se tiene:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^0 g(\varphi, z)\rho(z)dz - u_s \quad (2.32)$$

$$v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^0 g(\varphi, z)\rho(z)dz + v_s \quad (2.33)$$

Para el caso del océano estratificado, el gradiente de presión horizontal tiene dos términos, uno debido a la pendiente de la superficie del mar y un término debido a la diferencia de densidades horizontales.

2.1.10. Sistema de circulación oceánica global

Este sistema está conformado por corrientes superficiales, sobre las cuales la acción del viento tiene mucho que ver en los primeros km de capa superficial; y por corrientes oceánicas en capas profundas, considerando que a partir de los



4 – 5 km de profundidad el agua es muy fría (Schmittner *et al.*, 2007; Stewart, 2008). Generalmente se refiere con el nombre de *abyss* (abismo), de ahí que se habla de circulación abisal; sin embargo, también se puede aludir como circulación de vuelco meridional (*Meridional Overturning Circulation* - MOC) o como *the global conveyor* (transportador mundial); aunque ahora no tanto de circulación termohalina (Wunsch, 2002b). Este tipo de circulación transporta masa, calor, salinidad, oxígeno (O_2), CO_2 , carbono, nutrientes entre otras sustancias (Schmittner *et al.*, 2007). Es de importancia señalar las consecuencias de esta circulación:

- La dinámica oceánica está influenciada debido a la diferencia entre aguas frías y cálidas; en concreto determina la estratificación.
- Las masas de agua del océano profundo tienen mucho mayor volumen que las masas de agua superficiales, aunque con corrientes relativamente más débiles.
- Las propiedades que llevan las corrientes en esta circulación influyen en el balance de calor del planeta y el clima. Estos flujos pueden variar desde décadas hasta centenares de años.
- Las masas de agua fría tienen más facilidad de almacenar CO_2 y calor que se absorben de la atmósfera.
- El océano transporta alrededor de la mitad del calor de los trópicos necesario para mantener la temperatura de la tierra.

A continuación, se muestra el esquema de circulación de vuelco meridional (MOC), en el cual se aprecia que en Atlántico que las aguas cálidas y



saladas fluyen en dirección al norte desde el sur de la línea ecuatorial hacia el mar Nórdico y Labrador en los cuales se generan flujos de agua profunda. En contraste, no se puede decir lo mismo en Pacífico Norte ya que sus aguas superficiales son más frescas. Así mismo, las corrientes en el sur se vuelven más densas y se propagan en niveles más profundos que en los del Atlántico Norte. Hay una notoria cantidad de puntos de afloramiento impulsado por la mezcla que por el viento y los puntos de formación de aguas profundas (Kuhlbrodt *et al.*, 2007).

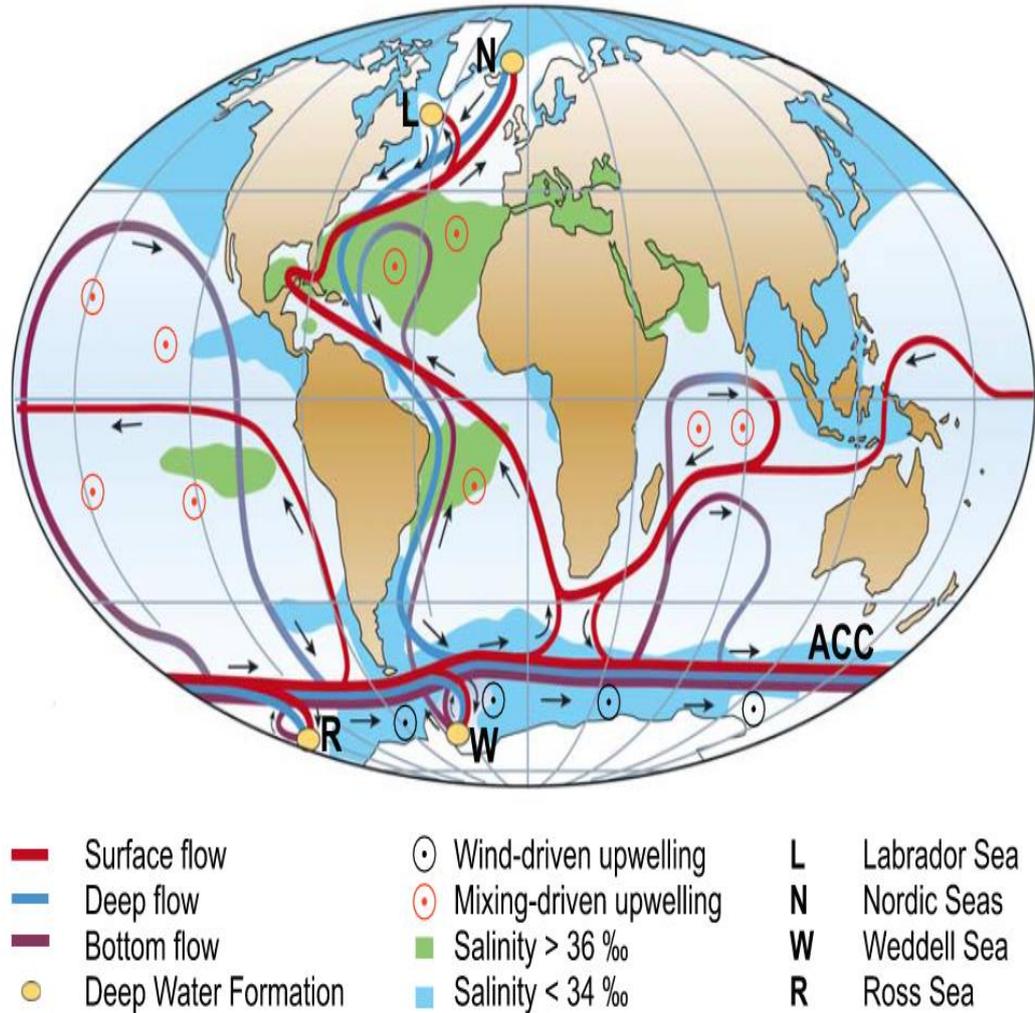


Figura 3. Esquema simplificado del Sistema de Circulación de Vuelco Meridional (MOC)

Nota. Las líneas rojas representan los flujos superficiales, las líneas azules los flujos de agua profunda, las líneas moradas los flujos sub-superficiales, las marcas amarillas son las áreas de formación de agua profunda, los puntos negros son puntos de surgencia debido a la acción del viento, los puntos rojos son los puntos de surgencia debido a la mezcla, las regiones de color verde representan la salinidad > 36‰, las regiones de color azul representan la salinidad < 34‰, L es mar Labrador, N es el mar Nórdico, W es el mar de Weddell, y R es el mar de Ross. Adaptado de “On the Driving Processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation” por Kuhlbrodt *et al.* (2007).



Las costas del Perú forman parte del Océano Pacífico. El cual, a comparación del Atlántico, no genera corrientes de aguas profundas; sin embargo, constituye una gran región de afloramiento profundo (Talley *et al.*, 2011). La circulación superficial del Pacífico Norte y el Pacífico Ecuatorial está asociado con el forzamiento de los vientos. Así, el Pacífico Tropical es el centro de acción para el modo climático interanual El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), el cual tiene impacto global por medio de su interacción con la atmosfera. En el Mar de Okhotsk (frente a Russia y China) se desarrolla la formación de aguas más densas del Pacífico Norte; sin embargo, tiene menos impacto que las formaciones de agua densa en el Atlántico Norte y en la Antártica (son las que suministran la circulación profunda global). Se presentan giros subtropicales en ambos hemisferios, el giro subpolar en el Pacífico Norte y la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) en el sur. Las corrientes fronterizas occidentales para los giros subtropicales son la Corriente de Kuroshio y la Corriente Australiana del Este (EAC) respectivamente. Y las corrientes fronterizas orientales para estos giros subtropicales son la Corriente de California y la Corriente de Perú respectivamente.

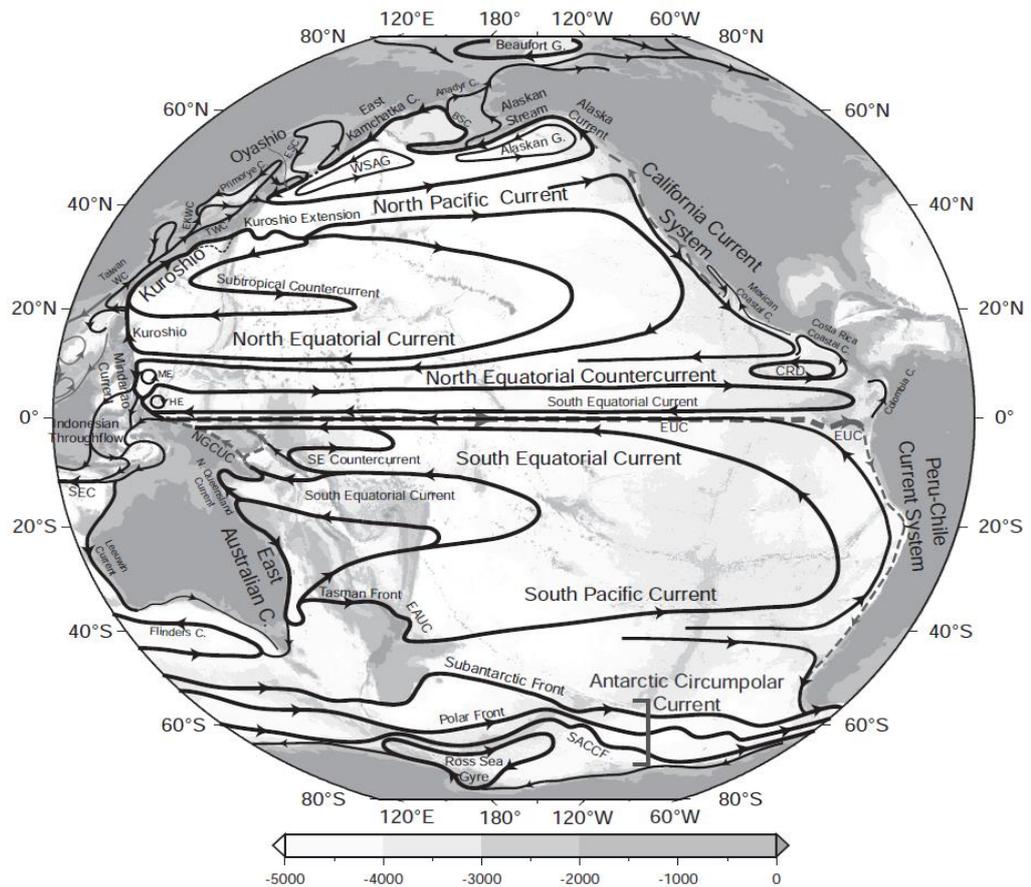


Figura 4. Esquema de Circulación en el Océano Pacífico

Nota. Las principales corrientes subsuperficiales en el Ecuador y a lo largo de la frontera oriental se muestran punteadas. Se identifica al Frente de la Corriente Circumpolar Antártica del Sur (SACCF), Corriente del Este de Auckland (EAUC), Corriente Subsuperficial Costera de Nueva Guinea (EUC), Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC), Cúpula de Costa Rica (CRD), Vortice de Mindanao (ME), Vórtice de Halmaera, Corriente Cálida de Tsushima (TWC), Corriente Cálida del Este de Korea (EKWC), Giro Subártico Occidental (WSAG), Corriente Occidental de Sakhalin (ESC), Corriente de la Pendiente de Bering (BSC); Adaptado de “Descriptive Physical Oceanography” por Talley *et al.* (2011).



Al igual que la Corriente de California, el Sistema de Corrientes de Perú-Chile (PCCS) es tanto el flujo hacia el norte del giro subtropical como un sistema completo de surgencia (*upwelling system*), separada por una corriente fronteriza oriental (la Corriente Subsuperficial de Gunther que va en dirección al polo) impulsada por los vientos de gran escala que vienen del este a lo largo de toda la costa y una banda en alta mar de rotación positiva de la tensión del viento. Y el flujo que se dirige hacia el oeste del giro subtropical es la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC). El PCCS constituye otras corrientes como la Corriente de Perú-Chile (también conocida como la Corriente de Humbolt), la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC) que se dirige al polo a una distancia entre 100 – 300 *km* mar adentro, la Corriente Costera Peruana (PCC) dirigida al Ecuador.

2.1.11. Sistema de Corrientes del Perú

A partir del norte, el Sistema de Corrientes Ecuatorial (SCE) tiene cuatro corrientes de importancia para el Perú (1) la Corriente Ecuatorial Sur (SEC), (2) la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC), (3) la Contracorriente Subsuperficial Sur primaria (pSSCC), (4) la Contracorriente Subsuperficial Sur secundaria (sSSCC). La Corriente Ecuatorial Sur fluye superficialmente hacia el oeste con una velocidad promedio de 0.5 *m/s* intensificándose en invierno cuando los vientos alisios son más fuertes (Johnson & Mcphaden, 1999). Cuando sucede esto hay un desequilibrio en el nivel del mar debido a que hay masas de agua que se desplazan de oeste a este, pero que es regulado por la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (también conocida como la Corriente de Cromwell). Se ubica a 50 *m* de profundidad en el Pacífico Este con velocidades entre 0.5 y 1.5 *m/s*, transporta entre 30 – 40 *Sv* con altas intensidades de febrero a julio, y más débil de agosto a noviembre; tiene altas concentraciones de oxígeno disuelto,

nutrientes y salinidad (Blanke & Phane Raynaud, 1997). Las Contracorrientes Subsuperficiales Sur primaria y secundaria, se ubican entre los 4°S-8°S con velocidades entre los 0.18 m/s a 0.22 m/s, su profundidad aumenta conforme se dirige al sur (en los 6°S está a 400 m de profundidad), son abundantes en oxígeno, pero no en nutrientes (Furue *et al.*, 2009).

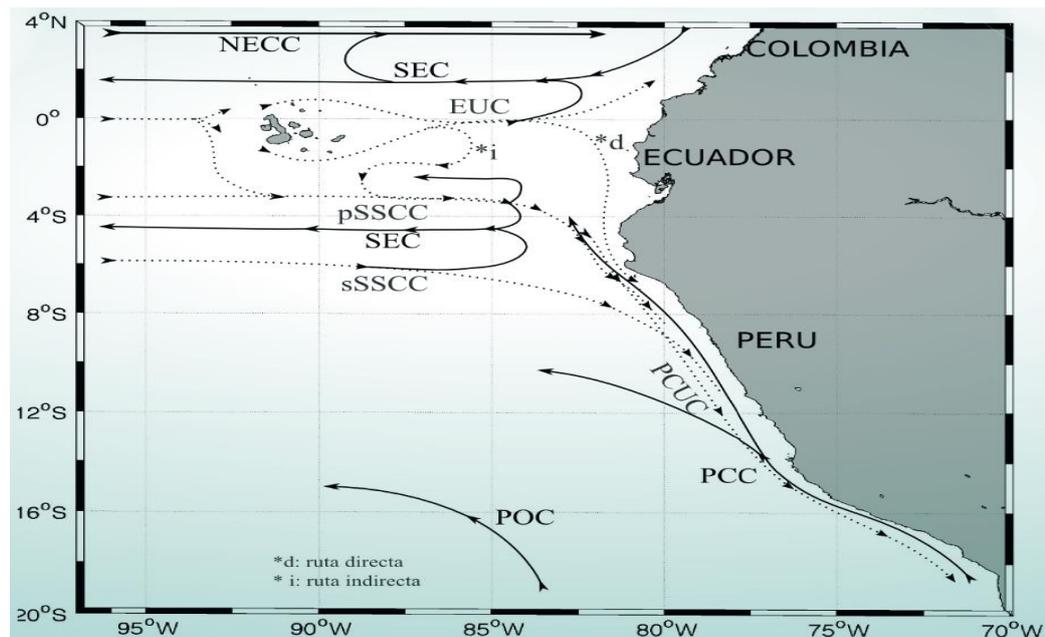


Figura 5. Esquema de circulación del Pacífico Tropical Este

Nota. Las líneas sólidas indican corrientes superficiales y las líneas punteadas representan las corrientes subsuperficiales. Se identifica a la Contracorriente Ecuatorial Norte (NECC), Corriente Ecuatorial Sur (SEC), Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) que se bifurca en una corriente indirecta (*i) y otra directa (*d), Contracorriente Subsuperficial Sur primaria (pSSCC), Contracorriente Subsuperficial Sur secundaria (sSSCC), Corriente Costera del Perú (PCC), Corriente Oceánica del Perú (POC), Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC), Contracorriente de Perú-Chile (PCCC). Adaptado del boletín técnico del Instituto Geofísico del Perú “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del fenómeno El Niño” por Montes (2015).

El Sistema de Corrientes del Perú (SCP) o también denominado Sistema de Corrientes de Humbolt (Chavez *et al.*, 2008) se ubica entre los 3°S -18°S. Se ubican la Corriente Oceánica del Perú (POC) y la Corriente Costera del Perú (PCC). La Corriente Costera del Perú tiene relación con el afloramiento de agua fría, presenta su máxima velocidad durante el invierno (Fiedler, 1994). En el mismo sistema se encuentra la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC) y la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC). En la capa más profunda se encuentra la Corriente Costera Profunda de Perú-Chile en dirección al Ecuador debajo de la PCUC, es decir entre los 300 – 400 m de profundidad sobre la plataforma continental y el talud, lleva agua fresca y fría que viene de la Antártida (Chaigneau *et al.*, 2013).

La PCUC, ubicado entre los 5°S-48°S interviene directamente en el afloramiento costero, debe su existencia a los vientos que manejan un gradiente de presión (McCreary *et al.*, 1987) a lo largo de la costa hacia el sur con un ancho proporcional al radio de deformación de Rossby ($\propto 1/\sin(lat)$); alcanza su máxima velocidad (0.1 m/s) sobre la plataforma continental y la pendiente superior, con un transporte de 2 Sv que decrece de norte a sur.

2.1.12. Modelación oceánica

La modelación oceánica tiene base en las ecuaciones de dinámica oceánica y los métodos numéricos, se llevan a cabo en los denominados modelos de circulación oceánica general; que son una herramienta esencial para explorar las interacciones dinámicas dentro del océano, predicción del tiempo oceánico, investigar hipótesis experimentales sobre diferentes procesos y el clima (Kampf, 2009; Lobato *et al.*, 2003; Wieters & Fritzsich, 2018). En sus orígenes, a principios



de la década de 1990 (Guerrero, 2016), las limitaciones que comprendían realizar estudios del océano eran las metodologías de mediciones in-situ, las teorías analíticas a cerca de procesos de inestabilidad. Posterior a ello, se registraban la energía de los vórtices por datos hidrográficos (Blanco *et al.*, 2001), y mediciones de altímetro (Hormazabal *et al.*, 2004 citado en Chaigneau & Pizzaro, 2005); lo que no permitía documentar toda la región de estudio. Sin embargo, actualmente los modelos oceánicos se vienen usando debido a su eficacia a la hora de representar casos realistas. Es así, que junto a la capacidad de cálculo de los ordenadores se tiene mejoras en la resolución, con parametrizaciones de procesos de mezcla con resoluciones menores al de la grilla de datos numéricos utilizada, inclusive dando lugar a modelos acoplados para poder tener una mejor representación de los fenómenos que se dan en el océano.

Para una simulación eficaz es necesario que los datos sean realistas, los cuales se pueden obtener de servidores globales que registran datos satelitales, y de instrumentos de medición de diversa índole (observación). Los cuales son discretizados en una grilla como datos de entrada para los modelos oceánicos y procesados por sus módulos de cálculo (modelado numérico).

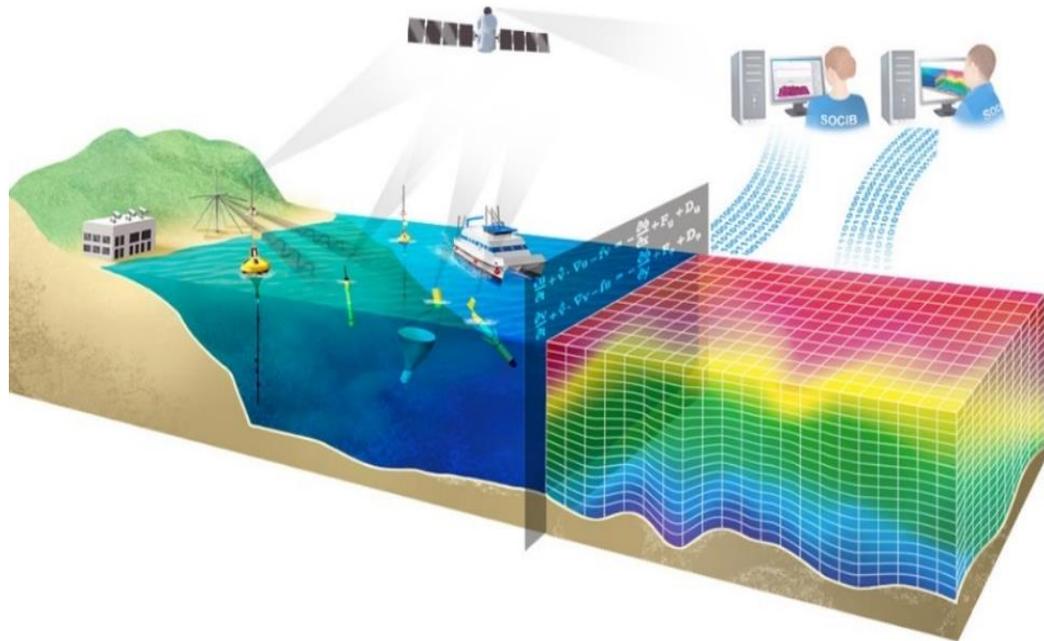


Figura 6. Esquema de observación-obtención de datos y procesamiento-simulación

Nota. Esquema ilustrativo de modelamiento oceánico. Adaptado de “Instrumentos de modelado y predicción” por MEDCLIC: Sistemas de Modelización y Predicción (n.d.)

