

VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LA PROFUNDIDAD DE LA
CAPA DE MEZCLA EN LA CUENCA DEL PACÍFICO
COLOMBIANO

PRESENTADO POR:

ULISES OROZCO VILLEGAS

UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA
CORPORACIÓN ACADÉMICA AMBIENTAL
PREGRADO DE OCEANOGRAFÍA
SEDE CIENCIAS DEL MAR
TURBO ANTIOQUIA

2020

VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LA PROFUNDIDAD DE LA
CAPA DE MEZCLA EN LA CUENCA DEL PACÍFICO
COLOMBIANO

PRESENTADO POR:

ULISES OROZCO VILLEGAS

TRABAJO DE INVESTIGACIÓN PARA OPTAR EL TÍTULO DE OCEANÓGRAFO

ASESOR:

RAÚL ANDRÉS MONTOYA SÁNCHEZ

OCEANÓGRAFO

MSc. ING., Dr. EN INGENIERÍA DE RECURSOS HIDRÁULICOS

CO - ASESOR:

ANDREA DEVIS MORALES

OCEANÓLOGA

PhD. EN OCEANOGRAFÍA

UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA

CORPORACIÓN ACADÉMICA AMBIENTAL

PREGRADO DE OCEANOGRAFÍA

SEDE CIENCIAS DEL MAR

TURBO (ANTIOQUIA)

2020

Agradecimientos

El autor agradece de forma especial a todos los que hicieron posible la realización de este trabajo de grado:

A mis asesores Andrea Devis y Raúl Montoya por su apoyo incondicional en este proceso, por su paciencia y motivación por el desarrollo de esta investigación.

A los profesores que me impartieron todo su conocimiento y ganas de salir adelante, especialmente al profesor Lenin Flórez, Vladimir Toro, Cecilia Bustamante, y a quienes no mencione pero que siempre los recordare por sus desafíos intelectuales y apoyo emocional.

En memoria especial al profesor Luis Fernando Vásquez Bedoya, quien motivó mi aprendizaje e inspiró amor por esta carrera.

A mi compañera, amiga y apoyo emocional Cindy Casarrubia quien ha estado siempre ayudándome y me ha brindado todo su amor sin condiciones. Además, quien me dio la dicha de ser padre y me ha enseñado el valor de una familia.

A mis compañeros Kelis Romana, Ibis Tarini López, Luz Marleny García, Jonny Charles Hernández, Ferney Orejuela y demás compañeros del pregrado, que me acompañaron en mi aprendizaje y me ayudaron en los momentos más difíciles.

Índice general

Agradecimientos	I
Índice de figuras	III
Índice de tablas	V
Resumen	VI
1 Introducción	
1.1 Marco teórico	3
1.1.1 Factores que influyen la profundidad de la capa de mezcla oceánica	3
1.2 Objetivos	5
1.3.1 General	5
1.3.2 Específicos	5
2 Datos y métodos	
2.1 Área de estudio	6
2.2 Datos y métodos	8
2.2.1 Datos	8
2.2.2 Metodología	10
2.2.2.1 Validación del modelo	10
2.2.2.2 Determinación de la profundidad de la capa de mezcla	13
2.2.2.3 Determinación del esfuerzo del viento y bombeo de Ekman	17
2.2.2.4 Determinación del Ciclo anual y las anomalías	18
2.2.2.5 Análisis de correlación cruzada	19
3 Resultados y discusiones	
3.1 Ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) y la capa isoterma (ILD) en la CPC	20
3.2 Efecto de los eventos ENOS (El Niño y la Niña) sobre el Ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla (MLD)	33
4 Conclusiones y recomendaciones	38
Referencias Bibliográficas	40
A Índices ONI	47