Modelo numérico *Coastal and Regional Ocean Community Model – CROCO*

Es un sistema de modelamiento oceánico de código abierto el cual es distribuible o modificable bajo los términos de la Licencia Publica General GNU publicado por *Free Software Foundation*. Tiene base en el modelo ROMS con el procedimiento de AGRIF (*Adaptative Grid Refinement In Fortran*) ROMS-AGRIF (Penven *et al.*, 2010; Shchepetkin & McWilliams, 2005), el mismo que fue desarrollado en el UCLA (University of California, Los Ángeles), la Universidad de Rutgers y el IRD (Institut de recherche pour le développement) al cuál se le han añadido nuevas capacidades como un *kernel* no hidrostático, acoplamiento océano-ola-atmósfera, transporte de sedimentos, nuevos esquemas



de alto orden para la advección y mezcla, nuevos diagnósticos en línea, opciones para la navegación costera y nuevas herramientas que acompañan estas capacidades (Auclair *et al.*, 2022) e implementado características de otros modelos numéricos tales como MARS3D-Sedimentos, Symphonie-NH, NEMO-No land, HYCOM-Coordenadas Verticales. Actualmente en su versión 1.3, el modelo se utiliza ampliamente en el ámbito oceanográfico, demostrando su eficacia en simular corrientes, ciclos biogeoquímicos, movimientos de sedimentos en regiones costeras, remolinos en diferentes regiones, entre otros fenómenos.

La estructura de CROCO tiene secciones de (1) ecuaciones propias de dinámica oceánica, (2) variables del modelo, (3) grilla y coordenadas, (4) numéricas, (5) parametrizaciones, (6) paralelización, (7) capa límite superficial atmosférica, (8) condiciones de límite abierto, (9) ríos, (10) mareas, (11) capacidad de anidamiento, (12) sedimentos y biología, (13) acoplamiento con otros modelos, (14) diagnóstico en línea, y (15) revisión de casos de prueba (Jullien *et al.*, 2022).

El modelo CROCO necesita determinados archivos de entrada para simular tales como (1) archivos de grilla *croco_grd.nc*, (2) archivos de forzamiento superficial *croco_frc.nc* / *croco_blk.nc*, (3) archivos de frontera vertical *croco_bry.nc* / *croco_clim.nc*, (4) condiciones iniciales *croco_ini.nc*. Para el proceso de simulación puede administrar los núcleos de computación en serie o en paralelo. Y entre las salidas usuales se tiene un archivo de reinicio *croco_rst.nc*, un archivo de historial de grabación *croco_his.nc*, un archivo con datos promediados *croco_avg.nc*, un archivo de marca (si se ha definido una marca) *croco_log.nc*. Detalles más precisos se encuentran en la sección de ANEXOS.



2.2. MARCO CONCEPTUAL

En esta sección se presentan conceptos, definiciones; que se utilizaron a lo largo del trabajo para así precisar la manera de entenderse en el contexto de la presente investigación. La misma que fue extraída por medio de una revisión de literatura.

2.2.1. Corrientes oceánicas

El océano interactúa con una variedad de componentes del sistema tierra, incluyendo a la atmósfera, el hielo marino, plataformas de hielo terrestre, ríos, límites de tierra. Así, los procesos oceánicos generan desplazamiento de masas de agua atribuidos a variaciones de densidad, acción de los esfuerzos de viento, mareas y ondas internas (Fisure, 2006; Stephen & Anne, 2013). Estos procesos impactan en el movimiento de trazadores o sustancias (calor, sal, carbono, nutrientes).

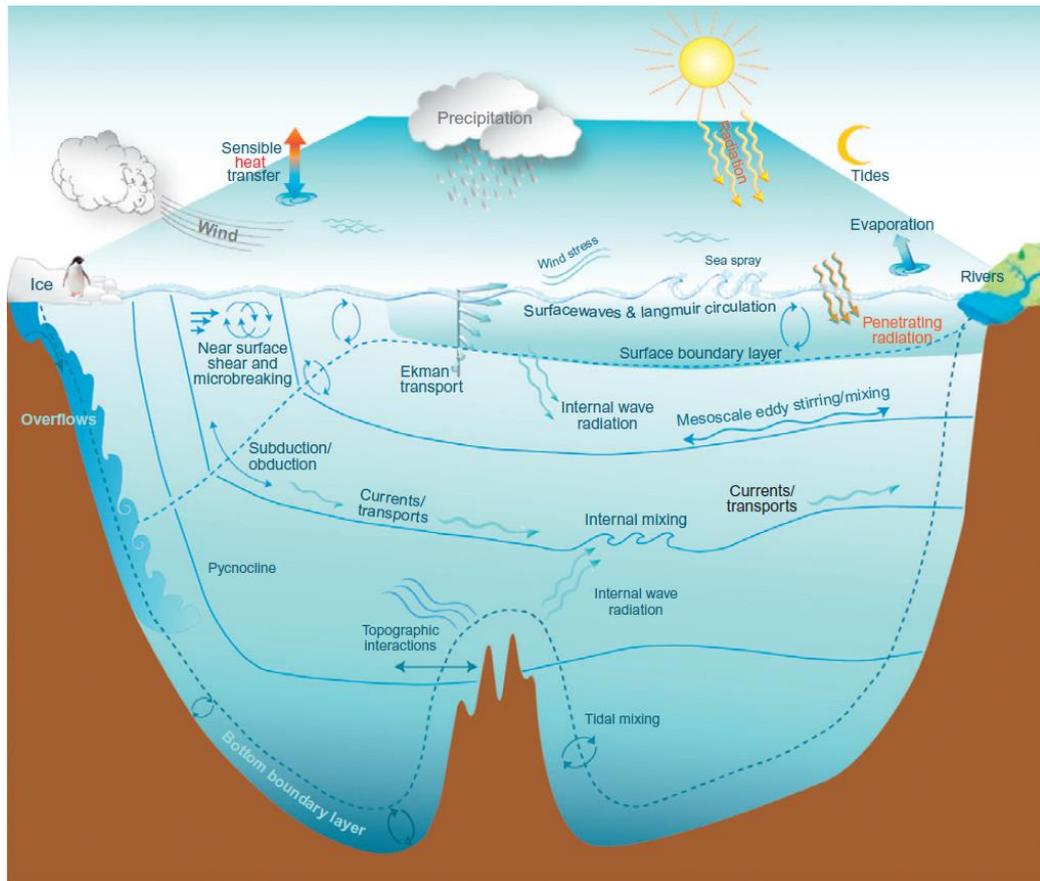


Figura 7. Procesos físicos que se generan por la interacción del océano con el medio

Nota. En la figura se muestra los intercambios turbulentos entre el mar y el aire, los movimientos de ola en la parte superficial, la subducción-obducción que intercambia material entre la superficie y el interior, transporte de mesoescala, intercambio convectivo y pendiente abajo en latitudes altas; y mezcla inducida por la ruptura de ondas de gravedad internas energizadas por vientos y mareas. Adaptado de “Ocean Circulation Models and Modeling” por Stephen & Anne (2013).

La circulación de las corrientes está caracterizada por su rumbo, velocidad o intensidad horaria. Se distinguen entre los siguientes tipos:



- *Corrientes de viento o de deriva:* Es el movimiento ocasionado por los vientos sobre la superficie y que se transmite desde capas superficiales hasta varios cientos de metros de profundidad. Cabe mencionar que el equilibrio entre la fricción del viento, las capas de agua, y Coriolis hacen que rote más a la derecha con respecto a la capa superior.
- *Corrientes de densidad:* Se ocasionan cuando las aguas de latitudes altas son impulsadas hacia latitudes más meridionales. Es decir, se originan por la interacción de aguas que están a distinta temperatura.
- *Corrientes de marea:* Es el movimiento horizontal producido a consecuencia de las mareas; que además es, un movimiento periódico y alternativo.

2.2.2. Fenómeno del Niño

El Niño-Oscilación Sur (ENSO) es una perturbación climática de escala global ocasionada por la interacción océano-atmósfera (Sánchez, 2015), de variabilidad cuasi-periodica que oscila entre 2 a 10 años. La dinámica del ENSO está relacionada a cambios en la presión atmosférica entre la región insular de Tahiti (150 °W) y la estación Darwin, al norte de Australia (129°E). El indicador Índice de la Oscilación Sur (IOS) representa las diferencias de las anomalías mensuales de la presión atmosférica entre dichos puntos. Presenta una fase fría (La Niña) y una cálida (El Niño). Históricamente, se ha clasificado la intensidad del El Niño en función de las anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) que superan un umbral seleccionado para la región 3-4 del Pacífico ecuatorial, entre los 170-120°W y 5°S-5°N. En la Fig. 8 se muestran las regiones de El Niño en el Pacífico Ecuatorial.

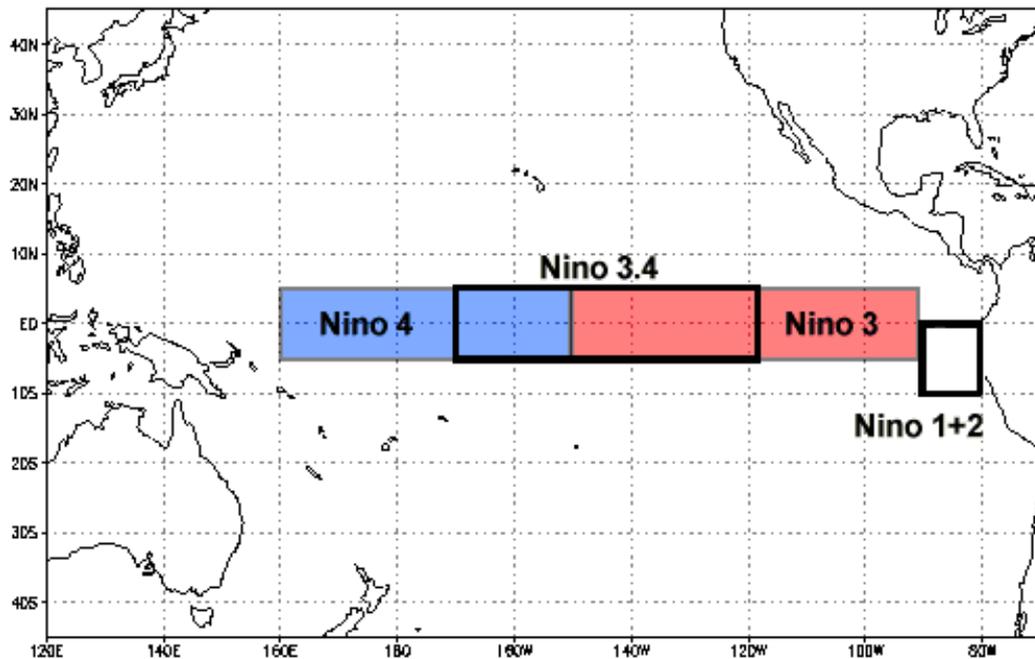


Figura 8. Las regiones de El Niño

Nota. Se definen las regiones El Niño 1+2, 3, 4 y 3-4 sobre el Pacífico Ecuatorial. Adaptado del sitio web de la NOAA (*Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures (SST) | El Niño/Southern Oscillation (ENSO) | National Centers for Environmental Information (NCEI)*, n.d.).

Cabe señalar que, bajo condiciones normales, los vientos alisios acumulan agua superficial cálida en el Pacífico Occidental y dejan agua más fría de surgencia a lo largo de la línea ecuatorial en el Pacífico Oriental. De esta forma el SCP está relacionado con el SCE, es decir las corrientes ecuatoriales subsuperficiales (EUC, pSSCC, sSSCC) alimentan a la PCUC. Y se intensifica el transporte de agua por parte de la PCUC durante este fenómeno; en contraste las corrientes ecuatoriales subsuperficiales transportan más agua en el Pacífico tropical este durante La Niña (Montes, 2015). Asimismo, cambios de oxígeno para la región El Niño 1+2 son significativos durante estos periodos (Czeschel *et al.*, 2015); además que la capacidad de almacenar, transportar calor y masa se ven

alterados. Así, debido a su alto impacto en el ecosistema es un tema científico político, económico y social (León, 2015). La Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA), caracteriza al ENSO por medias de tres meses móviles de TSM, cinco veces consecutivas en la región 3-4, que está por encima (debajo) del umbral $+0.5^{\circ}\text{C}$ (-0.5°C).

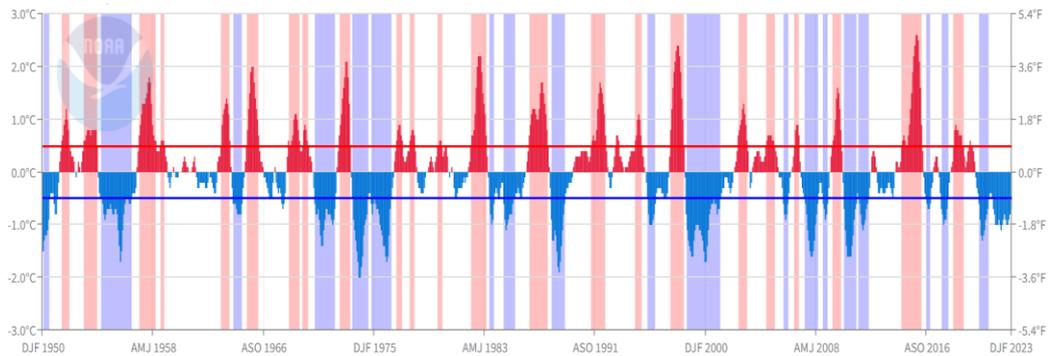


Figura 9. El Índice Oceánico del Niño

Nota. En el sombreado rojo se indican las fases cálidas (El niño) y en azul las fases frías (La niña). Adaptado del sitio web de la NOAA (*Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures (SST) | El Niño/Southern Oscillation (ENSO) | National Centers for Environmental Information (NCEI)*, n.d.).

Tal como se observa en la figura se han registrado eventos del ENSO particularmente fuertes o extraordinarios:

- 1982-1983: Fue uno de los eventos más intensos y extensos registrados, con un impacto global significativo en el clima y la economía.
- 1997-1998: Otro de los eventos mayores y de alta duración que tubo impacto global.



- 2015-2016: Si bien no fue tan fuerte como los eventos anteriores, tuvo un impacto significativo en la temperatura del océano y los patrones climáticos.

Evaluar las variaciones locales de circulación oceánica a diferentes escalas espacio-temporales y sus efectos sobre la columna de agua, seguirá siendo de importancia ya que repercute en el clima peruano.

2.2.3. Upwelling (afloramiento)

El esfuerzo de viento sobre la superficie del océano no solo ocasiona el movimiento de las masas de agua de manera horizontal sino también vertical. La Fig. 10 muestra que en el caso que el esfuerzo de viento conduzca a una divergencia, aguas profundas emergen para ocupar el espacio desalojado y si el esfuerzo de viento conduce a una convergencia sucede lo contrario (Brown *et al.*, 2001). Cabe señalar que este fenómeno se puede dar tanto mar adentro como en la costa. Además de las divergencias que inducen al desplazamiento de agua, los vientos locales que vienen de la costa generan un gradiente de presión horizontal que da lugar a corrientes geostroficadas en dirección al ecuador.

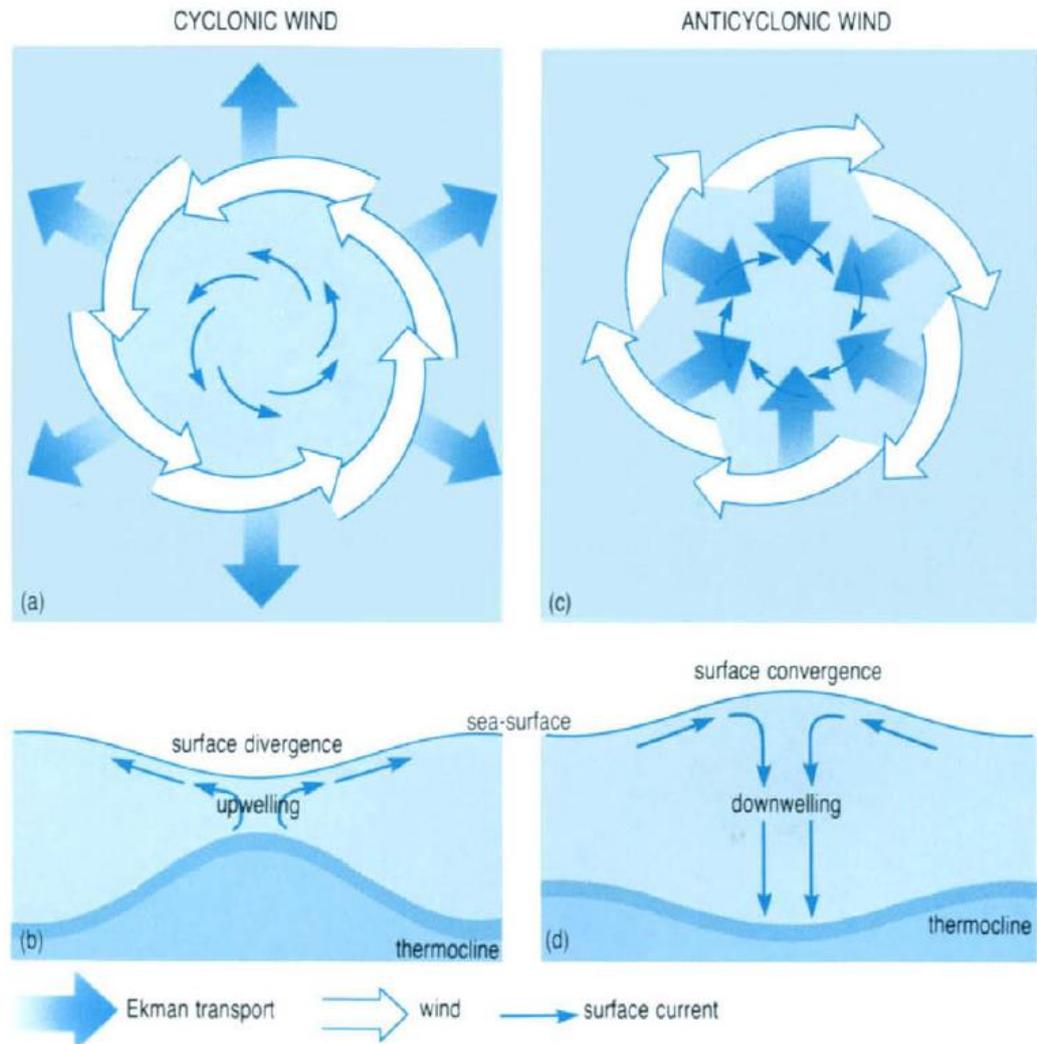


Figura 10. Efectos de los esfuerzos de viento mar adentro en el hemisferio norte

Nota. Se muestra (a) el viento ciclónico que dan origen a una divergencia, (b) el viento anticiclónico que dan origen a una convergencia, (c) debido a la divergencia se produce el afloramiento con una elevación de la termoclina, (d) debido a la convergencia se produce el hundimiento de masas de agua junto con la termoclina. Adaptado de “Ocean Circulation” por Brown *et al.* (2001).

Además de ello se debe considerar las ondas Kelvin que se retienen al norte de una latitud crítica cerca al Ecuador y se propagan generando un forzamiento remoto (Vazquez-Cuervo *et al.*, 2017), la topografía de la plataforma continental y el ajuste geostrófico debido a los gradientes de presión a lo largo de la costa.

El afloramiento en la costa peruana tiene implicaciones biológicas (Chavez, 1995 citado en Penven *et al.*, 2005). Se diferencia de otros sistemas de afloramiento por la falta de frentes estrechos y chorros fuertes (no obstante, en la mayoría de los sistemas de afloramiento la variabilidad está asociada con estos chorros baroclínicos en dirección al Ecuador) y debido a su conexión con el Ecuador está sujeto a la variabilidad del ENSO. Por lo general gracias a los vientos, el transporte de Ekman genera las condiciones para el desplazamiento de las masas de agua dando lugar al denominado bombeo de Ekman.

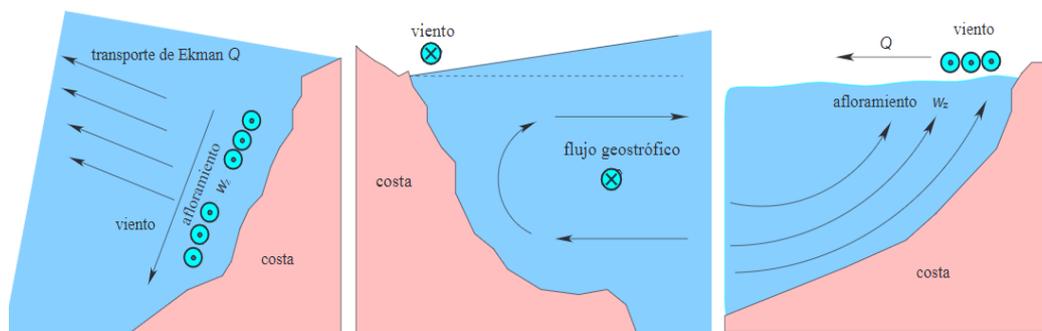


Figura 11. Afloramiento frente a la costa debido a vientos que vienen del norte

Nota. (izquierda) se observa que las masas más frías emergen debajo de la capa de Ekman a causa de los vientos del norte ocasionando el transporte de Ekman a 90° *cum sole* a la derecha, (centro y derecha) vistas de la sección transversal. Adaptado de “Tasas de transporte de Ekman y afloramiento costero al noroeste de África a partir de la simulación numérica de campos de viento superficiales” por (Corbí Bellot *et al.*, 2013).

Es debido al transporte de Ekman que los denominados Sistemas de Afloramiento del Límite Oriental (EBUS) que traen agua pesada, profunda y rica en nutrientes a la superficie. Lo que hace suponer que dicho transporte es dependiente del estrés de viento y basándose en el índice Bakun (tiene que ver con



la componente del estrés de viento a lo largo de la costa) como indicador de la disponibilidad de alimentos planctónicos. Sin embargo, los gradientes de presión que se desarrollan en la costa pueden llegar a fortalecer dichos vientos como contrarrestarlos (Thomsen *et al.*, 2021)

2.2.4. Plataforma continental

El margen continental comprende una suave pendiente y ancho variable denominado plataforma continental (Fig. 12). El cual es una extensión de la superficie terrestre que está bajo el agua y se extiende desde la costa hasta una profundidad promedio entre 200 m – 400 m (Samamé, 1985; Masias, 1976 citado en Cerpa *et al.*, 2019) Esta plataforma es parte del territorio de cada país. Y la plataforma continental peruana es una de las más ricas en recursos naturales del mundo, debido a que contiene depósitos de petróleo, gas y minerales. También incluye una gran biodiversidad marina que incluye diversas especies de peces, crustáceos y moluscos. De esta forma favorece a la exploración científica de la fauna y flora marina.