Índice de figuras

1	Esquema general de los procesos físicos que influyen en la profundidad de la capa de mezcla. Modificado de Wells (2011).	4
2	Región del Panama Bight. La batimetría (unidades en m) está representada por la paleta de colores ubicada en la parte inferior. Las estrellas muestran la ubicación de las boyas Argo usadas para la validación del modelo. Datos batimétricos de GEBCO19. .	7
3	Diagrama de dispersión resultante entre la temperatura y salinidad del reanálisis (GLORYS2V4) y el observado (boyas Argo).	11
4	Perfiles de temperatura y salinidad para dos áreas distintas en la CPC. El perfil azul hace referencia a los datos in situ y el rojo al modelo	12
5	Perfiles de densidad potencial (σ_θ , MLD) en ocho puntos geográficos para distintas épocas. Las líneas rectas muestran las profundidades obtenidas usando valores de temperatura: 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5°C. La línea de color gris es el nivel de referencia de 10m de profundidad. Datos GLORYS2V4.....	14
6	Zoom de Perfil densidad potencial (σ_θ , MLD). Datos GLORYS2V4... ..	15
7	Promedio (izquierda) y desviación estándar (derecha) de las diferencias de MLD utilizando los distintos criterios de $\Delta T_\theta = 0.2, 0.3$ y 0.5°C . En la parte superior se toma 0.5° y 0.3°C , en la central 0.5 y 0.2°C , y en la parte inferior 0.3 y 0.2°C	16
8	Esquema de diferenciación	17
9	Ciclo anual de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) utilizando $\Delta T_\theta=0.2^\circ\text{C}$. Datos GLORYS2V4.....	21
10	Ciclo anual de Ciclo anual de la profundidad de la capa de isotermal (ILD) utilizando $\Delta T_\theta = 0.2^\circ\text{C}$. Datos GLORYS2V4.	22
11	Ciclo anual de la magnitud y dirección del esfuerzo del viento en la CPC (flechas) y el rotor del esfuerzo del viento (colores). En la parte superior se muestra la escala del esfuerzo del viento. La escala de la magnitud se encuentra en la parte inferior y sus unidades son m/s. Datos ERA INTERIM	24
12	Ciclo anual del bombeo de Ekman en la CPC. Colores cálidos (amarillos a rojos) indican surgencia (succión, valores positivos) y los colores fríos (azul) indican hundimientos (bombeo, valores negativos). En la parte superior se muestra la escala de la velocidad del viento. Datos ERA INTERIM.	25
13	Ciclo anual de la temperatura superficial del mar en la CPC. Datos GLORYS2V4.....	26
14	Ciclo anual de la salinidad en la CPC. Datos GLORYS2V4.	27

15	Ciclo anual de la densidad en la CPC. Datos GLORYS2V4.....	28
16	Ciclo anual de la precipitación en la CPC. Datos TRMM	29
17	Ciclo anual de E-P para la región de estudio. Base de datos de evaporación ERA-5 y la precipitación TRMM.....	30
18	Series de tiempo y variabilidad interanual del ciclo estacional de MLD, ILD, bombeo de Ekman, precipitación, densidad y vientos. Datos de bases de datos en el análisis..	32
19	Ciclo anual de las series de tiempo para periodos El Niño, La Niña y condiciones neutras de las variables analizadas	33
20	Variabilidad interanual de las anomalías de MLD, ILD, bombeo de Ekman, precipitación, densidad y vientos. Datos de bases de datos en el análisis.....	35
21	Correlación cruzada del índice ONI con a) MLD, b) ILD, c) bombeo de Ekman, d) Precipitación, e) densidad y f) vientos. En el panel izquierda se muestra la máxima correlación y en la derecha el rezago.....	37

Índice de tablas

- 1 Resumen las bases de datos analizadas en esta tesis. tempz: perfil vertical de temperatura, saltz: perfil vertical de salinidad; u10, v10, componente zonal y meridional del viento referido a 10 m sobre el nivel del mar; pr: tasa de precipitación; temp y salt: temperatura y salinidad medida por las boyas. 8
- 2 Índice ONI de los años en estudio. Se muestra el valor de la anomalía para el promedio de la media móvil para tres meses. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt> 47

Resumen

El estudio de la estructura y dinámica de la capa de mezcla oceánica es importante para entender los procesos de interacción océano-atmósfera que suceden en la capa superficial, es fundamental el contenido de calor oceánico, el cual determina en gran medida el clima global. En este estudio se analiza la profundidad de la capa de mezcla oceánica (MLD) en la Cuenca del Pacífico Colombiano a partir de perfiles de alta resolución de salinidad y temperatura del modelo de reanálisis global GLORYS2V4 entre 1993 y 2015. Se encontró que la MLD oscila entre los 10 y 32 m dentro del ciclo anual, con menores profundidades en el invierno boreal. En los eventos climáticos El Niño y La Niña se evidenció una mayor profundización de la MLD en consecuencia de la disminución de la intensidad de los vientos y la profundización de la termoclina en la región de *Panama Bight*. La variabilidad de la MLD esta influenciada por la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que modifica la estacionalidad de los vientos, la ocurrencia de eventos de surgencia y las precipitaciones.

Palabras claves: capa de mezcla oceánica, Cuenca Pacífica colombiana (CPC), ENOS, ZCIT, TSM, boyas, modelo de reanálisis.

Introducción

La capa superficial de los océanos juega un papel fundamental en el sistema climático global (Dong *et al.*, 2007). En esta capa hay una constante transferencia de energía, masa y momento entre la atmósfera y el océano. En el océano se distinguen principalmente dos capas: la capa de mezcla superficial y la capa profunda. El límite que separa ambas capas se conoce como la termoclina. La capa de mezcla (CM) en su definición más simple es una zona cuasi-homogénea en donde no hay variaciones de la densidad debido a las pocas modificaciones en la temperatura y la salinidad (Sprintall & Tomczak, 1992).

La energía necesaria para mantener activa esta capa proviene del viento y la mezcla convectiva producida por flujos de flotabilidad. El viento no sólo mezcla la capa superior sino que causa advección superficial, debido a los esfuerzos cortantes que mezclan la columna de agua y a su vez generan turbulencia. La mezcla convectiva debida al enfriamiento y la evaporación pueden profundizar la capa de mezcla superficial. El mecanismo inhibitor de la mezcla superficial es la estratificación de la CM causada por el calentamiento superficial y las precipitaciones (Sprintall & Tomczak, 1992).

Las estimaciones de la profundidad de la CM (*MLD - Mixed Layer Depth*, por sus siglas en inglés) y sus variaciones temporales son importantes en la calibración, validación de modelo numéricos y en la predicción climática (Ferrari & Boccaletti, 2004; Grodsky & Carton, 2001). Según De Boyer Montégut *et al.*, (2004), entender la relación de la MLD con los procesos climáticos es primordial para la validación de parámetros requeridos en el desarrollo de los modelos globales de circulación oceánica (*OCGM*, por sus siglas en inglés), en términos asociados a la turbulencia (Kara *et al.*, 2010) y en el cálculo del balance de calor (Wang & McPhaden, 2000). Este último juega un papel fundamental en el entendimiento del contenido de calor oceánico, que determina en gran medida el clima global.

Las variaciones en el calor almacenado en esta capa superficial producen flujos de energía asociados a procesos de escala planetaria, tales como los eventos El Niño-La Niña Oscilación Sur (ENOS) o a escala regional como la generación/evolución de huracanes y tormentas tropicales. Por ejemplo, una capa de mezcla profunda es uno de los requisitos que necesita un huracán para mantener su trayectoria ya que permite la retroalimentación de calor que este absorbe de ella (Elsberry *et al.*, 1976; Mei & Pasquero, 2013; Fu *et al.*, 2014).

La CM también juega un papel fundamental en el intercambio de gases entre el océano y la atmósfera. El mecanismo de transferencia está regulado por la turbulencia y la velocidad del viento (Siegenthaler & Sarmiento, 1993; Jacobson, 2001; Wang *et al.*, 2015). Estos gases son importantes en procesos biogeoquímicos, biológicos y físicos. Actualmente, uno de los temas climáticos más estudiados es la transferencia de gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono, al océano y su implicación en la acidificación de los océanos en un marco del calentamiento global (Orr *et al.*, 2005; Doney *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2014; Manzello *et al.*, 2014).

La variabilidad de la CM puede controlar la tasa de fotosíntesis y respiración de las poblaciones de fitoplancton, inhibiendo especialmente los afloramientos de las algas (Jackson, 2008). La presencia del plancton sobre la superficie del agua cambia la profundidad de penetración de la radiación solar y por lo tanto, la profundidad en la que puede ser absorbido el calor del sol. Esta presencia cambia la forma en que la CM se desarrolla, generando gran impacto sobre la red trófica (Johnston & Rudnick, 2009). Estudios como el de Behrenfeld & Boss (2014) muestran escenarios donde los cambios en la CM afectan las concentraciones y poblaciones de fitoplancton incidiendo sobre la biomasa presente del océano. En consecuencia, el estudio de la CM es fundamental ya que la productividad biológica tiene una relación directa con los ciclos biogeoquímicos oceánicos (Polovina *et al.*, 1995).

A pesar de la importancia de determinar la CM aún existe un vacío de información a nivel regional. A escala global se han desarrollado trabajos como los de Obata *et al.*, (1996); Monterey & Levitus (1997); Kara *et al.*, (2000); De Boyer Montégut *et al.*, (2004). Sobre el océano Pacífico se cuenta con las publicaciones de Thompson, (1976); Schneider & Müller, (1990); Lukas & Lindstrom, (1991); Brainerd & Gregg, (1995); Ando & McPhaden, (1997); Sprintall & Roemmich, (1999); Suga *et al.* (2004). Sin embargo, en la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) sólo algunos trabajos han considerado el estudio de la CM (Cabrera, 1992; Villegas, 2003; Devis-Morales, 2009; Navia *et al.*, 2015; Navia, 2016). Estos estudios presentan parte de su variabilidad, en periodos determinados y para áreas específicas del Pacífico colombiano.