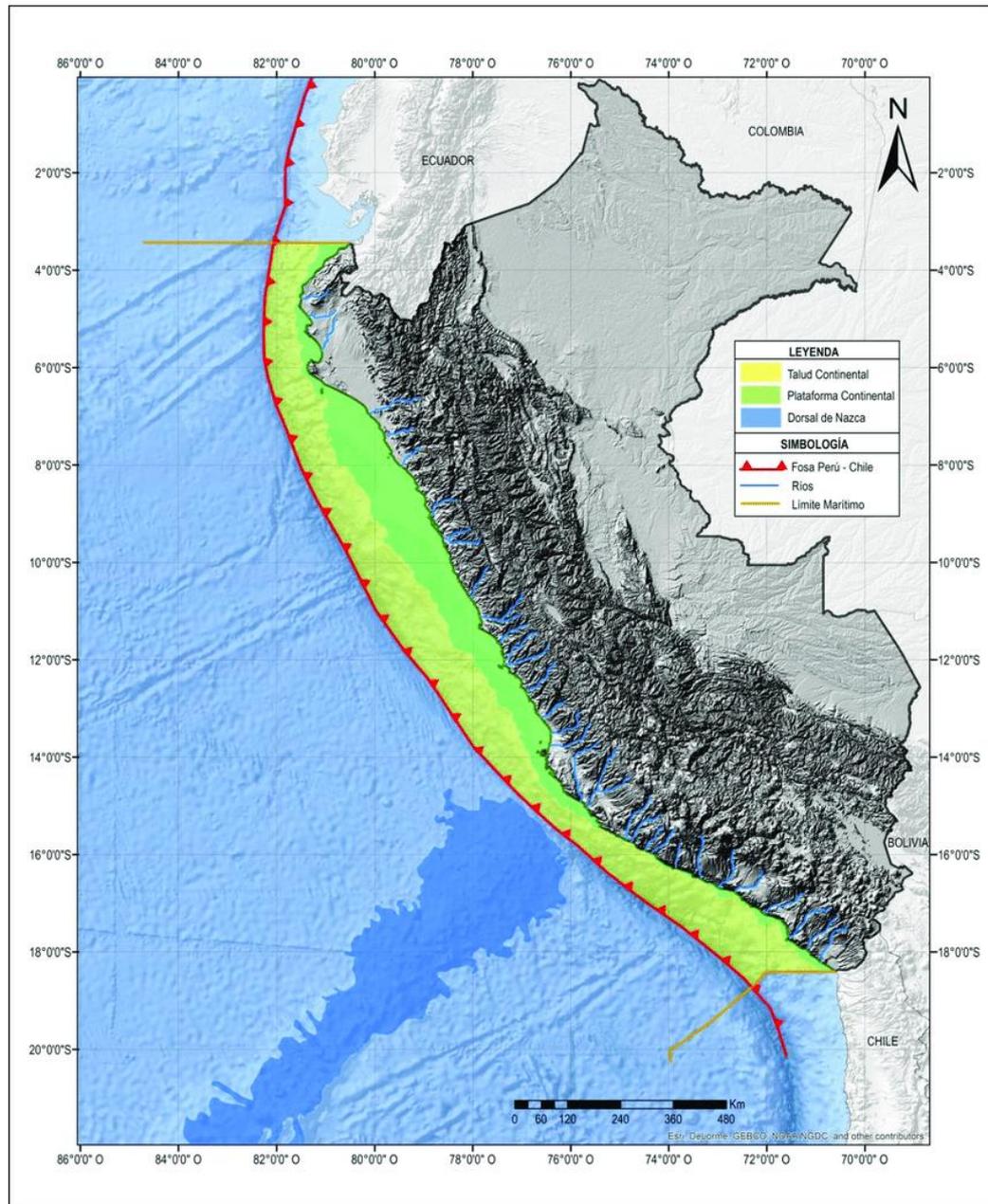


Figura 12. Mapa geomorfológico de la margen continental y llanura oceánica

Nota. Obtenido de “Estudios de Geología Marina en el Perú: Morfología, Sedimentos y Recursos Geológicos” por Cerpa *et al.* (2019).

La plataforma continental frente a la costa peruana es muy amplia y se extiende hasta unos 200 km de distancia donde las isóbatas están entre 200 m a 400 m que es donde comienza el talud continental. Al pie del talud y la placa oceánica se tiene la fosa Perú-Chile.

2.2.5. Talud

Es una pendiente abrupta que se encuentra al final de la plataforma continental y que desciende hacia las profundidades del océano (Fig. 13). Es una zona de transición entre la plataforma continental y la llanura abisal (zona de mayor profundidad). Es de importancia geológica porque es en esta parte donde se desarrollan fenómenos como los deslizamientos y cañones submarinos. Es de importancia biológica debido a que es donde se encuentran numerosas especies marinas de aguas profundas.

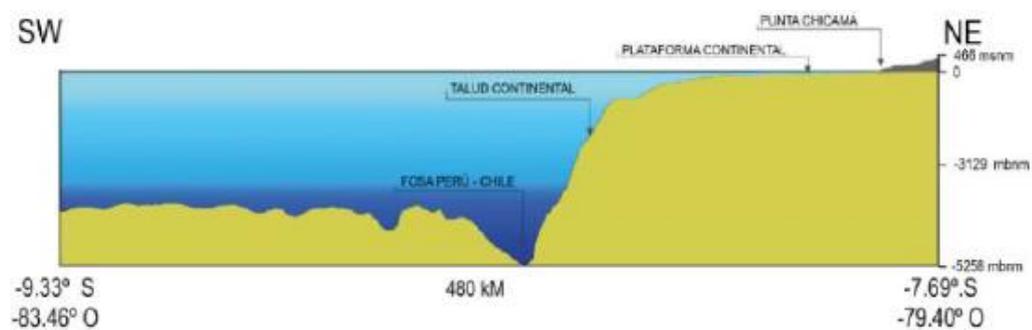


Figura 13. Perfil transversal de la fosa Perú-Chile

Nota. La fosa Perú-Chile se encuentra a 480 km de la costa con una profundidad de 5258 m. Obtenido de “Estudios de Geología Marina en el Perú: Morfología, Sedimentos y Recursos Geológicos” por Cerpa *et al.* (2019).

2.2.6. Espigones

Los espigones son estructuras construidas en la costa con el propósito de proteger las playas y la línea de costa de la erosión producida por las olas y las corrientes marinas. Generalmente construidas con piedras, bloques de hormigón, pilotes de madera. Se extienden perpendicularmente a la costa en dirección al océano desviando la energía de las olas y reduciendo la velocidad de las corrientes. Provoca la acumulación de arena y sedimentos en la playa protegiéndola de la

erosión (proceso de disolución y desgaste del material rocoso, arena y sedimentos) y aumentando su tamaño. Por otro lado, también pueden tener un valor estético y recreativo. Sin embargo, se debe tener cuidado al planificar su construcción ya que puede tener impactos en la dinámica costera.



Figura 14. Espigones en la costa cerca de Domburg, Países Bajos

Nota. Se observa espigones hechos de pilotes de madera. Obtenido de “Dinámica costera (Bosboom y Stive)” en https://espanol.libretexts.org/Geociencias/Oceanograf%C3%ADa/Din%C3%A1mica_Costera_%28Bosboom_y_Stive%29/08%3A_Protecci%C3%B3n_Costera/8.05%3A_Estructuras_que_influyen_en_las_tarifas_de_transporte_terrestre/10.5.3%3A_Espigones

2.2.7. Pseudo-Fuerzas

Son fuerzas aparentes que surgen en sistemas de referencia no inerciales (sistema que está acelerado con respecto a un sistema de referencia inercial),

también denominados artificios matemáticos como consecuencia de la generalización de las leyes de Newton a sistemas no inerciales (Universidad de Sevilla, 2019). Son necesarias para explicar el movimiento observado en el marco de referencia elegido. Una de las pseudo-fuerzas que aparecen en un marco rotatorio es la *centrífuga* que es una fuerza radial y hacia el exterior desde el eje del movimiento circular, está dada por la ecuación $F_{ce} = -\Omega \times (\Omega \times C) = \Omega^2 C_{\perp}$ donde Ω es la velocidad angular.

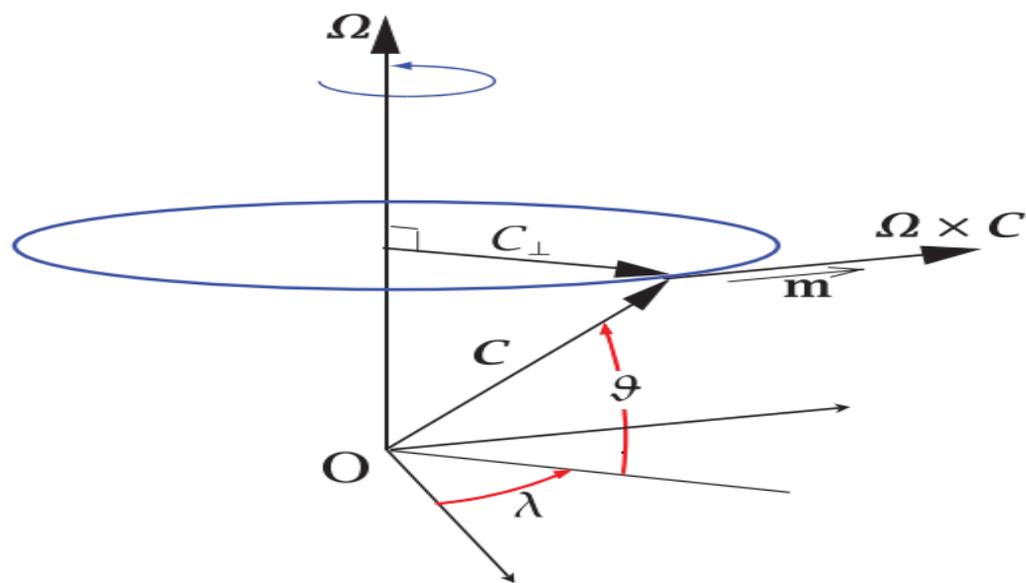


Figura 15. Vector C rotando en un marco de referencia inercial

Nota. Un vector C rotando a una velocidad angular Ω . Parece ser un vector constante en un marco rotatorio, mientras que en el marco inercial evoluciona de acuerdo con $(dC/dt)_I = \Omega \times C$. Obtenido de “Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamic” por Vallis (2017).

La otra pseudo-fuerza que aparece en un marco rotatorio es la *fuerza de Coriolis*, esta fuerza es la responsable del sentido de giro de grandes masas de aire como los vientos alisios o ciclones, pero para ser apreciables en un fluido se necesitan grandes masas y extensiones. Esta expresado por $F_{Co} = -2\Omega \times v_R$,



donde v_R es la velocidad en un marco rotatorio. Es importante señalar que se desprenden tres propiedades:

- No aparece en cuerpos que están estacionarios en un marco rotatorio.
- La fuerza de Coriolis actúa desviando a los cuerpos en movimiento en un ángulo recto con respecto a su dirección de viaje.
- La fuerza de Coriolis no realiza trabajo sobre un cuerpo debido a que es perpendicular a la velocidad, entonces $v_R \cdot (\Omega \times v_R) = 0$

2.2.8. Gravedad

Es una fuerza dominante que en el océano que con la acción del sol y la luna producen mareas, corrientes de marea, y mezcla en el interior del océano (Stewart, 2008). Es decir, tiene efectos en la distribución del agua. Además de influir en la circulación oceánica la gravedad es responsable de atraer a las moléculas de agua logrando que se compriman y con ello ocurren cambios de densidad y consecuentemente la presión hidrostática (Pond & Pickard, 1983). Lo que hace entender que en regiones con mayor gravedad como en los polos, habrá agua más densa y, por lo tanto, un flujo más lento que las regiones con menor gravedad.

2.2.9. Empuje (*buoyancy*)

Es la fuerza que resulta de las variaciones de densidad de un fluido sujeto a la acción de la gravedad, y produce bastantes fenómenos de importancia (Turner, 1973). Un ejemplo evidente son las parcelas de agua de mayor profundidad que se desplazan a la superficie a causa del empuje que actúa por una diferencia de densidad entre parcelas a causa del viento que enfría las parcelas de agua más

superficiales. Así, las capas más superficiales se hunden (Cushman-Roisin & Beckers, 2009).

2.2.10. Fricción

Es el roce que se da entre parcelas de agua, a causa del forzante de viento que actúa en la superficie; transfiere momentum horizontal e induce un gradiente de presión sobre las olas lo les da un aumento de energía haciéndolas más grandes (Barreiro, 2018; Stewart, 2008). Dentro del cuerpo de agua las partículas que han adquirido momentum de capas más superficiales transfieren momentum a los límites sólidos que se puedan encontrar y a su vez chocan con partículas lejos del límite sólido; a este intercambio se llama viscosidad molecular $\rho\nu$, con un valor de viscosidad molecular cinemática típico $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ a una temperatura de 20°C (Lamb, 1945; Kundu, 1990). La fricción por unidad de masa tiene la forma:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu \frac{\partial u}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu \frac{\partial u}{\partial z} \right] = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial T_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial T_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial T_{xz}}{\partial z} \right] \quad (2.34)$$

Donde T es el tensor de estrés de viento.

2.2.11. Estratificación

Se da cuando en la columna de agua se divide en capas distintas, cada una con diferentes propiedades fisicoquímicas, tales como la temperatura, salinidad y densidad. Generalmente se ocasiona por la rotación de la tierra, corrientes oceánicas y los vientos que dan lugar a una capa superficial más cálida y menos densa, que flota sobre una capa más fría y densa. Desde luego afecta a los procesos biológicos en el océano como la circulación global ya que gracias a la mezcla es



que se hace transferencia de nutrientes y producción de fitoplancton en la superficie del océano.

2.2.12. Módulos

También llamados *scripts*, son archivos que contienen un conjunto de instrucciones para ser ejecutados de manera secuencial a fin de lograr una tarea específica. Suelen estar escritos en un lenguaje de programación interpretado tales como Python, Matlab, Ruby o JavaScript; es utilizado con la finalidad de automatizar tareas e interactuar con los sistemas informáticos. Estos archivos pueden realizar una amplia variedad de tareas, como la manipulación de archivos y datos, interacción con base de datos, gestión de redes y sistemas, creación de interfaces personalizadas entre otros. Pueden ser ejecutados directamente en una línea de comandos o al ser cargados en una aplicación específica, también pueden ser programados para ejecutarse automáticamente en ciertos eventos o de manera periódica.



CAPÍTULO III

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. TIPO DE INVESTIGACIÓN

La presente investigación en el marco del enfoque cuantitativo (Bernal, 2010; Hernández-Sampieri & Mendoza, 2018; Naupas *et al.*, 2018) corresponde al tipo descriptivo, debido a que especifica propiedades y características de ciertos fenómenos en un contexto dado; determinando el modo de ser u actuar del objeto de estudio, en este caso fenómeno.

3.2. NIVEL DE INVESTIGACIÓN

El nivel del presente estudio es descriptivo-explicativo. Ya que además de señalar las características de determinado fenómeno para establecer conceptos cuantificando los resultados, se pretende determinar las causas generando un sentido de entendimiento del problema que se examina (Hernández-Sampieri & Mendoza, 2018; Naupas *et al.*, 2018; Schmelkes & Schmelkes, 2012)

3.3. MÉTODO DE LA INVESTIGACIÓN

El método del cual se guía la presente investigación es el hipotético-deductivo, debido a que parte de resultados de estudios previos, derivados de una hipótesis o predicción; en efecto contrastadas. Y según el nivel de investigación ya señalado se permite la formulación de hipótesis (Dieterich, 2001; Pimienta & de la Orden, 2017; Piscoya, 2009).

3.4. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

El diseño es cuasi-experimental, puesto que debido a la extensión de la región de estudio los resultados de la investigación se compararan con los obtenidos de una simulación anterior (similar a un experimento de control), además de ello se ajusta al corte longitudinal ya que se evalúan datos de varios años (Bono, 2012; Hernández-Sampieri & Mendoza, 2018; Palella & Martins, 2012).

3.5. ÁMBITO DE ESTUDIO: LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La región de estudio está comprendida entre $5^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$, $100^{\circ}\text{W} - 70^{\circ}\text{W}$. Región ubicada en la geostrófica llamada Zona Intertropical. Se considera la parte del océano frente a la costa de los países Ecuador, Perú y parte del Norte de Chile; con predominancia del Perú.



Figura 16. Localización de la región de estudio

Nota. Generado a partir de Google Earth Pro (2021).



3.6. INSTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN DE DATOS

Para la simulación de control, se ha usado la base de datos climatológica de los forzantes que contienen las condiciones iniciales, de superficie y de frontera para poder construir configuraciones regionales; estos datos se encuentran en el paquete DATASETS (disponible en <https://www.croco-ocean.org/download-2/>). Se detalla a continuación:

- CARS2009: Climatología mensual, estacional y anual de temperatura, salinidad, nitrato, fosfato y oxígeno obtenido de CSIRO Atlas of Regional Seas datasets.
- COADS05: Directorio de la climatología global mensual de los flujos superficiales tales como velocidad de viento zonal, velocidad de viento meridional, velocidad de viento, presión a nivel de mar, temperatura superficial de mar, temperatura del aire, humedad específica (Da Silva et al., 1994).
- GOT99.2: Es un modelo global de mareas oceánicas con datos de altimetría a partir de TOPEX/POSEIDON (Ray, 1999)
- QuickSCAT_clim: Climatología mensual de estrés de viento procesados a partir de datos de altimetría de QuickSCAT.
- RUNOFF_DAI: Climatología mensual de descarga de ríos para los 925 ríos mas grandes que alcanzan el océano (Dai en Trenberth, 2000).
- SST_pathfinder: Climatología global mensual de la temperatura superficial del mar a una resolución fina (9.28 km), calculado de las observaciones AVHRR- Pathfinder durante 1985 – 1997 (Casey and Cornillon, 1999).
- SeaWifs: Climatología de clorofila superficial, basado en las observaciones de SeaWifs.



- TPX07: Directorio del modelo global de mareas de océano TPX07 (Egbert & Erofeeva, 2002).
- Topo: Datos de la topografía global a 2° de resolución (Smith and Sandwell, 1997), ubicados en el directorio ETOPO2 (Earth topography, two-minute gridded global relief for both ocean and land).
- WOA2009: Datos globales climatológicos a 1° de resolución de temperatura, oxígeno disuelto, AOU (Utilización Aparente de Oxígeno), porcentaje de saturación de oxígeno, y fosfato, silicato, nitrato a niveles de profundidad estandarizados. Para periodos de composición anuales, estacionales y mensuales.
- WOAPISCES: Datos globales para habilitar el módulo de PISCES (*Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) que contiene información de los niveles tróficos de los ecosistemas marinos, ciclos biogeoquímicos del carbono y de los principales nutrientes como el fósforo, nitrato, hierro y silicato (Aumont *et al.*, 2014).

Además de ello, para la simulación experimental que corresponde al periodo 2015-2021 se adaptaron los siguientes scripts de CROCO ubicados en el directorio CROCO_TOOLS (disponible en https://gitlab.inria.fr/croco-ocean/croco_tools). Se detalla a continuación:

- ***ERA5_crocotools_param.py, ERA5_request.py, ERA5_convert.py***

Estos módulos permiten descargar datos de flujos superficiales atmosféricos obtenidos de la base de datos de Copernicus Climate Data Store - ERA5. Datos promedio mensuales en niveles individuales desde 1959 en adelante (disponible



en <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=form>).

- ***download_mercator_python.m, make_OGCM_mercator.m***

Datos de las condiciones iniciales de Copernicus Marine Service/Mercator. También incluye campos superficiales medios por hora para la altura del nivel del mar, la temperatura y las corrientes. Los datos de este servidor se muestran con una resolución horizontal de 1/12 grados con proyección equirectangular regular de longitud/latitud (disponible en <https://data.marine.copernicus.eu/products>).

3.6.1. El modelo CROCO

El modelo CROCO tiene rutinas en Fortran y cpp-keys que se usan en directivas de su preprocesador C en el código fuente que hacen que se incluyan/excluyan secciones de código. Entonces requiere instalarse en el ordenador un compilador C, un compilador de Fortran, una librería NetCDF (*Network Common Data Form*), librerías MPI (si se ha de usar núcleos de cálculo en paralelo). Tanto los archivos de datos de entrada (obtenidos de la base de datos climatológica) y de salida están en netCDF.

Los archivos que permitieron forzar el modelo se encuentran CROCO_TOOLS; contiene scripts en Matlab, Octave y Python que según la necesidad se pueden modificar. El proceso de simulación consta de tres etapas (1) pre-procesamiento, (2) procesamiento y (3) post-procesamiento.

Pre-procesamiento:

En esta etapa se construye la grilla (dominio discretizado), los forzantes atmosféricos, el archivo con condiciones iniciales y de frontera (flujos



barotrópicos, elevación superficial, temperatura, salinidad). Para ello se ajustan los scripts de configuración `start.m` (que hace conexión con los distintos módulos de CROCO) y `croctools_param.m` (define todos los parámetros y conexiones necesarias para construir los datos de entrada). En la Tabla 1 se muestran las configuraciones hechas en `croctools_param.m`.

Tabla 1.