Teniendo en cuenta la importancia de la CM, considerando los pocos estudios existentes en el Pacífico colombiano y la creciente disponibilidad de información de alta resolución espacio-temporal, en la presente investigación se plantea la caracterización de la variación estacional de la CM y de los forzantes que dan lugar a sus variaciones espaciales dentro del ciclo anual usando bases de datos oceánicas y atmosféricas. Este estudio de línea base será una herramienta fundamental para futuros proyectos de investigación oceanográfica en el Pacífico colombiano, tales como procesos de interacción océano-atmósfera, balance de calor y sal, predicción y modelación oceánica/climática, entre otros.

1.1 Marco teórico

Los primeros metros del océano se ven influenciados directamente por la energía solar. Esto funciona como mecanismo activo de transferencia de energía entre el océano y la atmósfera, debido a que la radiación solar se absorbe en la capa superficial. Esto activa las variaciones estacionales de la temperatura superficial del mar (TSM). Así mismo, la atmósfera transfiere momento (cantidad de movimiento) al océano mediante el esfuerzo que ejerce el viento sobre la capa oceánica superficial, que a su vez responde a este forzamiento con una intensa mezcla y con la formación de olas. El contenido de calor almacenado y la intensidad del viento explican los intercambios de energía que se dan entre la capa superficial de los océanos y la atmósfera (Wang & McPhaden, 2000).

El proceso de mezcla oceánica se debe a dos factores principales: la intensidad del viento y la convección. Cuando el viento sopla sobre la superficie de los océanos, se genera una turbulencia que mezcla el agua y por lo tanto, las propiedades termohalinas son aproximadamente uniformes en los primeros metros. El límite inferior en la capa de mezcla mezclada está marcado por la piconclina una región de transición fuertemente estratificada. Al viento, además se le atribuye gran parte de la cizalla vertical y la variación de la profundidad de la capa de mezcla (Chelton *et al.*, 2000).

El mecanismo que explica la fuerte mezcla vertical en esta capa es la turbulencia. Esto incluye una combinación de: la turbulencia mecánica, la difusión turbulenta y la turbulencia convectiva (Sprintall & Cronin, 2001). La turbulencia mecánica se produce debido a la cizalla o esfuerzo cortante generado por el campo de corrientes inducido por el viento. En cambio, la turbulencia convectiva es debida al enfriamiento de la superficie del mar causado por pérdidas de calor debido a los flujos de calor latente y calor sensible en la interface océano-atmósfera.

1.1.1 Factores que influyen en la profundidad de la capa de mezcla

La profundidad de la CM se debe a diversos factores físicos, como son el esfuerzo del viento en la superficie del mar; las fluctuaciones de flotabilidad inducidas por intercambio de calor y masa (precipitación/evaporación) y los aportes de los ríos (Figura 1). La escala vertical de los procesos de mezcla está definida por la profundidad de la piconclina, la cual actúa como una barrera contra los procesos de mezcla turbulenta (Brainerd & Gregg, 1995).

La turbulencia generada por el viento en la superficie disminuye al aumentar la profundidad, disipándose de esta manera la energía aportada a la capa superficial del océano. El transporte de Ekman, mecanismo es la causa de los eventos de surgencia costera y productividad biológica, está relacionado con la disipación vertical de la energía producida por el viento (Johnston & Rudnick, 2009). El transporte de Ekman provoca

convergencias y divergencias del agua en la parte superior, induciendo depresiones (hundimientos) y ascensos (surgencia) en la columna de agua, que llegan a modificar la profundidad de la MLD (Kessler, 2006).