Principales configuraciones en crocotools_param.m

Nombre de sección	Características modificadas
1. Configuración de parámetros	<p>Nombre de la configuración: COSTA_PERU</p> <p>Dimensiones de la grilla: lonmin=-100,lonmax=-70,latmin=-20,latmax=5</p> <p>Resolución de la grilla: 1/4°</p> <p>Número de niveles verticales: N=32</p> <p>Parámetros de grilla verticales: theta_s =7.,theta_b=2.,hc=200,vtransform=2</p> <p>Topografía: topo_smooth=1, hmin=75, hmax_coast=500,hmax=5000,target=0.25, n_filter_deep_topo=4</p>
2. Nombres genéricos y archivos de directorio	<p>Ubicación del directorio de ejecución COSTA_PERU/</p> <p>Ubicación de los módulos de croco_tools</p> <p>Ubicación del directorio de la data de forzamiento COSTA_PERU/DATA/</p>
3. Parámetros de forzamiento de superficie	<p>Ubicación del directorio para simulaciones climatológicas croco_tools/COADS05</p> <p>Intervalo de tiempo de simulación: time=(15:30:345), cycle=360</p> <p>Ubicación de la data del sensor Pathfinder SST</p>
4. Parámetros de fronteras abiertas y condiciones iniciales	<p>Fronteras abiertas y cerradas [S E N W] = [1 0 1 1]</p> <p>Nivel de referencia para el cálculo geostrofico zref=-1000</p> <p>Procesamiento de la data inicial, climatológica, de los límites laterales makeini=1,makeclim=1,makebry=1</p> <p>Día de inicialización para los experimentos climatológicos tini=0 (1st january 0h)</p> <p>Ubicación del atlas climatológico croco_tools/WOA2009, croco_tools/CARS2009</p> <p>Ubicación de la climatología estacional de clorofila superficial croco_tools/SeaWifs</p>
5. Parametros para el forzamiento con mareas	<p>Ubicación del archivo que contiene data del modelo global de mareas croco_tools/TPX07/TPX07.nc</p> <p>Autoatracción y ubicación de la base de datos GOT99.2</p>
6. Fecha de referencia y tiempos de simulación	<p>Se define la fecha de iniciación y finalización de los forzamientos requeridos para los módulos make_tides, make_CFSR (or make_NCEP), make_OGCM</p>
7. Parámetros para el forzamiento interanual	<p>Se configura las opciones para los módulos make_NCEP, make_QSCAT_daily</p> <p>Se configura las opciones para los módulos make_QSCAT_daily, make_QSCAT_clim</p> <p>Se configura las opciones para make_ECMWF, make_ECMWF_daily</p> <p>Se configura las opciones para make_OGCM</p> <p>Se configura las opciones para make_bry_WKB</p>
8. Parámetros para el sistema de pronóstico	<p>Se define los días de pronóstico</p> <p>Se inserta el usuario y contraseña para acceder al servidor para descargar los datos</p>
9. Parámetros para las herramientas de diagnóstico	<p>Se direcciona el directorio que contiene los módulos de diagnóstico</p>



Una vez configurado los parámetros para la simulación de climatológica, se generaron los archivos de entrada ejecutando los siguientes scripts:

El módulo start.m

Este módulo añade las direcciones a los diferentes módulos que vincula CROCO, es decir los archivos que contienen tanto la base de datos como los módulos para ejecutar el modelo, entre los cuales se tiene: m_map1.4h, air_sea, mask, Aforc_CFSR, Aforc_ERA5, Aforc_ECMWF, Aforc_NCEP, Aforc_QuickSCAT, Diagnostic_tools, Forecast_tools, Nesting_tools, Preprocessing_tools, Preprocessing_tools/Bio, Oforc_OGCM, Tides, Tides/T_TIDE, Visualization_tools, Rivers, Town.

El módulo make_grid.m

Este módulo genera el archivo croco_grd.nc, que contiene la grilla discretizada del modelo. Los parámetros de estiramiento de grilla vertical son controlados por theta_s (parámetro de estiramiento de la superficie de la coordenada-S vertical), theta_b (parámetro de estiramiento de fondo de la coordenada-S vertical), hc (da aproximadamente la profundidad de transición entre los niveles superficiales horizontales y los niveles siguientes de las capas inferiores). Cabe señalar que en modelos como CROCO se debe considerar las variaciones de batimetría, es decir si se escoge un sistema de coordenadas verticales que varía con la presión (coordenadas z), la simulación de una cuenca con columnas de agua profundas y someras resultará ineficiente debido a que los niveles verticales no representarán adecuadamente las columnas de mayor profundidad. Así, las coordenadas verticales sigma suaviza el fondo conforme sigue el terreno.

La formulación de las transformaciones para el terreno vertical generalizado siguiendo el sistema vertical definen numerosas funciones de estiramiento $C(\sigma)$, esta función se define en función de diversos parámetros, actualmente CROCO define a $C(\sigma)$ como una función continua de doble estiramiento [refinamiento] (A. Shchepetkin, 2010 citado en Contreras, 2019):

$$C(\sigma) = \frac{1 - \cosh(\theta_s \sigma)}{\cosh(\theta_s) - 1} \quad (3.1)$$

$$C(\sigma) = \frac{\exp(\theta_b C(\sigma)) - 1}{1 - \exp(-\theta_b)} \quad (3.2)$$

Donde θ_s y θ_b son parámetros de control de superficie y de fondo respectivamente cuyos rangos se encuentran entre $0 \leq \theta_s \leq 10$ y $0 \leq \theta_b \leq 4$, σ es una coordenada de estiramiento vertical fraccionario entre $0 \leq \sigma \leq 1$. Las ecuaciones (3.1) y (3.2) son funciones para la superficie y de fondo respectivamente, donde (3.2) es calculado a partir de (3.1). Entonces la distribución de los niveles verticales depende de los parámetros de control. Se debe considerar que:

- Mientras mayor sea θ_s , mayor será la resolución vertical por sobre h_c (espesor positivo que controla el estiramiento).
- Si $\theta_b = 0$, los niveles verticales se concentran en la superficie.
- Si $\theta_b = 0$, los niveles verticales se concentran en el fondo.

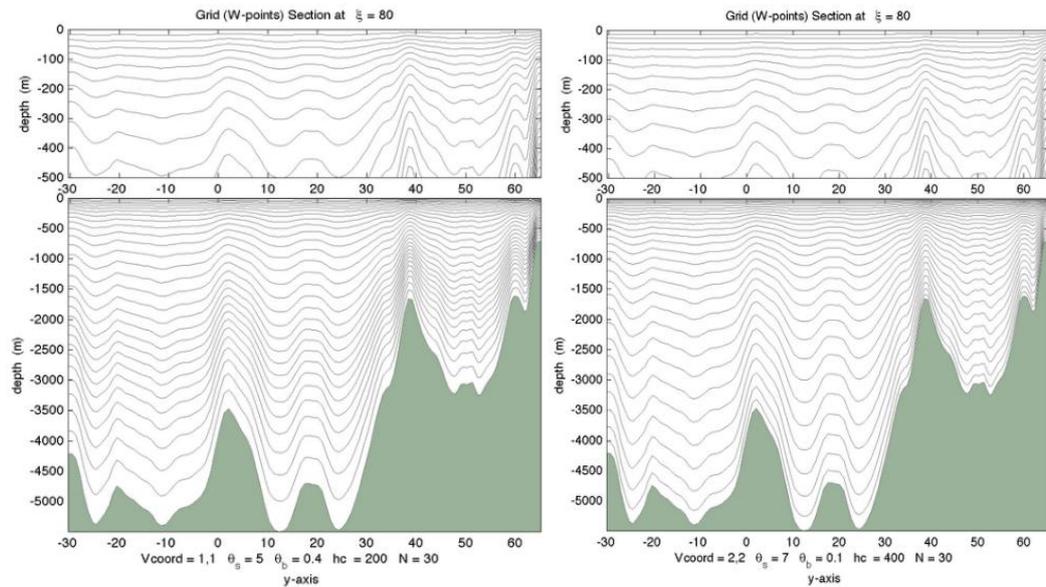


Figura 17. Discretización vertical con coordenadas verticales sigma

Nota. Los parámetros son (izquierda) $h_c = 200, N = 30, \theta_s = 5, \theta_b = 0.4$, (derecha) $h_c = 400, N = 30, \theta_s = 7, \theta_b = 0.1$, Vcoord es igual a dos valores separados por una coma donde el primer valor es el tipo de transformación vertical y el segundo valor es el tipo de función de estiramiento. Obtenido de https://www.myroms.org/wiki/Vertical_S-coordinate

Como resultado de la discretización de las coordenadas sigma, cada celda de grilla puede tener un espesor de $H_z = \partial z / \partial \sigma$ y volumen diferente en cada nivel. Las variables como momentum (velocidades con respecto a la superficie geopotencial), trazadores son localizados al centro de la grilla. La velocidad vertical con respecto a las coordenadas sigma y variables de mezcla vertical están localizadas en la parte superior e inferior de la celda.

Para la presente investigación se ha considerado 32 niveles verticales con $\theta_s = 7, \theta_b = 2, h_c = 200 \text{ m}$, de tal manera que se obtiene una resolución vertical entre 30cm a 6.25 m para la capa superficial, 31 cm a 1086 m para el fondo; y preserva una resolución adecuada en capas superiores.

El módulo `make_forcing.m`

A partir de este módulo se genera el archivo `croco_frc.nc`. Contiene el estrés de viento, salinidad en la superficie del mar, temperatura superficial del mar, radiación solar de onda corta, flujo superficial de agua dulce, sensibilidad del flujo de calor neto superficial a la temperatura superficial del mar, flujo neto de calor superficial. A continuación, se muestran las figuras para cuatro días (15, 105, 195, 285) del año de algunos datos de entrada mencionados, donde el eje horizontal es la longitud y el eje vertical es la latitud.

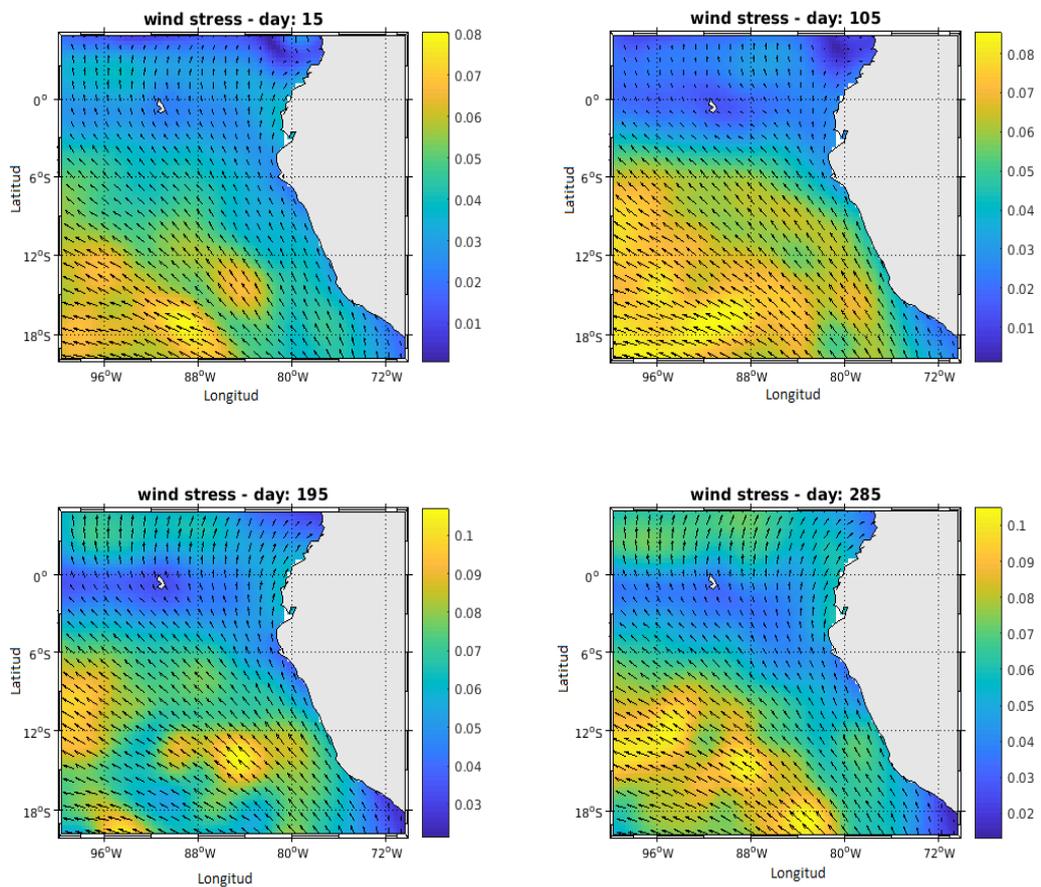


Figura 18. Estrés de viento medido en *m/s*

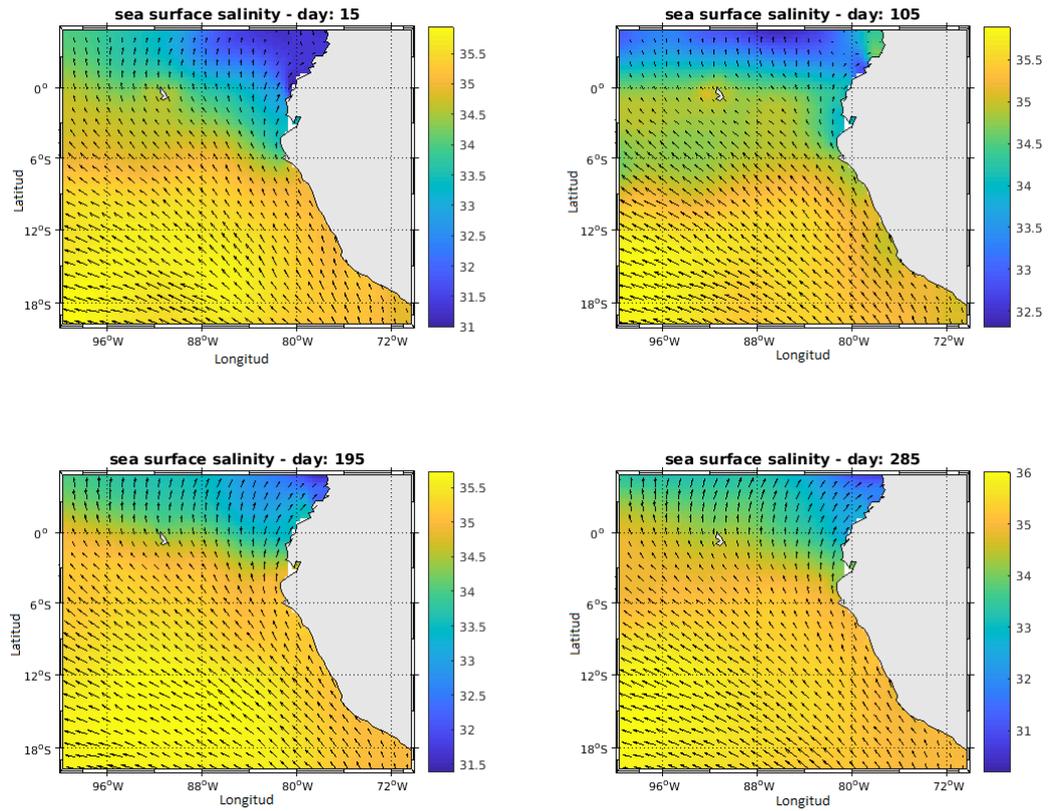


Figura 19. Salinidad en la superficie del mar medido en PSU

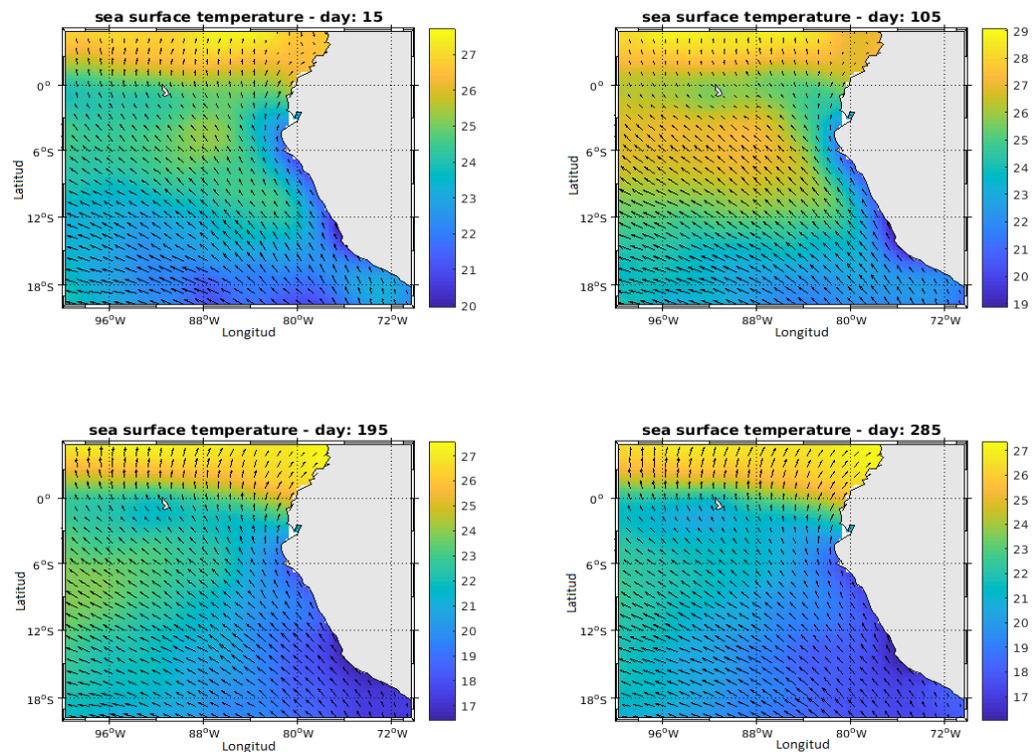


Figura 20. Temperatura superficial del mar medido en °C

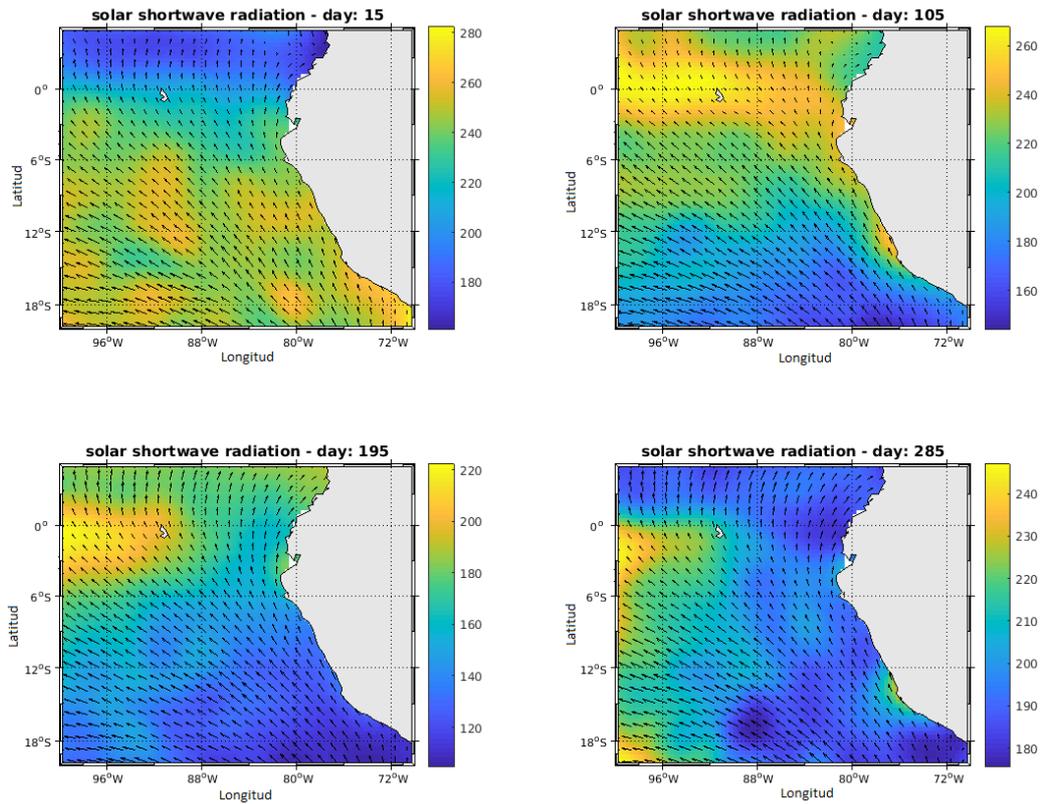


Figura 21. Radiación solar de onda corta medido en nm

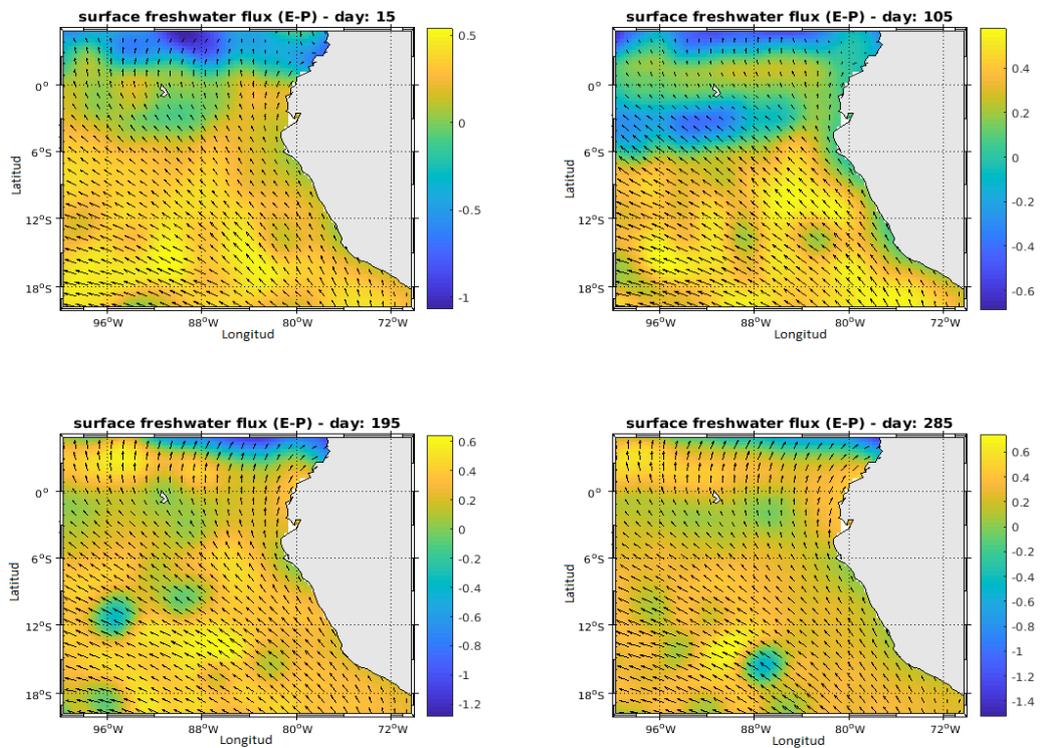


Figura 22. Flujo superficial de agua dulce medido en m^3/s

El módulo `make_bry.m`

Este módulo genera el archivo `croco_bry.nc`, el mismo que contiene información sobre la temperatura y la salinidad según los límites abiertos. A continuación, se muestran las figuras con la información mencionada, cabe indicar que la frontera este no se muestra debido a que es tierra para la región de estudio. El eje horizontal es la distancia medida a partir de la costa peruana y el eje vertical es la profundidad.