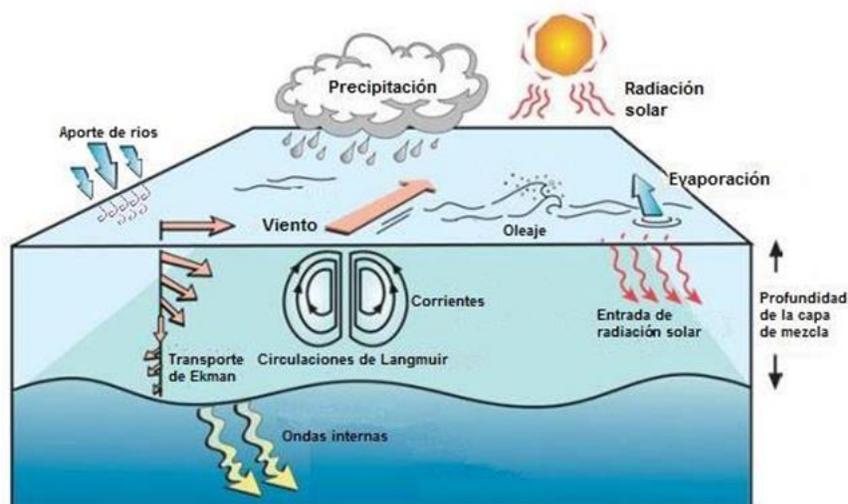


Figura 1. Esquema general de los procesos físicos que influyen en la profundidad de la capa de mezcla. Modificado de Wells (2011).

Por su parte, las corrientes pueden generar cizallamiento en la parte inferior de la CM y permiten advección de calor. Este último aspecto es relativamente débil debido a que la turbulencia tiende a homogeneizar toda la CM (Ferrari & Boccaletti, 2004; Johnston & Rudnick, 2009). Por esta razón, a las corrientes se les suele atribuir pocos cambios significativos sobre la CM. No obstante, por debajo de esta profundidad tienen gran relevancia en los procesos físicos al interior del océano.

Los primeros estudios de CM fueron realizados por Kraus & Turner (1967) quienes relacionan la época de invierno con un enfriamiento de la capa superficial, debido a la falta de radiación solar. Trabajos posteriores empiezan a incluir los efectos de la cobertura de nubes e intensidad del viento para determinar la CM en todas las regiones del océano. Posteriormente, Price & Pinkel (1986) y Woods & Barkmann (1986) propusieron metodologías para definir la CM, señalando que una de las dificultades que se tiene respecto a su cálculo preciso es la determinación de la turbulencia, ya que para esto se deben utilizar parametrizaciones complicadas y modelos experimentales.

Posteriormente, los cálculos de la CM son utilizados en aplicaciones geofísicas (Galperin *et al.*, 1988; Kantha & Clayson, 1994), en parametrizaciones de modelos oceánicos (Smith & Hess, 1993) y en modelos biogeoquímicos (Fasham *et al.*, 1990). Así como en una variedad de estudios que se fueron desarrollando con los avances tecnológicos y la disponibilidad de información de alta resolución.

En la determinación de la CM existen diferentes aproximaciones para realizar su cálculo. Algunos estudios utilizan el criterio basado en la temperatura, también conocida como capa isotermal (CI) y otros consideran el criterio basado en la densidad, que incluye además el efecto de la salinidad sobre esta capa. En cada uno de estos criterios se consideran los cambios críticos en los gradientes de estas variables. Thompson (1976) utilizó como indicador un cambio vertical en la temperatura con respecto a la temperatura superficial del mar (TSM) de hasta 0.2°C ($\Delta T=0.2^{\circ}\text{C}$). Este autor encontró una correlación positiva entre los perfiles de temperatura observados y los predichos para el cálculo de la CI.

Por su parte, Monterey & Levitus (1997) utilizaron como indicador $\Delta T=0.5^{\circ}\text{C}$ y una diferencial vertical de densidad de $\Delta\rho = 0.125 \text{ kg/m}^3$ basándose en la climatología del *World Ocean Atlas* (1994). Para su estimación utilizaron perfiles promediados e interpolados. Posteriormente, Kara *et al.* (2000) proponen un método para determinar la CI para ser aplicado en la mayoría de los océanos. Para esto definen las profundidades críticas en un área específica tomando en cuenta un valor de la variable de referencia. En ese estudio, en el Pacífico Norte, se usó un $\Delta T=0.8^{\circ}\text{C}$ donde se incluyeron además, los efectos de la salinidad sobre la capa superficial.

1.2 Objetivos

1.3.1 General

- Caracterizar la variabilidad estacional de la profundidad de la capa de mezcla oceánica en la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC).

1.3.2 Específicos

- Definir un criterio óptimo para la estimación del espesor de la capa de mezcla superficial para el Pacífico colombiano.
- Describir las variaciones estacionales de la temperatura, salinidad, vientos, Bombeo de Ekman, la precipitación, y su influencia en la profundidad de la capa de mezcla en el Pacífico colombiano.
- Relacionar el efecto de los eventos ENOS (El Niño y La Niña) sobre el ciclo estacional de la capa de mezcla.

Datos y métodos

2.1 Área de estudio

La Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) se encuentra en la región oceánica denominada *Panama Bight*, ubicada en el extremo oriental del Pacífico ecuatorial, entre las zonas marítimas y costeras de Panamá, Colombia y Ecuador, entre los 77°40' y 84°00' de longitud oeste y los 01°30' y 07°10' de latitud norte (Figura 2). La temperatura promedio del aire para la zona costera es de 25.6°C y valor promedio anual de humedad relativa del 89% (Devis-Morales *et al.*, 2002). En la región, el régimen macromareal es de tipo semidiurno con un rango que puede sobrepasar los 4 m (Peña & Pinilla, 2002). Esta cuenca se encuentra en una región de bajas presiones atmosféricas donde convergen los vientos alisios del noreste y el sureste, que determinan la llamada Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

El clima en esta área se caracteriza por vientos con direcciones variables y generalmente débiles, con magnitudes que oscilan entre 2 m s⁻¹ y 8 m s⁻¹ (Chelton *et al.*, 2000). La presencia de los vientos cálidos del noreste, permiten el establecimiento de una de las tasas de pluviosidad más altas del mundo (Riascos & Urban, 2002) que oscila entre los 8.000 y 13.000 mm en promedio anual (Eslava, 1993). En la zona se presentan dos condiciones estacionales, que corresponden a las épocas seca y húmeda, como consecuencia del desplazamiento meridional de la ZCIT (Malikov & Camacho, 1998).

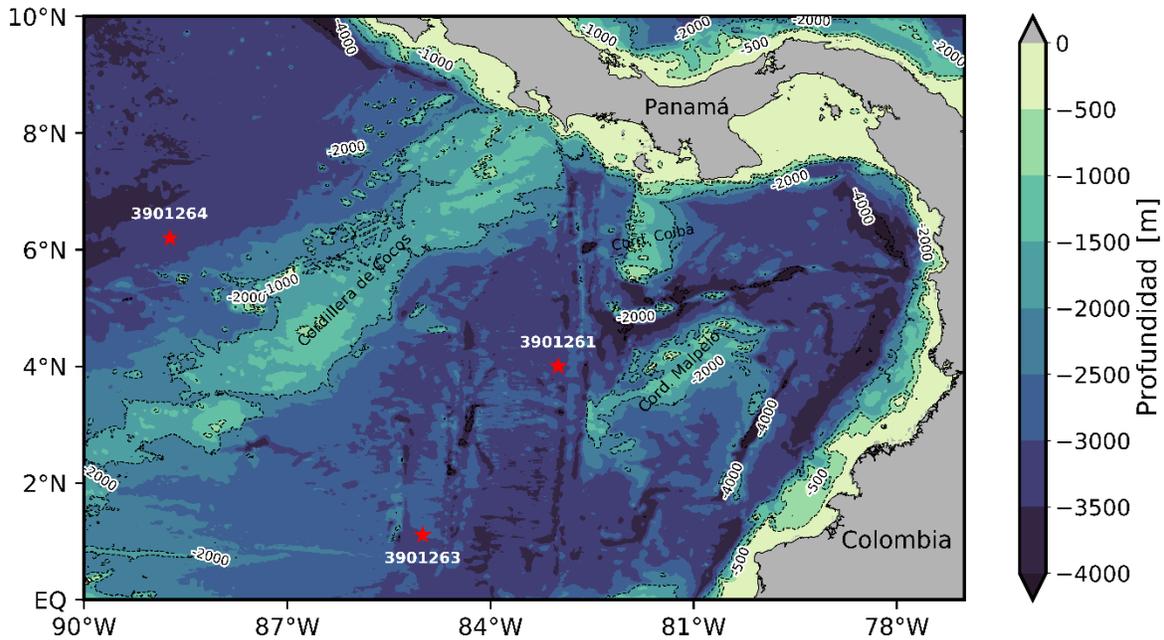


Figura 2. Región del *Panama Bight*. La batimetría (en m) corresponde a datos batimétricos de GEBCO-2019. Las estrellas muestran la ubicación de las boyas Argos usadas para la validación del modelo.

Durante los primeros meses del año, predominan los vientos alisios del noroeste, con intensidades promedio entre 5 y 7 m s^{-1} , los cuales al ingresar al Pacífico ecuatorial oriental a través del istmo de Panamá, se intensifican formando el chorro de Panamá (*Panamá Jet*) que modula las condiciones oceanográficas y atmosféricas en la región. Durante el segundo semestre los vientos provienen del sur y del suroeste debido a que la ZCIT se ubica en su posición más septentrional (Amador *et al.*, 2006; Devis *et al.*, 2008). Esto determina condiciones tipo monzón en las costas de Colombia que modifican las características metoceanicas regionales (Poveda & Mesa, 2000), favoreciendo los procesos convectivos de mesoescala (Maddox, 1980). Estos vientos combinados con el calentamiento superficial del Pacífico dan origen a una corriente de chorro de bajo nivel, denominada Chorro del Chocó (*Chocó Jet*) responsable de la fuerte advección de humedad desde el océano Pacífico hacia el interior de Colombia (Poveda & Mesa, 1999).