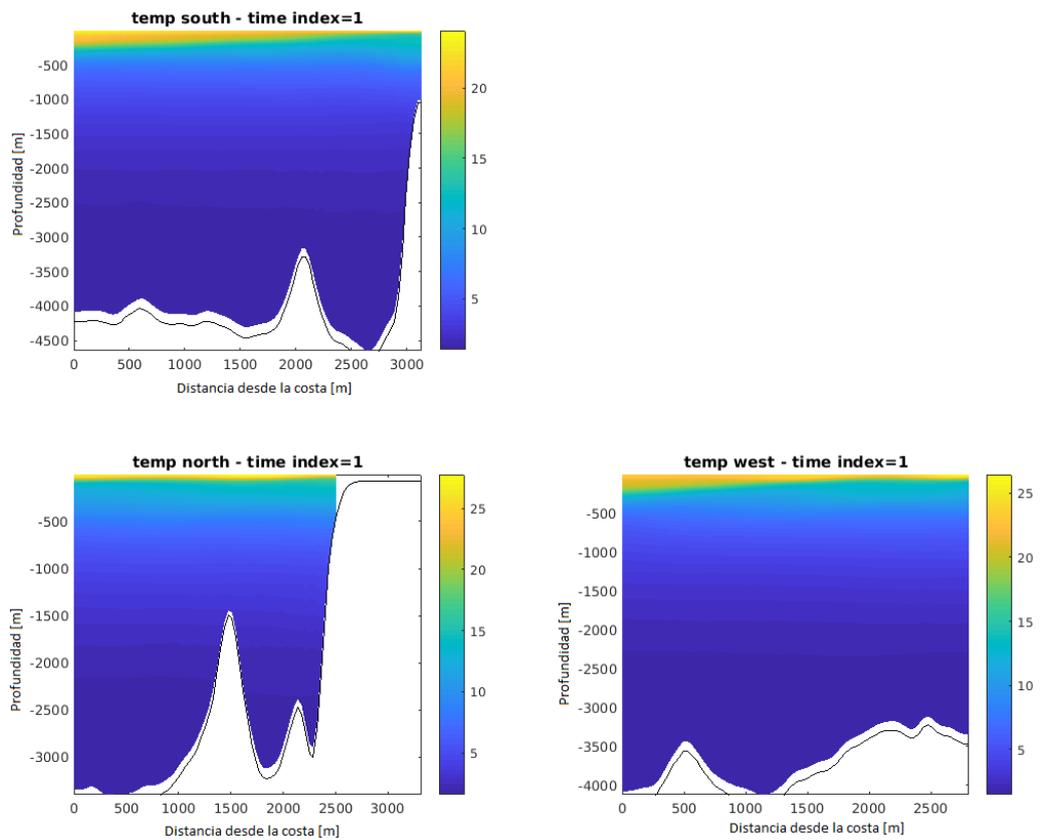


Figura 23. Temperatura según los límites abiertos en °C

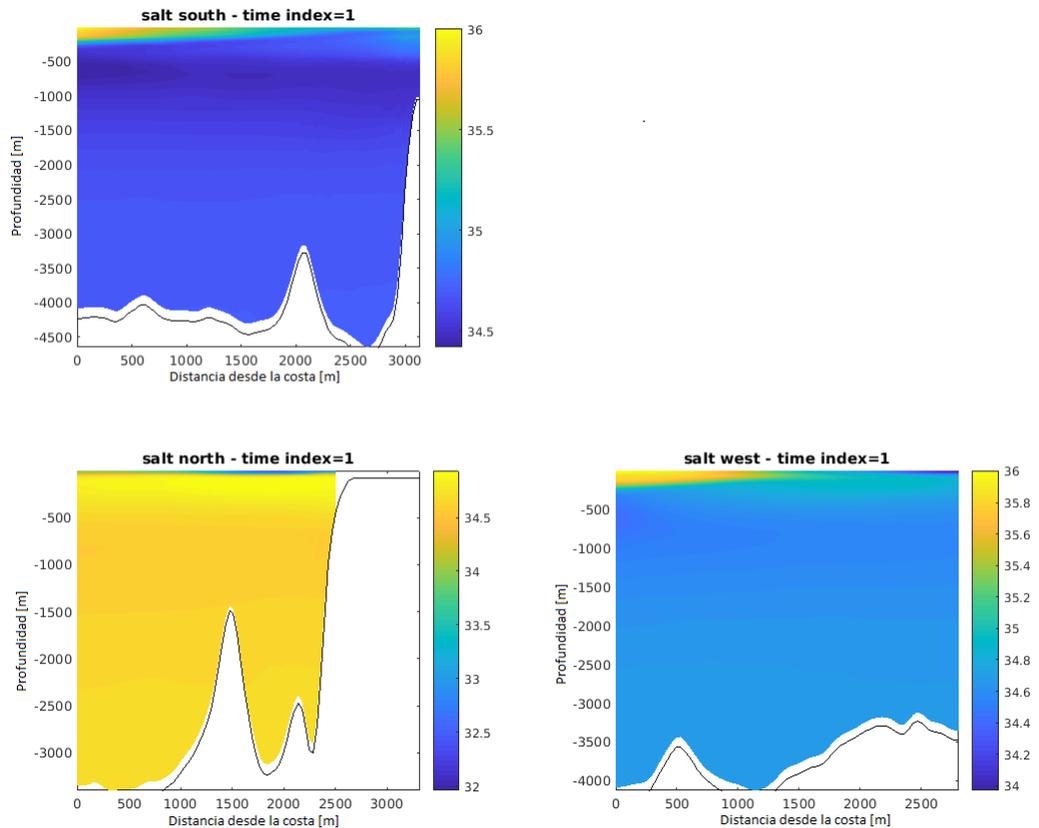


Figura 24. Salinidad según los límites abiertos medido en PSU

El script make_ini.m

Este módulo generó el archivo `croco_ini.nc`, el mismo que contiene la información necesaria sobre los módulos mencionados. Contiene la información para poder volver a lanzar la simulación.

Procesamiento

En esta etapa se compiló y ejecutó el código del modelo CROCO. Para la compilación se editaron los módulos (1) `cppdefs.h`, el cuál es un preprocesador C que permite seleccionar esquemas numéricos, parametrizaciones, condiciones de forzamiento y condiciones de frontera, permite configurar la física del modelo; (2) `param.h`, el cuál es un archivo que contiene las dimensiones, configuración de paralelización, mareas, puntos de fuente, boyas y especificaciones de estaciones.



Se añadieron los valores de los puntos LLM0 (en la dirección x), MMm0 (en la dirección y) obtenidos en el preprocesamiento y N (número de niveles verticales) ;(3) jobcomp, el cuál es el archivo de compilación que contiene las direcciones, compiladores, librerías entre otros.

Se obtuvo como resultado el compilador *croco*, el cual servirá para la ejecución del modelo. Previamente se verificó el archivo *croco.in*, el cual contiene los intervalos de tiempo y las variables a ser guardadas en los archivos de salida. Tanto para la simulación de control como la de experimento guardan información cada tres días por año de simulación, realizando una nueva simulación al finalizar un año de simulación. Como resultado de cada simulación se obtuvo los siguientes archivos:

- ***croco_avg.nc***

Contiene las salidas promediadas por año de simulación.

- ***croco_his.nc***

Contiene las salidas reales guardadas cada tres días por año de simulación.

- ***croco_oa.nc***

Es un archivo intermedio que sirve para la creación del archivo *croco_rst.nc*.

- ***croco_rst.nc***

Contiene información que se puede utilizar como condición inicial de las siguientes simulaciones.



- *croco_ini.nc*

Contienes las condiciones iniciales de cada simulación.

Post-procesamiento

En esta etapa se procesaron y evaluaron las salidas obtenidas de cada simulación. Dado que las salidas son anuales se separaron por meses y se obtuvo un promedio para cada mes de tal manera que se puedan comparar los resultados de la simulación de diez años (control) con los resultados de siete años (experimento) por medio el método estadístico elegido. Para el análisis de datos se usó *ncview*, y los módulos que contiene la interfaz gráfica en Matlab *croco_gui.m*. En la interfaz se distinguen dos cuadros de variables: las variables del modelo (Tabla 2) y las variables derivadas de las salidas del modelo (Tabla 3), las mismas que se especifican a continuación.

Tabla 2.

Variables propias del modelo CROCO

Variabes de CROCO	Significado
zeta	Elevación de superficie libre [m] y su tendencia temporal
ubar	Componentes de velocidad 2D integrados verticalmente en las direcciones XI y ETA, y sus tendencias temporales
vbar	
u	Componentes de velocidad 3D en las direcciones XI y ETA
v	
temp	temperatura potencial
salt	salinidad
w	velocidad vertical
bostr	esfuerzo cinemático de fondo
wstr	esfuerzo cinemático de viento
sustr	Flujo de momentum superficial (estrés de viento). Componentes XI y ETA de las tensiones de viento de flujo de cantidad de movimiento de superficie cinemática definidas en los puntos U y V horizontales. Dimensionadas como [m ² /s ²]
svstr	
Akt	coeficiente de difusión de temperatura vertical
hbl	profundidad de la capa límite planetaria
hbbl	profundidad de la capa límite inferior
shflux	flujo de calor neto superficial
swflux	flujo superficial de agua dulce (E-P)
swrad	Radiación superficial de onda corta



Tabla 3.

Variables derivadas del modelo CROCO

Variables derivadas	Significado
Ke	Corte horizontal de energía cinética
Rho	Corte horizontal de la densidad usando la ecuación no lineal de estado para agua de mar desarrollado por Jackett y McDougall (1995)
Pot_Rho	Corte horizontal de la densidad potencial
Bvf	Corte horizontal de la frecuencia Brunt-Vaisala
Vort	Corte horizontal de la vorticidad
Port_vort	Corte horizontal de la componente vertical de la vorticidad potencial de Ertel
Psi	Corte horizontal de la función corriente. Esta rutina puede ser costosa ya que invierte el Laplaciano de la vorticidad.
Speed	Corte horizontal de velocidad de corrientes
Transport	Corte horizontal de la función flujo de transporte
Okubo	Corte horizontal del parámetro Okubo-Weiss
Chla	Calcula la clorofila desde pequeñas y grandes concentraciones de fitoplancton
z_SST_1C	Profundidad de 1°C debajo de la Temperatura Superficial del Mar (SST)
z_rho_1.25	Profundidad de 1.25 kg/m ³ densidad subsuperficial
z_max_bvf	Profundidad para la máxima frecuencia Brunt-Vaisala
z_max_dtdz	Profundidad para el máximo gradiente de temperatura vertical
z_20C	Profundidad de la isoterma a 20°C
z_sig27	Profundidad de la capa de 1027 kg/m ³ de densidad



3.7. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EMPLEADO PARA LA INTERPRETACIÓN DE DATOS

3.7.1. BIAS o Sesgo

Este estadístico pone en evidencia el error sistemático. En caso de ser positivo el sesgo nos indica que los valores pronosticados tienden a superar los valores del experimento de control y en caso de ser negativo sucede lo contrario.

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^n P_n - E_n$$

Donde P_n representa los valores estimados del modelo, E_n son los valores del experimento de control y n es el total de datos. Los resultados de aplicar este método estadístico se muestran en el capítulo IV.



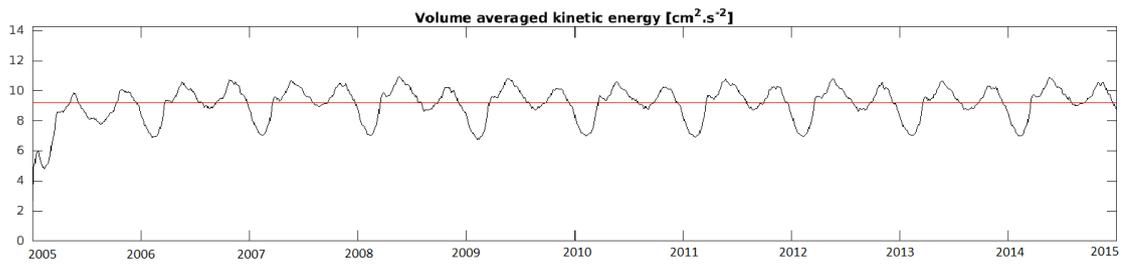
CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

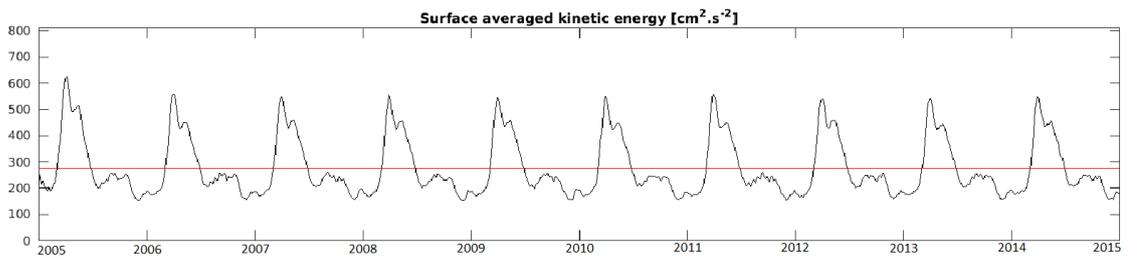
4.1. SIMULACIÓN DE CONTROL

Se ha realizado una simulación de 10 años para el periodo 2005 – 2015 con una configuración de $1/3^\circ$ ($\sim 37 \text{ km}$) para lograr un ciclo anual casi repetitivo. Ya que la grilla es isotrópica no produce asimetría en la disipación de la turbulencia. La grilla horizontal contiene 89×76 puntos. A razón de que los datos provienen de una climatología se considera la circulación promedio y el ciclo estacional para el Sistema de Corrientes del Perú (PCS). Los resultados muestran un periodo de estabilización de aproximadamente cuatro años; la Figura 25 representa las variaciones en el tiempo de la energía cinética, temperatura y salinidad. En cada una de las variables, excepto por la salinidad, el modelo no muestra variación significativa. Se hace notar un gran ajuste en cuanto la salinidad promediada por volumen, que se estabiliza a partir del sexto año de simulación. En ese sentido, se consideró las simulaciones del quinto al décimo año para la prueba estadística con la simulación experimental.

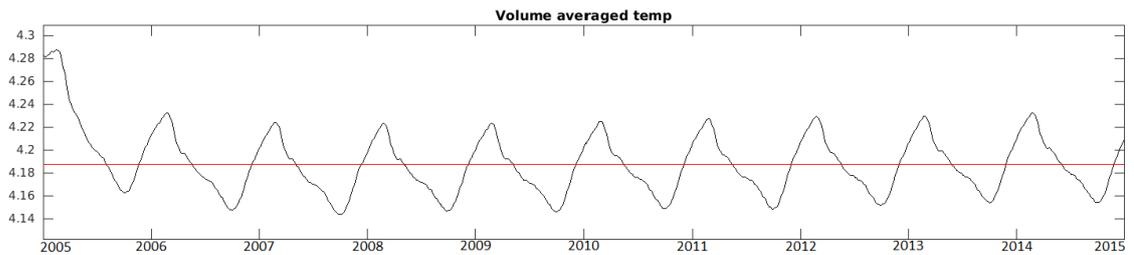
(a) energía cinética promediada por volumen [$cm^2 \cdot s^{-2}$]



(b) energía cinética promediada por superficie [$cm^2 \cdot s^{-2}$]



(c) temperatura promediada por volumen [$^{\circ}C$]



(d) salinidad promediada por volumen [PSU]

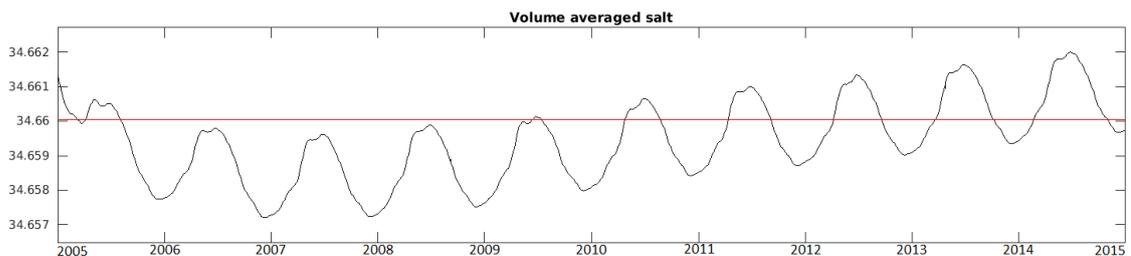


Figura 25. Evolución de diferentes variables del modelo en el tiempo

Nota. Se muestran la evolución en 10 años a partir del año 2005 en el eje horizontal para las variables: (a) energía cinética promediada por volumen [$cm^2 \cdot s^{-2}$], (b) energía cinética promediada por superficie [$cm^2 \cdot s^{-2}$], (c) temperatura promediada por volumen [$^{\circ}C$], (d) salinidad promediada por volumen [PSU].



Se observa que luego de un ajuste rápido de las corrientes a las condiciones iniciales, la energía cinética se incrementa debido al incremento de la actividad de los remolinos durante el primer año de simulación y luego permanece estable. Al comienzo de cada año se produce un pico agudo (Figura 25b), estas variaciones de energía cinética promediada por superficie solo se presentan entre las latitudes del sistema de corrientes del Ecuador, es característico de la SEC (Strub et al., 1998 citado en Penven *et al.*, 2005); la misma que está relacionada a las variaciones de gran escala en el océano ecuatorial y en consecuencia con el ENSO.

Cabe señalar que, si bien esta es una simulación de control validada para el sistema de corrientes del Perú, dada la capacidad de procesamiento computacional se ha disminuido la resolución del experimento validado a $\frac{1}{2}$. No obstante, el modelo resuelve con buena precisión las características de mesoescala.

La Figura 26 y la Figura 27 son una captura de las corrientes superficiales y la temperatura superficial simuladas para las estaciones verano e invierno respectivamente en el hemisferio sur para el último año de simulación (2014), a causa del contraste que hay durante estas dos estaciones es bien distinguible. Se reproduce en las latitudes cercanas al Ecuador (desde Chicama hasta la línea ecuatorial) un incremento de temperatura característico durante el verano austral (Figura 26). Asimismo, se muestra el frente de agua fría entre los 7°S - 18°S que emerge a causa del afloramiento durante el periodo de invierno austral (Figura 27), los filamentos de surgencia extendiéndose en dirección noroeste hasta los $84 - 90^{\circ}\text{W}$.

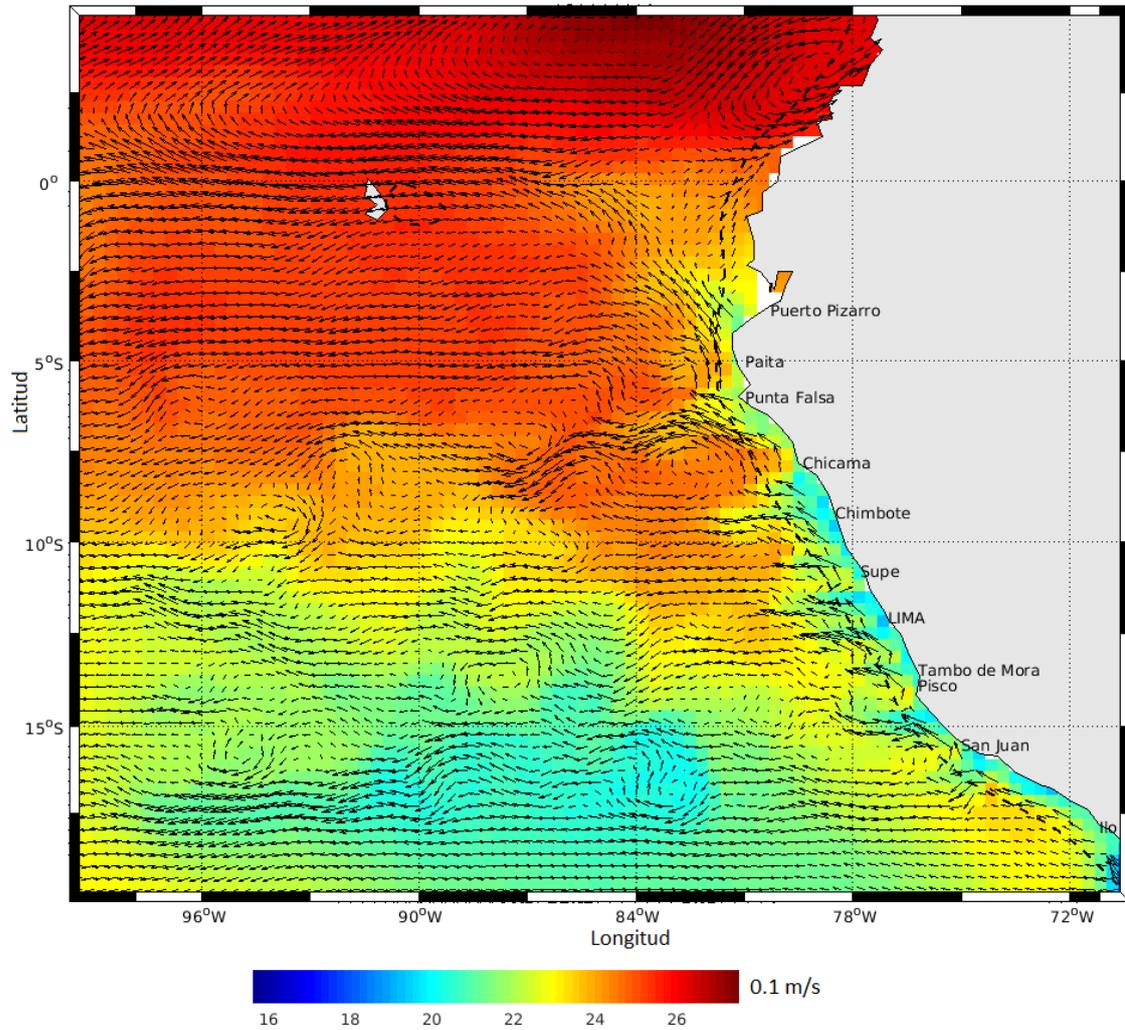


Figura 26. Temperatura potencial y vectores de corriente para el verano austral

Nota. Esta captura corresponde a los últimos días de febrero (estación verano) del último año de simulación climatológica (2014). El eje horizontal está dado por la longitud y el eje vertical por la latitud.