Además de dominar la variabilidad climática de la región, la ZCIT influye en la dinámica marina a través del campo de vientos (Díaz *et al.*, 2008; Devis-Morales, 2009). El chorro de viento de Panamá causa un giro ciclónico, divergencia de la capa superficial y surgencias, favoreciendo el enfriamiento de la superficie y el ascenso de la capa de Ekman durante invierno boreal. Mientras que la influencia del Jet del Chocó genera un giro anticiclónico y consecuente convergencia, que da lugar al hundimiento de la capa de Ekman durante los meses de verano y otoño boreal (Devis-Morales *et al.*, 2008). La surgencia se presenta de manera principal alrededor de los 3°N , 82°W . Esta situación causa que la migración de la

ZCIT sea considerada como el modulador estacional más importante de las fluctuaciones climáticas de la región (Montealegre & Pabón, 2000).

En particular, en el *Panama Bight* se presentan variaciones interanuales asociadas a la ocurrencia de El Niño-La Niña Oscilación Sur (ENOS). La fase cálida es llamada El Niño y la fase fría La Niña. Durante la fase cálida, el Pacífico tropical oriental se caracteriza por anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM) y del nivel del mar (Bjerknes, 1969). Condiciones inversas ocurren durante la fase fría de La Niña. Estos eventos afectan la variabilidad que se presenta sobre el Pacífico tropical oriental y occidental.

Este proceso de interacción océano-atmósfera interanual, genera una disminución de la productividad primaria regional y tiene efectos perjudiciales sobre la supervivencia, reproducción y distribución de organismos superiores a nivel trófico (Ballance *et al.* 2006; Fiedler & Talley, 2006). Las variaciones de temperatura, estratificación y productividad asociadas con los eventos ENOS se han registrado ampliamente en la región del Pacífico tropical oriental (Wyrтки, 1975; Wang & Fiedler, 2006) y *Panama Bight* (Forsbergh, 1969; Cabrera, 1992; Villegas, 2003; Devis-Morales, 2002, 2009; Devis-Morales *et al.*, 2008; Pedraza, 2006).

2.2 Datos y métodos

2.2.1 Datos

A continuación se presenta el resumen de la información utilizada en este estudio (Tabla 1). Luego se discute en detalle las características de la información utilizada.

Tabla 1. Resumen de las bases de datos utilizadas. *tempz*: perfil vertical de temperatura, *saltz*: perfil vertical de salinidad; *u10*, *v10*, componente zonal y meridional del viento (m/s^{-1}) referido a 10 m sobre el nivel del mar; *evp*: tasa de precipitación (cm dia^{-1}) *pr*: tasa de precipitación (mm dia^{-1}); *temp* y *salt*: temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad medida por las boyas 3901261, 3901263 y 3901264.

Producto	Variable	Inicio	Término	Resolución espacial	Resolución temporal
GLORYS2V4	tempz, saltz	1993/01/01	2015/12/31	25 km	Diaria
ERA-I	u10, v10	1993/01/01	2015/12/31	25 km	12 horas
ERA-5	evp	1999/01/01	2015/12/31	31 km	3 horas
TRMM	pr	1999/01/01	2015/12/31	25 km	Diaria
Boya 3901261 Boya 3901263 Boya 3901264	temp, salt	2011/01/01	2015/12/31		1 hora

- **Reanálisis oceánico GLORYS2V4**

El sistema de reanálisis oceánico global (GLORYS2V4) se basa en el modelo NEMO v3.1 (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) el cual resuelve las ecuaciones primitivas del Modelo de Circulación Oceánica General (*OGCM*) para un área comprendida entre 180°W y 180°E y 77°S a 90°N. Usa el esquema ORCA025-LIM con 75 niveles verticales, con una resolución más fina cerca de la superficie (~1 m en la superficie; 22 niveles en los primeros 100 m). El modelo NEMO v3.1 usa un paso de cálculo de 1080 segundos, es decir, cada 18 minutos hace una simulación (corrida). Detalles de la información y de las configuraciones utilizadas en el reanálisis GLORYS2V4 están disponibles en su página de Internet: <https://www.mercator-ocean.fr/en/science-publications/glorys/>.