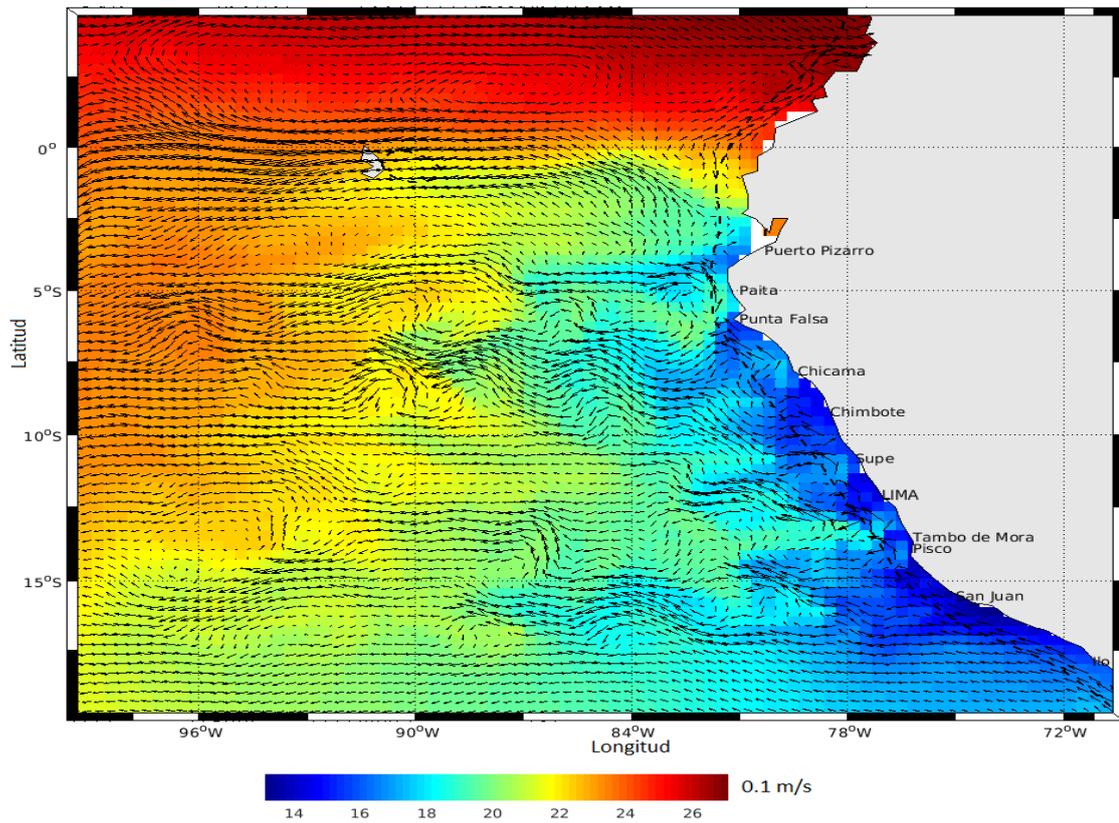


Figura 27. Temperatura potencial y vectores de corriente para el invierno austral

Nota. Esta captura corresponde a los últimos días de julio (estación invierno) del último año de simulación climatológica (2014). El eje horizontal está dado por la longitud y el eje vertical por la latitud.

4.2. VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS CON LA SIMULACIÓN DE CONTROL

Luego de realizar la simulación de control (periodo 2005-2015) se hizo una simulación de 7 años para el periodo 2015 – 2022 con una misma configuración de $1/3^\circ$ ($\sim 37 \text{ km}$). Se nota en la capa superficial una temperatura de $24 - 26^\circ\text{C}$ entre $12^\circ - 5^\circ\text{N}$ de latitud (desde Supe hasta el norte de Tumbes) tanto para la simulación de control como experimental durante el verano austral. Y una temperatura de $20 - 21^\circ\text{C}$ entre los $20 - 13^\circ\text{S}$ para la simulación de control (Figura 26) y una temperatura de $19 - 22^\circ\text{C}$ para la simulación experimental (Figura 28). En contraste, para el invierno austral en la

simulación de control (Figura 27) se percibe que la región con temperaturas entre $24 - 26^{\circ}\text{C}$ se ven desplazadas a latitudes más al norte y regiones con temperaturas entre $22 - 23^{\circ}\text{C}$ se desplazan en dirección oeste; emergen aguas con temperaturas entre $14 - 15^{\circ}\text{C}$ a lo largo de la costa peruana entre los 18°S (frente a Ilo)- 6°S (frente a Punta Falsa), logrando generarse chorros de agua fría hasta los 89°W . De manera similar en la simulación experimental (Figura 29) con la diferencia que para este periodo los remolinos generados entre los $96 - 84^{\circ}\text{W}$ frente a Paita tienen mayor tamaño e intensidad.

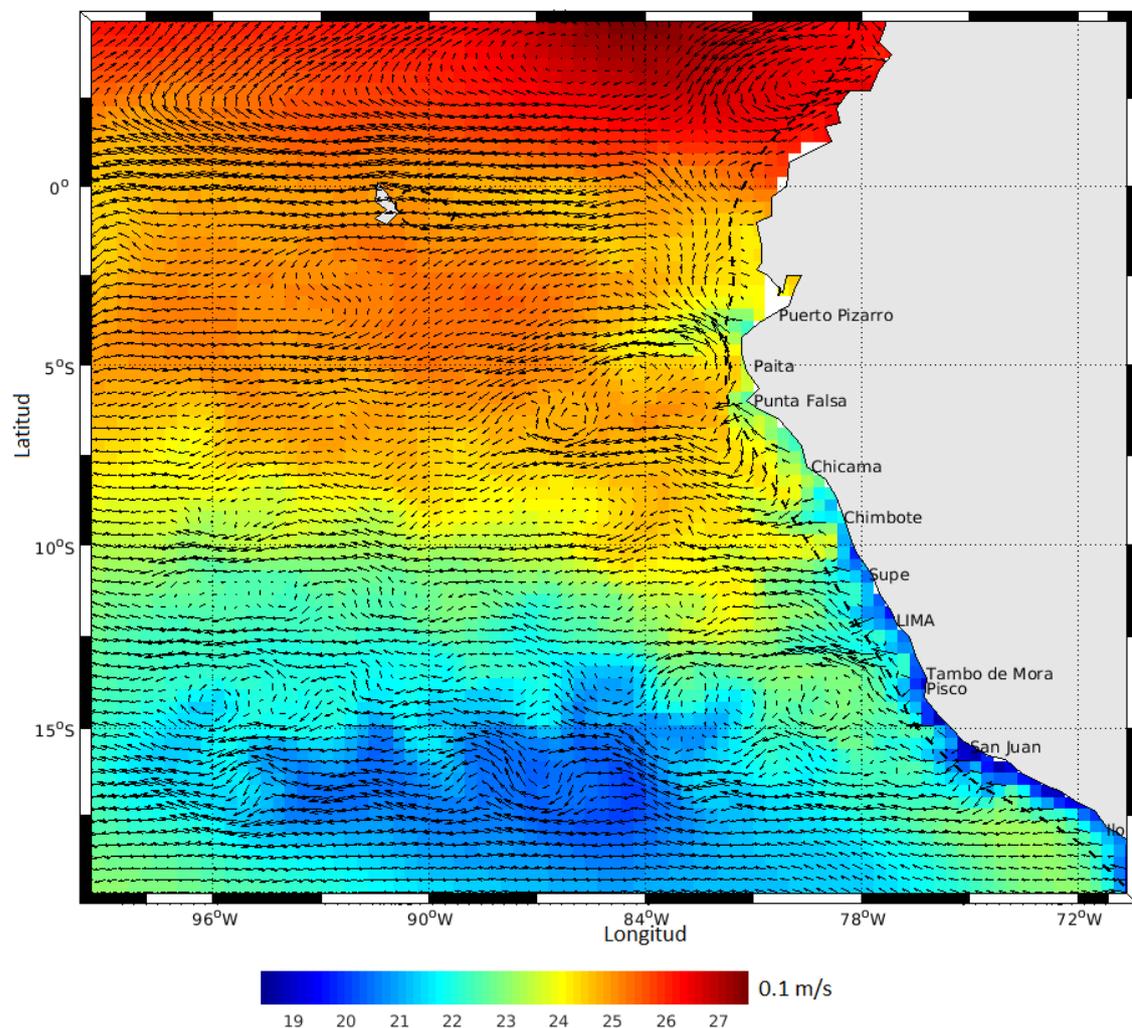


Figura 28. Temperatura potencial y vectores de corriente para el verano austral

Nota. Esta captura corresponde al a los últimos días de febrero (estación verano) para el año 2021. El eje horizontal está dado por la longitud y el eje vertical por la latitud.

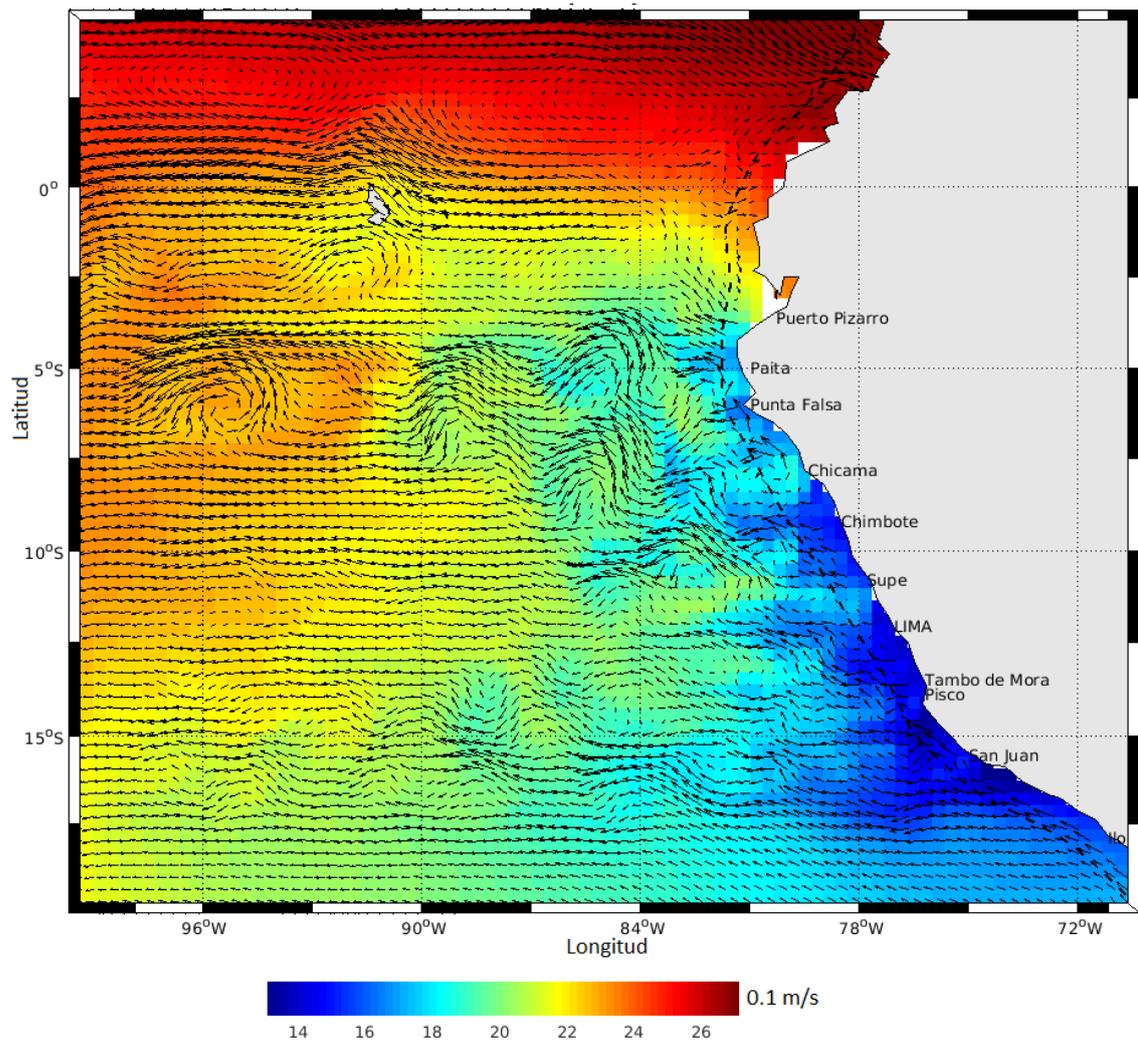


Figura 29. Temperatura potencial y vectores de corriente para el invierno austral

Nota. Esta captura corresponde al a los últimos días de julio (estación invierno) para el año 2021. El eje horizontal está dado por la longitud y el eje vertical por la latitud.

Para una mejor explicación de los resultados, las corrientes oceánicas se describen según la profundidad a la que se encuentran.

Capa Superficial a 20 metros de profundidad

Durante el verano austral (diciembre 2020 – marzo 2021), los flujos predominantes de las corrientes marinas mostraron flujos en dirección nor-oeste, alcanzando velocidades > 30 cm/s sobre las Islas Galápagos; se distingue entre los 7° –



3°S de latitud los ramales del Sistema de Corrientes del Ecuador (ECS) alimentan a la Corriente Peruano Chilena Subsuperficial (PCUC) alcanzando velocidades máximas de 20 *cm/s*; y entre los 20° – 15°S se desplaza una corriente con velocidades de 15 *cm/s* en dirección oeste.

Durante el otoño - invierno (marzo 2021 – julio 2021), se registran flujos con velocidades entre 30 – 50 *cm/s* en dirección sur-oeste entre los 10° – 3°S, lo cual indica que estas corrientes están asociadas a la Corriente Costera Peruana (PCC). Cabe señalar que las masas de agua cerca al Ecuador para este periodo se ven desplazadas en dirección oeste y las corrientes costeras frente al Perú registran velocidades entre 5 – 15 *cm/s*.

Capa integrada de 20 a 100 metros de profundidad

A 70 metros de profundidad durante el verano austral, se puede notar que entre los 20° – 10° S de latitud se desprende corrientes de la corriente principal que va en dirección nor-oeste, a partir de los 86°W frente a San Juan con velocidades de 15 *cm/s*; lo que nos lleva a relacionarlos con la Corriente Oceánica Peruana (POC). Y entre los 18° – 5°S flujos en dirección opuesta, es decir de norte a sur, con velocidades de 5 *cm/s*; la misma que está relacionada con la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC).

A esta profundidad, durante el periodo de invierno, se registran una variación de velocidades de 5 *cm/s* para las corrientes mencionadas, ya que las velocidades disminuyen su intensidad durante este periodo.

Capa integrada de 100 a 500 metros de profundidad

Durante el verano austral a 100 metros de profundidad entre los 5° – 3°S se hace notar la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) que va en dirección este-oeste con velocidades entre 10 – 20 *cm/s*; la misma que frente a las Islas Galápagos se bifurca



alimentando a la ECS y a la PCUC frente a Paita y Punta Falsa; esta última muestra intensificación en sus velocidades que van entre $10 - 16 \text{ cm/s}$. Las velocidades para la corriente principal ubicada entre los $20^\circ - 15^\circ\text{S}$ se mantienen. Para el periodo de invierno, las corrientes que alimentan a la PCUC tienen velocidades entre los $5 - 15 \text{ cm/s}$. Las EUC presenta velocidades entre $10 - 15 \text{ cm/s}$. Las corrientes que provienen del sur sus velocidades no exceden a los 10 cm/s .

A 300 metros de profundidad, durante el verano, las corrientes frente a la costa peruana presentan velocidades entre $5 - 7 \text{ cm/s}$. Entre las latitudes $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$ las velocidades van entre los $8 - 10 \text{ cm/s}$ en dirección oeste-este. Hay intensificación por parte de la PCCC, cuyo rango de velocidades varía entre $6 - 10 \text{ cm/s}$ en dirección norte sur. Se nota generación de remolinos para la corriente ubicada entre los $20^\circ - 15^\circ\text{S}$. En contraste las corrientes no exceden los 10 cm/s para el periodo de invierno.

Luego de aplicar el BIAS al componente del momentum zonal promediado para el periodo de verano, mes febrero (Figura 30), se puede notar diferencias entre $10 - 20 \text{ cm/s}$ negativas entre los $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$ lo cual indica una leve disminución en el promedio de la intensidad en la componente zonal con respecto a la simulación de control. Variaciones positivas frente a la costa peruana indican un ligero aumento de la intensidad de la simulación experimental con relación a la simulación de control, lo que implica que el promedio de las velocidades de la componente zonal se ha incrementado en comparación con el promedio de años anteriores, lo cual para este periodo del año puede estar relacionado con la intensificación de corrientes costeras en dirección sur-oeste.

Si bien es cierto, durante la estación de verano, la disminución de la componente zonal en latitudes cercanas al Ecuador implica un eventual desarrollo del ENSO, que conlleva a un incremento de temperatura y por ende una desestabilización en el clima

peruano. La disminución de regiones con variaciones positivas para el periodo de invierno (Figura 31) favorece esta suposición.

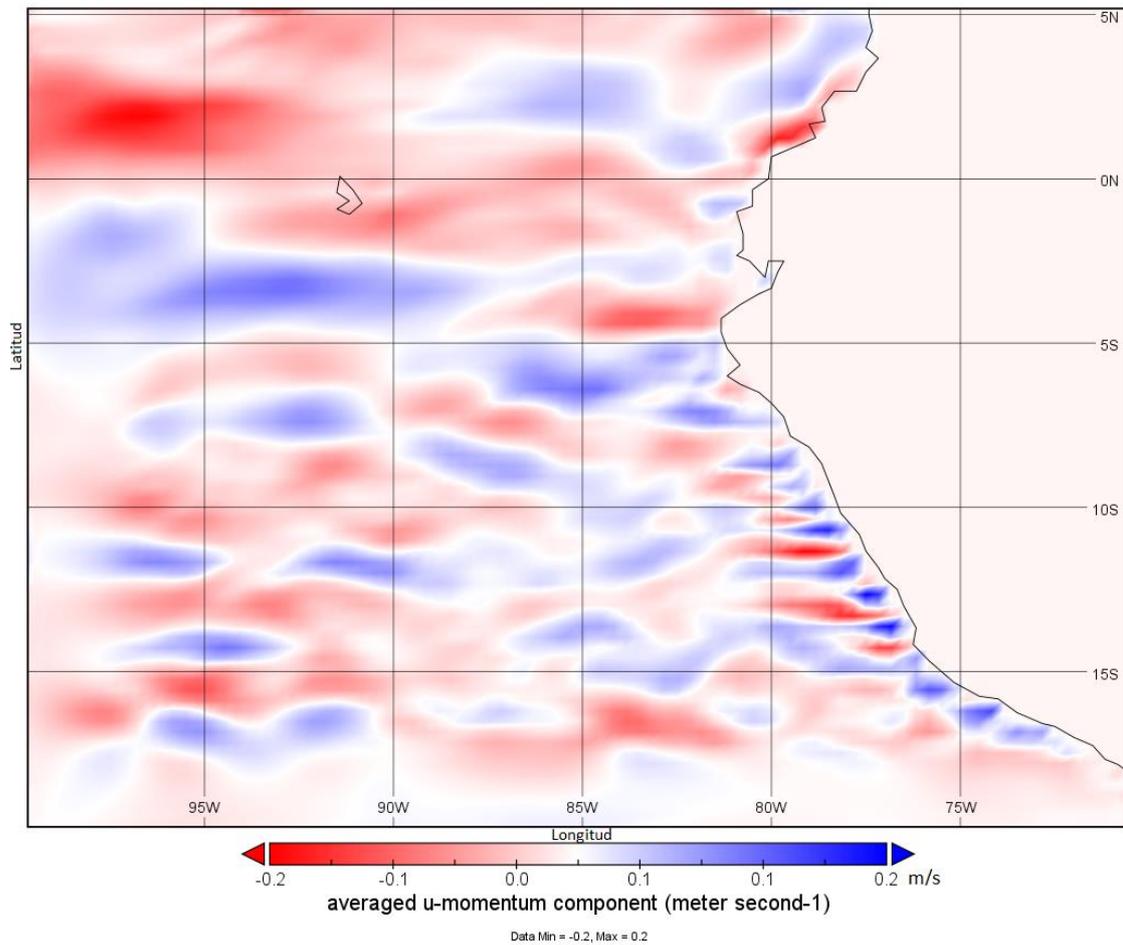


Figura 30. Componente u del momentum promediado

Nota. Esta captura corresponde al BIAS obtenido para el mes de febrero (verano austral)

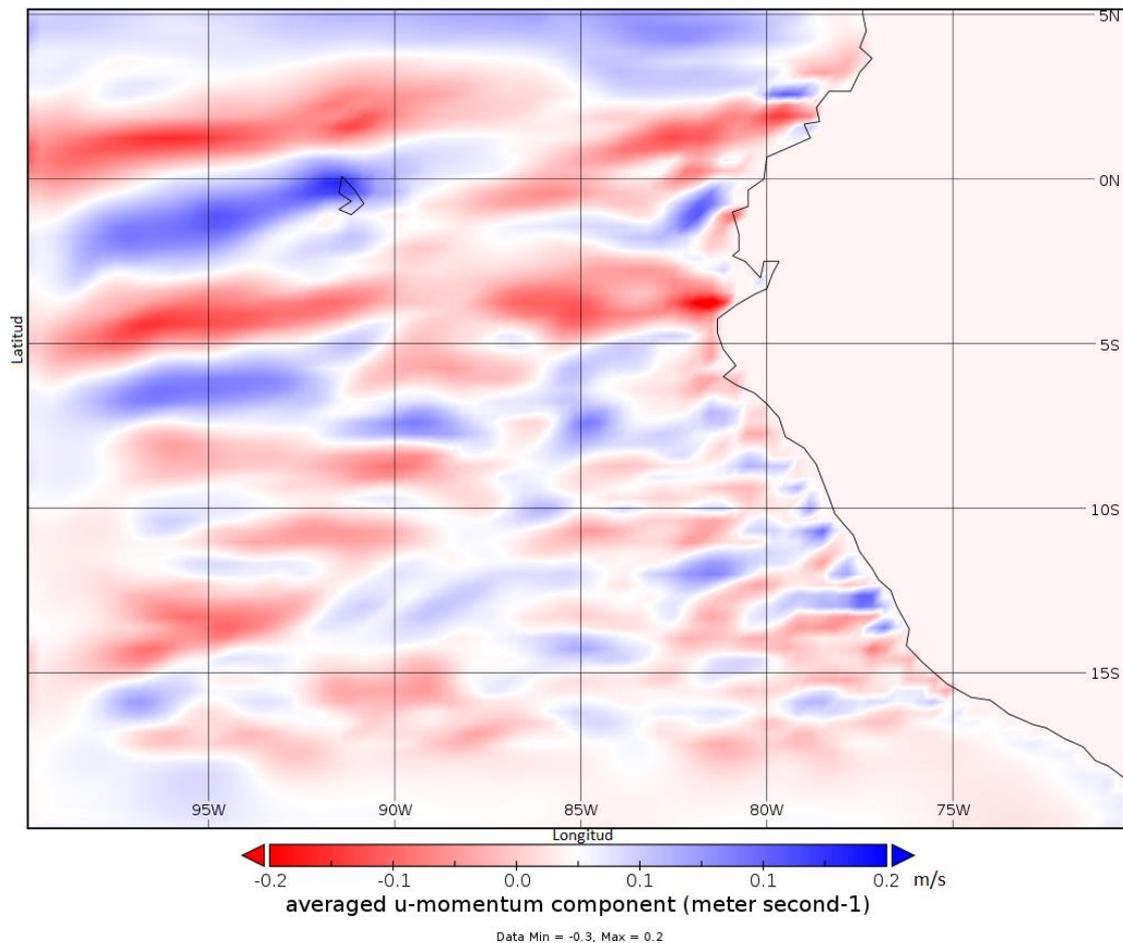


Figura 31. Componente u del momentum promediado

Nota. Esta captura corresponde al BIAS obtenido para el mes de julio (invierno austral)

Se identifican diferencias negativas a lo largo de la costa para el periodo verano (Figura 32), lo cual implica una disminución en la intensidad para el componente meridional promediado. Sin embargo, no son tan frecuentes durante el periodo de invierno (Figura 33), excepto frente a Tumbes; lo que podría estar relacionado con filamentos de surgencia o intensificación en la componente zonal para este periodo. Diferencias positivas de mayor intensidad no mayores a 10 cm/s se encuentran distribuidas entre los $20^\circ - 5^\circ \text{S}$ de latitud; estas diferencias positivas representan un incremento en la componente meridional con respecto a la simulación de control. En general realzan las diferencias positivas entre los $100^\circ - 80^\circ \text{W}$ de longitud.

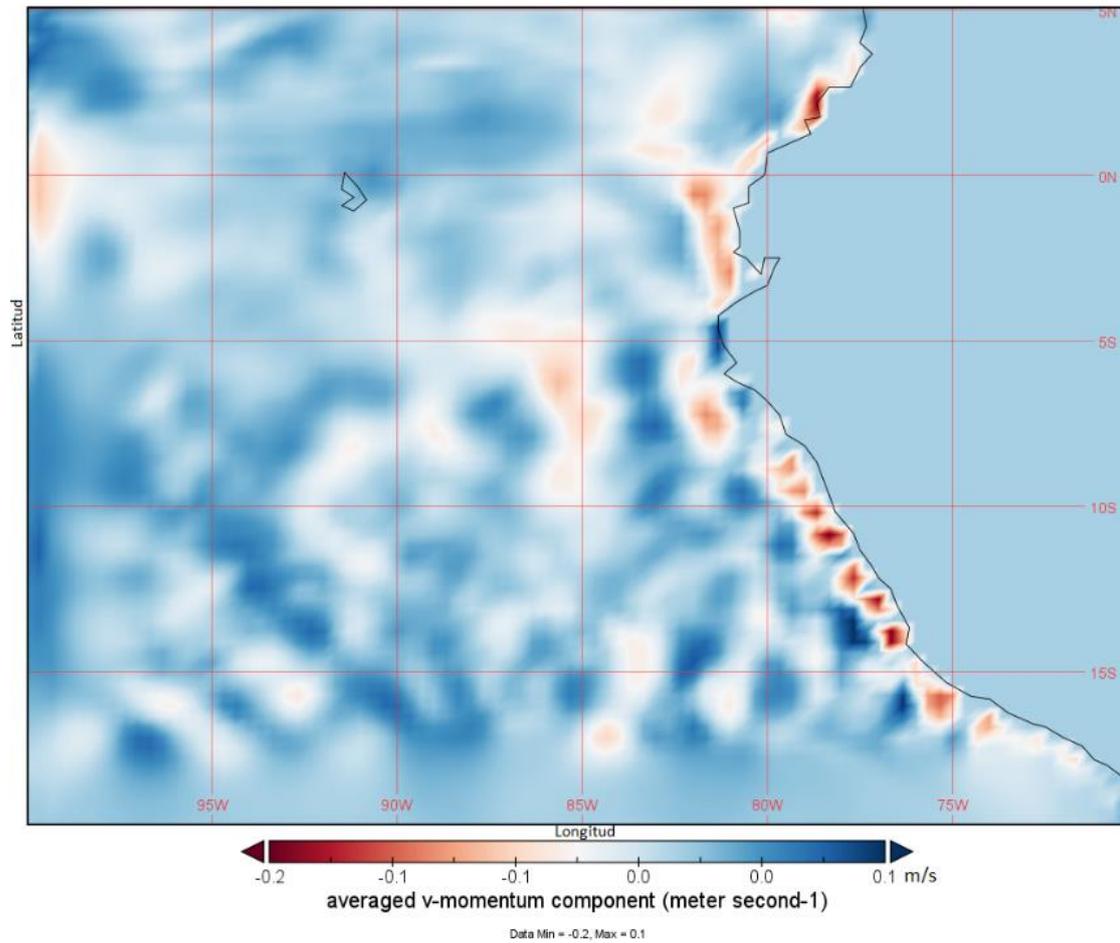


Figura 32. Componente v del momentum promediado

Nota. Esta captura corresponde al BIAS obtenido para el mes de febrero (verano austral)

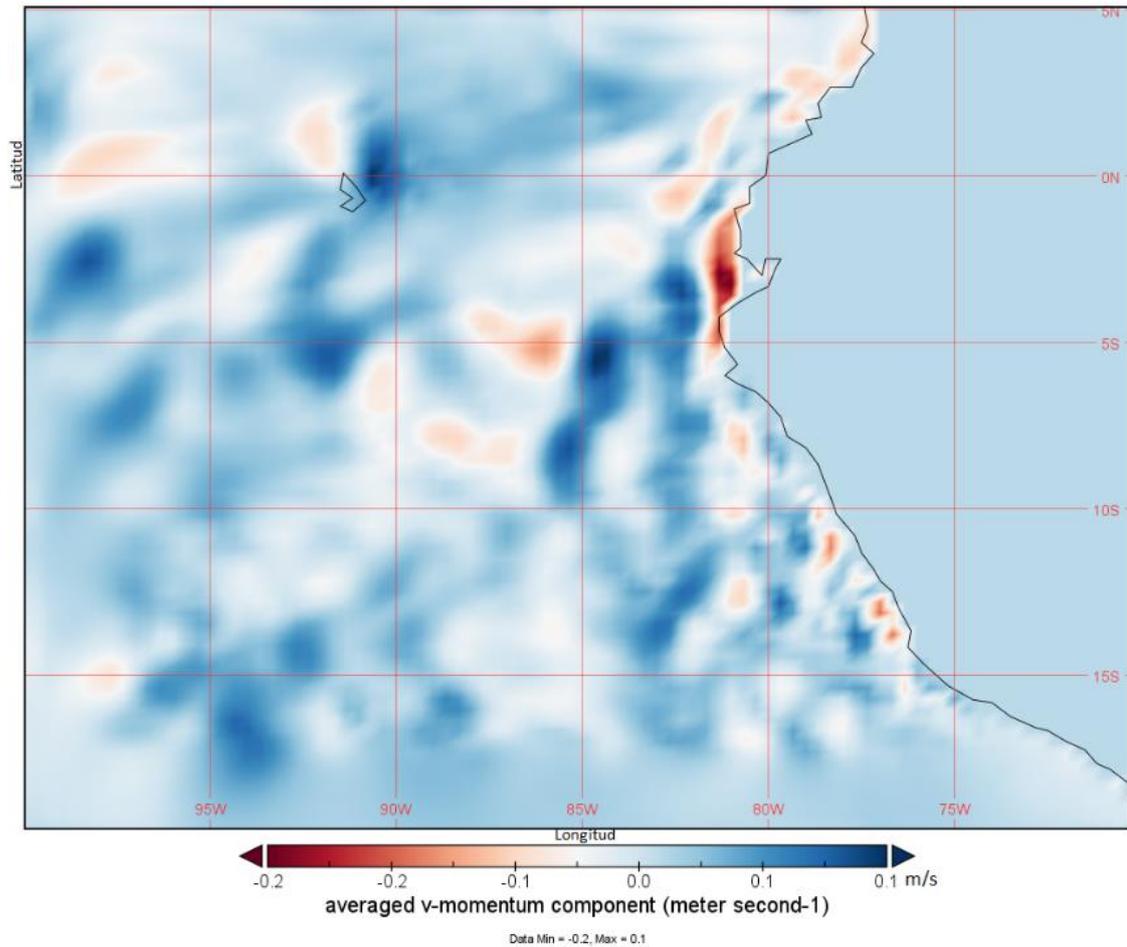


Figura 33. Componente v del momentum promediado

Nota. Esta captura corresponde al BIAS obtenido para el mes de julio (invierno austral)



V. CONCLUSIONES

En el presente trabajo de investigación se llegaron a las siguientes conclusiones:

- Se ha logrado simular los patrones de circulación oceánica, y comparar dos periodos climatológicos de simulación. El primer periodo comprendido entre los años 2005-2015 (considerado como simulación de control) y el segundo periodo comprendido entre los años 2015-2022 (considerado como simulación experimental). Con un ajuste de resolución de $1/2^\circ$ ($\sim 37 \text{ km}$) en la grilla, con 32 niveles verticales sigma. Los datos utilizados para la simulación del primer periodo son los que vienen incorporados en el modelo CROCO y los datos usados para la simulación del segundo periodo son los que se descargaron de servidores globales que registran datos oceanográficos globales.
- Se muestran los resultados para dos estaciones del año: verano (22 de marzo-22 de junio) e invierno (23 de setiembre-22 de diciembre), durante los cuales se muestran notables diferencias de la influencia de los forzadores físicos sobre las corrientes. Se distingue una disminución de la intensidad en los flujos en latitudes cercanas al Ecuador durante la estación de verano, y un incremento durante el invierno. Las velocidades descritas a diferentes profundidades de la simulación experimental guardan sentido con las mencionadas en el marco teórico para diferentes profundidades.
- Eventualmente, la técnica estadística empleada para validar los resultados fue el BIAS debido a la distribución espacial y temporal de los datos; así se hizo la comparación entre los promedios mensuales obtenidos para la simulación experimental (periodo 2015-2022) con la simulación de control (2005-2015). Es en la capa superficial donde se encontró mayores diferencias para distintas



latitudes frente a la costa peruana, las mismas que varían en un rango de -0.2 a 0.2 m/s . Con predominancia en la componente zonal, atribuyéndose a la intensidad de los vientos que se intensifican o debilitan dependiendo de la estación.



VI. RECOMENDACIONES

- Dado que para el presente trabajo de investigación se ha comparado con datos climatológicos procesados a partir de salidas de otros modelos y datos satelitales; para la realización de futuras investigaciones, se recomienda comparar con datos provenientes de expediciones de crucero para las regiones de interés a causa de tener una mejor precisión en los resultados.
- Asimismo, se recomienda trabajar con resoluciones más finas, y por ende con mejor soporte computacional para utilizar de la mejor manera las opciones de configuración que tiene el modelo. Este modelo se configura en un ambiente Linux y por ende los conocimientos que se puedan tener a cerca de GNU Bash pueden acelerar algunos procesos durante la simulación.
- Considerar la incorporación de otras variables que pueden interferir en la dinámica oceánica tales como variables biológicas y antrópicas (dependiendo del enfoque del estudio). También la descarga de masas de agua por parte de los ríos que actúan como afluentes significativos.
- Se recomienda explorar otros modelos oceanográficos para realizar simulaciones, que al igual que el modelo CROCO, son utilizados y aceptados para realizar estudios en oceanografía física. Entre los cuales se puede considerar como alternativa al HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM), Modelo Estatal de la Circulación Oceánica (NEMO), Princeton Ocean Model (POM) y Modular Ocean Model (MOM).



VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, C. A. (2009). *Simulación numérica de la hidrodinámica del Lago Titicaca, frente a las costas de la ciudad de Puno en el Perú* [Universidad Nacional Mayor de San Marcos]. <http://cybertesis.unmsm.edu.pe/handle/cybertesis/1741>
- Aguirre, C., Pizarro, Ó., Strub, P. T., Garreaud, R. & Barth, J. A. (2012). Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(1). <https://doi.org/10.1029/2011JC007379>
- Auclair, F., Benshila, R., Bordoís, L., Boutet, M., Brémond, M., Caillaud, M., Cambon, G., Capet, X., Debreu, L., Ducouso, N., Dufois, F., Dumas, F., Ethé, C., Gula, J., Hourdin, C., Illig, S., Jullien, S., Corre, M. le, Gac, S. le, ... Theetten, S. (2022). *Coastal and Regional Ocean COmmunity model*. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7415343>
- Barreiro, M. (2018). *Oceanografía dinámica*. <https://www.doccity.com/es/oceanografia-dinamica/2634375/>
- Bernal, C. A. (2010). *Metodología de la investigación* (L. E. Cruz, M. García, M. de los Á. Briceño & C. I. Jaramillo, Eds.; 3ra ed.). Prentice Hall.
- Blanke, B. & Phane Raynaud, S. (1997). Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian Approach from GCM Results. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1038–1053.
- Bono, R. (2012). *Diseños cuasi-experimentales y longitudinales* (Vol. 1). <http://hdl.handle.net/2445/30783>



- Brink, K. H., Halpern, D., Huyer, A. & Smith, R. L. (1983). The physical environment of the Peruvian upwelling system. *Progress in Oceanography*, 12(3), 285–305.
[https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90011-3)
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. & Wright, J. (2001). *Ocean Circulation* (2nd ed., Vol. 1). Elsevier.
<https://www.sciencedirect.com/book/9780750652780/ocean-circulation>
- Centeno, M., Guzmán, E. & García, P. (2010). Modelación numérica de la circulación marina en las bahías Callao y Miraflores. *Revista del Encuentro Científico Internacional*, 7(1), 59–66.
<https://doi.org/https://doi.org/10.33017/RevECIPeru2010.0009/>
- Cerpa, L., Morales, M., Cornejo, T. & Coaquira, F. (2019). *Estudios de geología marina en el Perú: Morfología, sedimentos y recursos geológicos*.
https://www.researchgate.net/publication/334729056_Estudios_de_Geologia_Marina_en_el_Peru_Morfologia_Sedimentos_y_Recursos_Geologicos
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C. & 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. & Pizarro, O. (2005). Eddy characteristics in the eastern South Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(6), 1–12.
<https://doi.org/10.1029/2004JC002815>
- Chavez, F. P., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P. & Csirke, J. (2008). The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view



towards the future. *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 95–105.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>

Contreras, M. P. (2019). *Generación de remolinos subsuperficiales de mesoescala frente a la costa central de Chile* [Universidad de Concepción].
<http://repositorio.udec.cl/handle/11594/3362>

Corbí Bellot, A., Carrió, J. A., San, V. ", Mártir, V. & Valencia, ". (2013). Tasas de transporte de Ekman y afloramiento costero al noroeste de África a partir de la simulación numérica de campos de viento superficiales. *Revista Iberoamericana Interdisciplinar de Métodos, Modelización y Simulación*, 5, 53–69.

Correa, D., Tam, J., Pasapera, J., Saavedra, M. & Ingunza, A. (2008). *Modelado de la circulación marina y descargas hipotéticas en la bahía del callao, Perú*.

Cushman-Roisin, B. & Beckers, J. M. (2009). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Academic Press.

Czeschel, R., Stramma, L., Weller, R. A. & Fischer, T. (2015). Circulation, eddies, oxygen, and nutrient changes in the eastern tropical South Pacific Ocean. *Ocean Science*, 11(3), 455–470. <https://doi.org/10.5194/os-11-455-2015>

Dieterich, H. (2001). *Nueva guía para la investigación científica* (Vol. 1). Planeta Mexicana.

Domínguez, N., Quispe, J. & Vásquez, L. (2011). Principales corrientes marinas frente a la costa peruana durante el 2008-2009. *Boletín Instituto Del Mar Del Perú*, 26 (1–2), 39–48.
<https://repositorio.imarpe.gob.pe/bitstream/20.500.12958/2159/1/Bol.%20vol.%2026-5.pdf>



- Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures (SST) /*El Niño/Southern Oscillation (ENSO)*/ National Centers for Environmental Information (NCEI). (n.d.). Retrieved March 6, 2023, from <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst>
- Escobar, M. G. (2012). *Validación del modelo numérico ROMS en la región ecuatorial comprendida entre la costa ecuatoriana y las Islas Galapagos*. Escuela Superior Politecnica del Litoral.
- Fiedler, P. C. (1994). Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 99(C9), 18371. <https://doi.org/10.1029/94jc01807>
- Fisure, R. (2006). *Meteorología y oceanografía* (S. Donostia-San, Ed.; Vol. 1). Itsaso.
- Furue, R., McCreary, J. P. & Yu, Z. (2009). Dynamics of the northern Tsuchiya jet. *Journal of Physical Oceanography*, 39(9), 2024–2051. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4065.1>
- GeoInnova. (2016). *Circulación global oceánica y su influencia en el clima*. <https://geoinnova.org/blog-territorio/circulacion-global-oceanica-influencia-clima/#:~:text=La circulación global oceánica juega,océánica se encarga de distribuirlo.>
- Gill, A. E. (1982). Atmosphere–Ocean Dynamics. In W. L. Donn (Ed.), *International Geophysics Series* (30th ed.). International geophysics Series.
- Griffies, S. M. (2016). Ocean primitive equations and sea level equations. In *Advanced School on Earth System Modelling IITM*.



Griffies, S. M. & Adcroft, A. J. (2013). Formulating the Equations of Ocean Models. In *Ocean Modeling in an Eddying Regime* (pp. 281–317). Wiley Blackwell.
<https://doi.org/10.1029/177GM18>

Guerrero, J. J. (2016). *Modelación de los patrones de circulación oceánica a niveles de submesoescala en el Mar Caribe Colombiano* [Universidad Nacional de Colombia].
<http://www.bdigital.unal.edu.co/52395/%0Ahttp://www.bdigital.unal.edu.co/39697/%5Cnhttp://www.bdigital.unal.edu.co/40047/>

Guzmán, E. J. (2006). *Modelamiento de corrientes superficiales inducidas por viento y marea en la bahía Ferrol - Chimbote* [Universidad Nacional Mayor de San Marcos]. <http://cybertesis.unmsm.edu.pe/handle/cybertesis/2535>

Hernández-Sampieri, R. & Mendoza, C. P. (2018). *Metodología de la investigación* (McGraw-Hill, Ed.; 1st ed., Vol. 1).

IMARPE. (n.d.). *IMARPE*.
http://www.imarpe.gob.pe/imarpe/index2.php?id_seccion=I01780100000000000000000000000000

Johnson, G. C. & Mcphaden, M. J. (1999). *Interior Pycnocline Flow from the Subtropical to the Equatorial Pacific Ocean*. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<3073:IPFFTS>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<3073:IPFFTS>2.0.CO;2)

Jullien, S., Caillaud, M., Benschila, R., Bordoais, L., Cambon, G., Dumas, F., Gentil, S. le, Lemarié, F., Marchesiello, P., Theetten, S., Dufois, F., Corre, M. le, Morvan, G., Gac, S. le, Gula, J. & Pianezze, J. (2022). *CROCO Technical and Numerical Documentation*. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7400922>



- Kampf, J. (2009). *Ocean Modelling for Beginners* (1st ed., Vol. 1). Springer Berlin, Heidelberg.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 181–217.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>
- Kowalik, Z. & Murty, T. S. (1993). *Numerical Modeling of Ocean Dynamics* (1st ed., Vol. 5). World Scientific.
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M. & Rahmstorf, S. (2007). On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 45, Issue 2).
<https://doi.org/10.1029/2004RG000166>
- León, K. (2015). *Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del fenómeno El Niño*.
http://met.igp.gob.pe/publicaciones/Divulgacion_PPR_El_Nino_IGP_201503.pdf
- Lobato, R., Rodriguez, O. & Mendoza, I. (2003). El uso de modelos numéricos a mesoscala en México: un ejemplo de aplicación. *Revista Digital Universitaria*.
<https://ru.tic.unam.mx/handle/123456789/684>
- McClimans, T. A. & Nilsen, J. H. (1993). Laboratory simulation of the ocean currents in the Barents sea. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 19(1–4), 3–25.
[https://doi.org/10.1016/0377-0265\(93\)90030-B](https://doi.org/10.1016/0377-0265(93)90030-B)
- McCreary, J. P., Kundu, P. K. & Cbao, S.-Y. (1987). On the dynamics of the California Current system. *Journal of Marine Research*, 45(1), 1–32.



- Mclusky, D. & Wolanski, E. (2011). *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Elsevier.
- MEDCLIC: Sistemas de Modelización y Predicción. (n.d.). Retrieved November 5, 2022, from <https://www.medclic.es/es/instrumentos/modelado-y-prediccion/>
- Montes, I. (2015). La circulación del pacífico tropical este y su conexión con el Perú. *ResearchGate*, 5. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1149.4882>
- Naupas, H., Valdivia, M. R., Palacios, J. J. & Romero, H. E. (2018). *Metodología de la investigación* (Ediciones de la U, Ed.; 5ta ed., Vol. 1).
- Palella, S. & Martins, F. (2012). *Metodología de la investigación cuantitativa* (M. T. Centeno de Algomedá, Ed.; 3ra ed., Vol. 1). FEDUPEL.
- Penven, P., Cambon, G., Tan, T.-A., Marchesiello, P. & Debreu, L. (2010). *ROMS_AGRIF*. <https://agrif.imag.fr/>
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F. & Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 110(10), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>
- Pimienta, J. H. & de la Orden, A. (2017). *Metodología de la investigación* (Pearson, Ed.; 3rd ed., Vol. 1).
- Piscoya, L. (2009). *El proceso de la investigación científica* (2da ed., Vol. 1). Universidad Inca Garcilaso de la Vega.
- Pond, S. & Pickard, G. L. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography* (2nd Edition). Butterworth Heinemann.



- Ramirez, J. T. (2006). Corrientes oceánicas. In *Sigma* (Vol. 40, p. 20).
- Renault, L., Molemaker, M. J., McWilliams, J. C. & Shchepetkin, A. F. (2016). Modulation of Wind Work by Oceanic Current Interaction with the Atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6), 1685–1704. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0232.1>
- Sánchez, E. L. (2015). *Variación interanual en la estructura vertical de las ondas Kelvin ecuatoriales y su impacto en las ondas atrapadas en la costa frente a Perú y Chile*. Universidad de Concepción.
- Schmelkes, C. & Schmelkes, N. E. (2012). *Manual para la presentación de anteproyectos e informes de investigación* (F. M. Diaz, Ed.; 3ra ed., Vol. 1). Oxford University Press.
- Schmittner, A., Chiang, J. C. H. & Hemming, S. R. (2007). Introduction: The ocean's meridional overturning circulation. In *Geophysical Monograph Series* (Vol. 173, pp. 1–4). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1029/173GM02>
- Shchepetkin, A. F. & McWilliams, J. C. (2005). 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>
- Stephen, M. & Anne, T. (2013). Ocean Circulation Models and Modeling. In *Ocean Circulation and Climate: A 21st century perspective* (Vol. 103, pp. 1–868). International Geophysics. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00020-9>



- Stewart, R. h. (2008). *Introduction to Physical Oceanography* (Department of Oceanography, Ed.). Texas A & M University.
<https://hdl.handle.net/1969.1/160216>
- Stocker, T. (2011). *Introduction to Climate Modelling* (K. Hutter, Ed.). Springer.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J. & Swift, J. H. (2011). *Descriptive Physical Oceanography* (6th ed., Vol. 1). Elsevier Ltd.
- Thomsen, S., Capet, X. & Echevin, V. (2021). Competition between Baroclinic Instability and Ekman Transport under Varying Buoyancy Forcings in Upwelling Systems: An Idealized Analog to the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 51(11), 3347–3364. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0294.1>
- Ticse, K. E. (2018). *Caracterización de la dinámica oceánica de la costa peruana bajo diferentes escenarios de esfuerzo de vientos*.
<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/3177>
- Toro, V. G., Mosquera, W., Barrientos, N. & Bedoya, Y. (2019). Circulación Oceánica Del Golfo De Urabá Usando Campos De Viento De Alta Resolución Temporal. *Boletín Científico CIOH*, 38(2), 10. <https://doi.org/10.26640/22159045.2019.516>
- Turner, J. S. (1973). Buoyancy effects on fluids. In *Buoyancy Effects in Fluids* (pp. 1–13). Cambridge University Press.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511608827.002>
- Universidad de Sevilla. (2019). *Fuerzas ficticias (GIE)*. Departamento de Física Aplicada III.
[http://laplace.us.es/wiki/index.php/Fuerzas_ficticias_\(GIE\)#Fuerza_de_Coriolis](http://laplace.us.es/wiki/index.php/Fuerzas_ficticias_(GIE)#Fuerza_de_Coriolis)



- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Vazquez-Cuervo, J., Torres, H. S., Menemenlis, D., Chin, T. & Armstrong, E. M. (2017). Relationship between sst gradients and upwelling off peru and chile: Model/satellite data analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 38(23), 6599–6622. <https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1362130>
- Wieters, N. & Fritsch, B. (2018). Opportunities and limitations of software project management in geoscience and climate modelling. *Advances in Geosciences*, 45, 383–387. <https://doi.org/10.5194/adgeo-45-383-2018>
- Zambrano, L. (2009). Importancia del manejo de datos oceanográficos. *Acta Oceanográfica Del Pacífico*, 15(1), 7. <http://www.nodc.noaa.gov/General/NO>



ANEXOS

Anexo 1. Enlace al modelo y salidas de las simulaciones

Enlace que dirige al código fuente y documentación del modelo CROCO

<https://gitlab.inria.fr/croco-ocean>

https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco_doc/

Archivos que contienen las simulaciones de experimento, de control y el resultado de aplicar la técnica estadística BIAS.

<https://drive.google.com/drive/folders/1JbATB2JGQoCpBn-8LfhZ1WHM0qnEYS58>



```
gri@gri-GL753VD: ~/COSTA_PERU
gri@gri-GL753VD:~$ ls
climato_pathfinder.nc          Inágenes                    Plantillas
COSTA_PERU                     java.log.2346              'practica netcdf'
croco                           java.log.2594             programas
croco_datasets                 jogl.ex.17354             Público
croco_tools                    jogl.ex.27318             R
croco_utilities                jogl.ex.51831             roms_agrif_v3.1.1
cursoCROCO_create_config.bash  Kazam_screenshot_00000.png Run_BENGUELA_LR
Descargas                      matlab_crash_dump.2594-1  snap
Documentos                     Música                      Videos
Escritorio                     Sonoply
hs_error_pid2594.log           PERU_INTERANUAL

gri@gri-GL753VD:~$ cd COSTA_PERU/
gri@gri-GL753VD:~/COSTA_PERU$ ls
coastline_l_mask.mat          domain_def.xml             NAMELIST_OANALYSIS
coastline_l.mat              domain_def.xml_xios1.0    namelist_pisces
Compile                       domain_def.xml_xios2.5    param.h
cppdefs.h                    field_def.xml_full        README_XIOS
create_run.bash.BCK          field_def.xml_full_xios1.0 run_croco.bash
croco                        field_def.xml_full_xios2.5 run_croco_forecast.bash
CROCO_FILES                  ijcoast.mat               run_croco_inter.bash
CROCO_FILES_OLD             iodef.xml                 salida.log
croco.in                     iodef.xml_xios1.0        SCRATCH
croco.in.1                   iodef.xml_xios2.5        sediment.in
croco_inter.in               jobcomp                   start.m
croco.log                     jobcomp.log               temp_potencial_stream_10.png
croco.mat                     kRGB61.txt                TEST_CASES
crocotools_param.m           kRGB61.txt.1              xios_launch.file
DATA                          Misc

gri@gri-GL753VD:~/COSTA_PERU$
```



```
gri@gri-GL753VD: ~/COSTA_PERU/CROCO_FILES
gri@gri-GL753VD: ~/COSTA_PERU/CROCO_FILES 95x52
gri@gri-GL753VD:~/COSTA_PERU/CROCO_FILES$ ls
croco_avg_control.nc  croco_avg_Y14M12.nc  croco_avg_Y3M4.nc  croco_avg_Y7M8.nc
croco_avg.mean.nc    croco_avg_Y14M1.nc  croco_avg_Y3M5.nc  croco_avg_Y7M9.nc
croco_avg_Y10M10.nc  croco_avg_Y14M2.nc  croco_avg_Y3M6.nc  croco_avg_Y7.nc
croco_avg_Y10M11.nc  croco_avg_Y14M3.nc  croco_avg_Y3M7.nc  croco_avg_Y8M10.nc
croco_avg_Y10M12.nc  croco_avg_Y14M4.nc  croco_avg_Y3M8.nc  croco_avg_Y8M11.nc
croco_avg_Y10M1.nc   croco_avg_Y14M5.nc  croco_avg_Y3M9.nc  croco_avg_Y8M12.nc
croco_avg_Y10M2.nc   croco_avg_Y14M6.nc  croco_avg_Y3.nc     croco_avg_Y8M1.nc
croco_avg_Y10M3.nc   croco_avg_Y14M7.nc  croco_avg_Y4M10.nc  croco_avg_Y8M2.nc
croco_avg_Y10M4.nc   croco_avg_Y14M8.nc  croco_avg_Y4M11.nc  croco_avg_Y8M3.nc
croco_avg_Y10M5.nc   croco_avg_Y14M9.nc  croco_avg_Y4M12.nc  croco_avg_Y8M4.nc
croco_avg_Y10M6.nc   croco_avg_Y14.nc    croco_avg_Y4M1.nc   croco_avg_Y8M5.nc
croco_avg_Y10M7.nc   croco_avg_Y15M10.nc  croco_avg_Y4M2.nc  croco_avg_Y8M6.nc
croco_avg_Y10M8.nc   croco_avg_Y15M11.nc  croco_avg_Y4M3.nc  croco_avg_Y8M7.nc
croco_avg_Y10M9.nc   croco_avg_Y15M12.nc  croco_avg_Y4M4.nc  croco_avg_Y8M8.nc
croco_avg_Y10.nc     croco_avg_Y15M1.nc  croco_avg_Y4M5.nc  croco_avg_Y8M9.nc
croco_avg_Y11M10.nc  croco_avg_Y15M2.nc  croco_avg_Y4M6.nc  croco_avg_Y8.nc
croco_avg_Y11M11.nc  croco_avg_Y15M3.nc  croco_avg_Y4M7.nc  croco_avg_Y9M10.nc
croco_avg_Y11M12.nc  croco_avg_Y15M4.nc  croco_avg_Y4M8.nc  croco_avg_Y9M11.nc
croco_avg_Y11M1.nc   croco_avg_Y15M5.nc  croco_avg_Y4M9.nc  croco_avg_Y9M12.nc
croco_avg_Y11M2.nc   croco_avg_Y15M6.nc  croco_avg_Y4.nc     croco_avg_Y9M1.nc
croco_avg_Y11M3.nc   croco_avg_Y15M7.nc  croco_avg_Y5M10.nc  croco_avg_Y9M2.nc
croco_avg_Y11M4.nc   croco_avg_Y15M8.nc  croco_avg_Y5M11.nc  croco_avg_Y9M3.nc
croco_avg_Y11M5.nc   croco_avg_Y15M9.nc  croco_avg_Y5M12.nc  croco_avg_Y9M4.nc
croco_avg_Y11M6.nc   croco_avg_Y15.nc    croco_avg_Y5M1.nc   croco_avg_Y9M5.nc
croco_avg_Y11M7.nc   croco_avg_Y1M10.nc  croco_avg_Y5M2.nc  croco_avg_Y9M6.nc
croco_avg_Y11M8.nc   croco_avg_Y1M11.nc  croco_avg_Y5M3.nc  croco_avg_Y9M7.nc
croco_avg_Y11M9.nc   croco_avg_Y1M12.nc  croco_avg_Y5M4.nc  croco_avg_Y9M8.nc
croco_avg_Y11.nc     croco_avg_Y1M1.nc   croco_avg_Y5M5.nc  croco_avg_Y9M9.nc
croco_avg_Y12M10.nc  croco_avg_Y1M2.nc   croco_avg_Y5M6.nc  croco_avg_Y9.nc
croco_avg_Y12M11.nc  croco_avg_Y1M3.nc   croco_avg_Y5M7.nc  croco_blk.nc
croco_avg_Y12M12.nc  croco_avg_Y1M4.nc   croco_avg_Y5M8.nc  croco_bry.nc
croco_avg_Y12M1.nc   croco_avg_Y1M5.nc   croco_avg_Y5M9.nc  croco_bry_Z.nc
croco_avg_Y12M2.nc   croco_avg_Y1M6.nc   croco_avg_Y5.nc     croco_clm.nc
croco_avg_Y12M3.nc   croco_avg_Y1M7.nc   croco_avg_Y6M10.nc  croco_frc.nc
croco_avg_Y12M4.nc   croco_avg_Y1M8.nc   croco_avg_Y6M11.nc  croco_grd.nc
croco_avg_Y12M5.nc   croco_avg_Y1M9.nc   croco_avg_Y6M12.nc  croco_his_Y10.nc
croco_avg_Y12M6.nc   croco_avg_Y1.nc     croco_avg_Y6M1.nc   croco_his_Y11.nc
croco_avg_Y12M7.nc   croco_avg_Y2M10.nc  croco_avg_Y6M2.nc   croco_his_Y12.nc
croco_avg_Y12M8.nc   croco_avg_Y2M11.nc  croco_avg_Y6M3.nc   croco_his_Y13.nc
croco_avg_Y12M9.nc   croco_avg_Y2M12.nc  croco_avg_Y6M4.nc   croco_his_Y14.nc
croco_avg_Y12.nc     croco_avg_Y2M1.nc   croco_avg_Y6M5.nc   croco_his_Y15.nc
croco_avg_Y13M10.nc  croco_avg_Y2M2.nc   croco_avg_Y6M6.nc   croco_his_Y1.nc
croco_avg_Y13M11.nc  croco_avg_Y2M3.nc   croco_avg_Y6M7.nc   croco_his_Y2.nc
croco_avg_Y13M12.nc  croco_avg_Y2M4.nc   croco_avg_Y6M8.nc   croco_his_Y3.nc
croco_avg_Y13M1.nc   croco_avg_Y2M5.nc   croco_avg_Y6M9.nc   croco_his_Y4.nc
croco_avg_Y13M2.nc   croco_avg_Y2M6.nc   croco_avg_Y6.nc     croco_his_Y5.nc
croco_avg_Y13M3.nc   croco_avg_Y2M7.nc   croco_avg_Y7M10.nc  croco_his_Y6.nc
croco_avg_Y13M4.nc   croco_avg_Y2M8.nc   croco_avg_Y7M11.nc  croco_his_Y7.nc
croco_avg_Y13M5.nc   croco_avg_Y2M9.nc   croco_avg_Y7M12.nc  croco_his_Y8.nc
croco_avg_Y13M6.nc   croco_avg_Y2.nc     croco_avg_Y7M1.nc   croco_his_Y9.nc
croco_avg_Y13M7.nc   croco_avg_Y3M10.nc  croco_avg_Y7M2.nc   croco_ini.nc
croco_avg_Y13M8.nc   croco_avg_Y3M11.nc  croco_avg_Y7M3.nc   croco_oa.nc
```



Anexo 3. Sistema de coordenadas verticales sigma

Level	S - coord	CS-curve	at_hmin	over_slope	at_max
32	0.0000000	0.0000000	0.000	0.000	0.000
31	-0.3125000	-0.0001015	-1.707	-6.005	-6.480
30	-0.6250000	-0.0004109	-3.417	-12.480	-13.934
29	-0.9375000	-0.0009428	-5.133	-19.456	-22.432
28	-0.1250000	-0.0017224	-6.853	-26.991	-32.091
27	-0.1562500	-0.0027867	-8.580	-35.168	-43.084
26	-0.1875000	-0.0041860	-10.313	-44.100	-55.648
25	-0.2187500	-0.0059860	-12.054	-53.936	-70.091
24	-0.2500000	-0.0082712	-13.806	-64.866	-86.808
23	-0.2812500	-0.0111480	-15.569	-77.131	-106.299
22	-0.3125000	-0.0147496	-17.347	-91.030	-129.187
21	-0.3437500	-0.0192413	-19.144	-106.936	-156.249
20	-0.3750000	-0.0248266	-20.962	-125.309	-188.437
19	-0.4062500	-0.0317554	-22.809	-146.712	-226.924
18	-0.4375000	-0.0403320	-24.689	-171.831	-273.136
17	-0.4687500	-0.0509247	-26.610	-201.497	-328.800
16	-0.5000000	-0.0639753	-28.581	-236.706	-395.987
15	-0.5312500	-0.0800085	-30.614	-278.642	-477.156
14	-0.5625000	-0.0996389	-32.720	-328.690	-575.190
13	-0.5937500	-0.1235742	-34.914	-388.447	-693.405
12	-0.6250000	-0.1526095	-37.212	-459.706	-835.529
11	-0.6562500	-0.1876096	-39.633	-544.418	-1005.618
10	-0.6875000	-0.2294704	-42.194	-644.602	-1207.870
9	-0.7187500	-0.2790515	-44.912	-762.197	-1446.315
8	-0.7500000	-0.3370698	-47.804	-989.820	-1724.316
7	-0.7812500	-0.4039469	-50.876	-1055.423	-2043.847
6	-0.8125000	-0.4796058	-54.128	-1231.831	-2404.549
5	-0.8437500	-0.5632305	-57.543	-1426.204	-2802.595
4	-0.8750000	-0.6530234	-61.085	-1634.487	-3229.558
3	-0.9062500	-0.7460330	-64.692	-1850.026	-3671.601
2	-0.9375000	-0.8381633	-68.281	-2063.581	-4109.522
1	-0.9687500	-0.9244936	-71.751	-2264.056	-4520.253
0	-0.1000000	-1.0000000	-75.000	-2440.119	-4880.239



DECLARACIÓN JURADA DE AUTENTICIDAD DE TESIS

Por el presente documento, Yo GRIMALDO APAZA CHINO
identificado con DNI 72049382 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS

informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado
 Título Profesional denominado:

“ MODELACIÓN NUMÉRICA DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA A NIVEL DE MESO-ESCALA FRENTE A LA COSTA PERUANA

” Es un tema original.

Declaro que el presente trabajo de tesis es elaborado por mi persona y **no existe plagio/copia** de ninguna naturaleza, en especial de otro documento de investigación (tesis, revista, texto, congreso, o similar) presentado por persona natural o jurídica alguna ante instituciones académicas, profesionales, de investigación o similares, en el país o en el extranjero.

Dejo constancia que las citas de otros autores han sido debidamente identificadas en el trabajo de investigación, por lo que no asumiré como tuyas las opiniones vertidas por terceros, ya sea de fuentes encontradas en medios escritos, digitales o Internet.

Asimismo, ratifico que soy plenamente consciente de todo el contenido de la tesis y asumo la responsabilidad de cualquier error u omisión en el documento, así como de las connotaciones éticas y legales involucradas.

En caso de incumplimiento de esta declaración, me someto a las disposiciones legales vigentes y a las sanciones correspondientes de igual forma me someto a las sanciones establecidas en las Directivas y otras normas internas, así como las que me alcancen del Código Civil y Normas Legales conexas por el incumplimiento del presente compromiso

Puno 17 de julio del 2023



FIRMA (obligatoria)



Huella



AUTORIZACIÓN PARA EL DEPÓSITO DE TESIS O TRABAJO DE INVESTIGACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

Por el presente documento, Yo GRIMALDO APAZA CHINO

, identificado con DNI 72049382 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS

, informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado

Título Profesional denominado:

“ MODELACIÓN NUMÉRICA DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA
A NIVEL DE MESO-ESCALA FRENTE A LA COSTA PERUANA

” Por medio del presente documento, afirmo y garantizo ser el legítimo, único y exclusivo titular de todos los derechos de propiedad intelectual sobre los documentos arriba mencionados, las obras, los contenidos, los productos y/o las creaciones en general (en adelante, los “Contenidos”) que serán incluidos en el repositorio institucional de la Universidad Nacional del Altiplano de Puno.

También, doy seguridad de que los contenidos entregados se encuentran libres de toda contraseña, restricción o medida tecnológica de protección, con la finalidad de permitir que se puedan leer, descargar, reproducir, distribuir, imprimir, buscar y enlazar los textos completos, sin limitación alguna.

Autorizo a la Universidad Nacional del Altiplano de Puno a publicar los Contenidos en el Repositorio Institucional y, en consecuencia, en el Repositorio Nacional Digital de Ciencia, Tecnología e Innovación de Acceso Abierto, sobre la base de lo establecido en la Ley N° 30035, sus normas reglamentarias, modificatorias, sustitutorias y conexas, y de acuerdo con las políticas de acceso abierto que la Universidad aplique en relación con sus Repositorios Institucionales. Autorizo expresamente toda consulta y uso de los Contenidos, por parte de cualquier persona, por el tiempo de duración de los derechos patrimoniales de autor y derechos conexos, a título gratuito y a nivel mundial.

En consecuencia, la Universidad tendrá la posibilidad de divulgar y difundir los Contenidos, de manera total o parcial, sin limitación alguna y sin derecho a pago de contraprestación, remuneración ni regalía alguna a favor mío; en los medios, canales y plataformas que la Universidad y/o el Estado de la República del Perú determinen, a nivel mundial, sin restricción geográfica alguna y de manera indefinida, pudiendo crear y/o extraer los metadatos sobre los Contenidos, e incluir los Contenidos en los índices y buscadores que estimen necesarios para promover su difusión.

Autorizo que los Contenidos sean puestos a disposición del público a través de la siguiente licencia:

Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional. Para ver una copia de esta licencia, visita: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

En señal de conformidad, suscribo el presente documento.

Puno 17 de julio del 2023



FIRMA (obligatoria)



Huella