- **Reanálisis atmosférico ERA-Interim (ERA-I)**

Reanálisis atmosférico global (ERA-Interim) que abarca desde 1979-2015, es actualizado de manera continua y en tiempo real por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). El sistema de asimilación usado para producir este producto se basa en la versión 2006 del IFS (Cy31r2). Este sistema incluye el análisis variacional en 4 dimensiones (4D-Var) con una ventana de análisis de 12 horas. La resolución espacial de los datos es de aproximadamente 25 km (T255 espectral) en 60 niveles verticales desde la superficie hasta los 0.1 hPa. Detalles del modelo de pronóstico, método de asimilación de los datos y fuentes de información utilizadas son discutidas en Dee *et al.*, (2011). Los datos son de libre acceso y pueden ser descargados a través de la página de Internet de ECMWF: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>.

- **Reanálisis atmosférico ERA 5**

ERA5 es el reanálisis de quinta generación del ECMWF. Este proporciona varias mejoras en comparación con ERA-I, como detallan Hersbach y Dee (2016). Este reanálisis inicia en

1979 hasta la actualidad. Proporciona estimaciones por hora de una gran cantidad de variables climáticas atmosféricas, terrestres y oceánicas utilizando un esquema de asimilación de cuatro dimensiones (4D-var) más avanzado. Este usa el sistema de asimilación versión 2016 del IFS (Cy 41r2). La resolución espacial de los datos es de aproximadamente 9 km en 137 niveles verticales desde la superficie hasta los 0.01 hPa.

- **The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**

Las observaciones satelitales de precipitaciones TRMM, con los 5 instrumentos abordo (incluyendo el TMI) fueron puesto en órbita en noviembre 1997 y desde entonces mide las precipitaciones así como la TSM, la velocidad del viento superficial, el vapor de agua en la columna y el agua líquida en las nubes (Bilanow & Sijtkowski, 2006; Huffman *et al.*, 2007). La versión utilizada de los datos TMI es la v7, la cual cuenta con una resolución espacial de 0.25°. Los datos de TMI son de acceso libre a través de la página del Laboratorio de Procesos Atmosféricos de Mesoescala de la NASA (*Goddard Space Flight Center's Mesoscale Atmospheric Processes Laboratory and PPS*). <http://www.remss.com/missions/tmi>.

- **Boyas ARGO**

Los datos de estas boyas están disponibles de manera libre y son obtenidos de la página de Internet del Experimento de Asimilación de Datos Oceánicos Globales de Estados Unidos (USGODAE) del Centro de datos globales de Argo (GDAC). Se usaron los datos del modo “*delayed-time*” los cuales cuentan una resolución vertical de los perfiles de 10 m en los primeros 200 m de profundidad, la cual es la profundidad más usada para la identificación de la capa de mezcla (Sato *et al.*, 2006). Esta información será utilizada para validar los perfiles de temperatura y salinidad del reanálisis GLORYS2V4. Las posiciones geográficas de las boyas utilizadas se observan en la Figura 2. Esta información se encuentra disponible de manera gratuita en su página de Internet: <http://www.argo.ucsd.edu/>.

2.2.2 Metodología

2.2.2.1 Validación de los datos de reanálisis

Se procedió a validar los datos del reanálisis GLORYS2V4 en la CPC con datos *in situ* de las boyas Argo, comparando los perfiles de temperatura y salinidad en los primeros 100 metros de profundidad. Posteriormente, se calcularon los estadísticos para analizar el desempeño del modelo, calculando el RMSE (raíz cuadrada media del error) y el BIAS (sesgo), de acuerdo con las siguientes expresiones:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_{obs}^i - X_{mod}^i} \quad (2.1.1)$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (X_{obs}^i - X_{mod}^i) \quad (2.1.2)$$

donde X_{obs} son los datos observados y X_{mod} los modelados y N es el número de observaciones. Además, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (r).

$$r = \frac{Cov(x,y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.1.3)$$

donde σ_x y σ_y son las desviaciones estándar de las series x e y respectivamente y $cov(x, y)$ es la covarianza asociada a ambas series.

En la Figura 3, se muestran los valores de los estadísticos calculados y el análisis de correlación, donde se observa que el modelo representa adecuadamente las observaciones para realizar los análisis propuestos. En las estaciones estudiadas (boyas 3901261, 3901263 y 3901264) se denota que las correlaciones encontradas para la salinidad ($r > 0.85$) y la temperatura ($r > 0.7$) son significativas. Se observa que los datos modelados tienen la misma tendencia y algunos desfases (sobre-estimaciones) con respecto a los valores de la salinidad *in situ*, especialmente en la boya 3901264 donde el RMSE es alto (10.68).

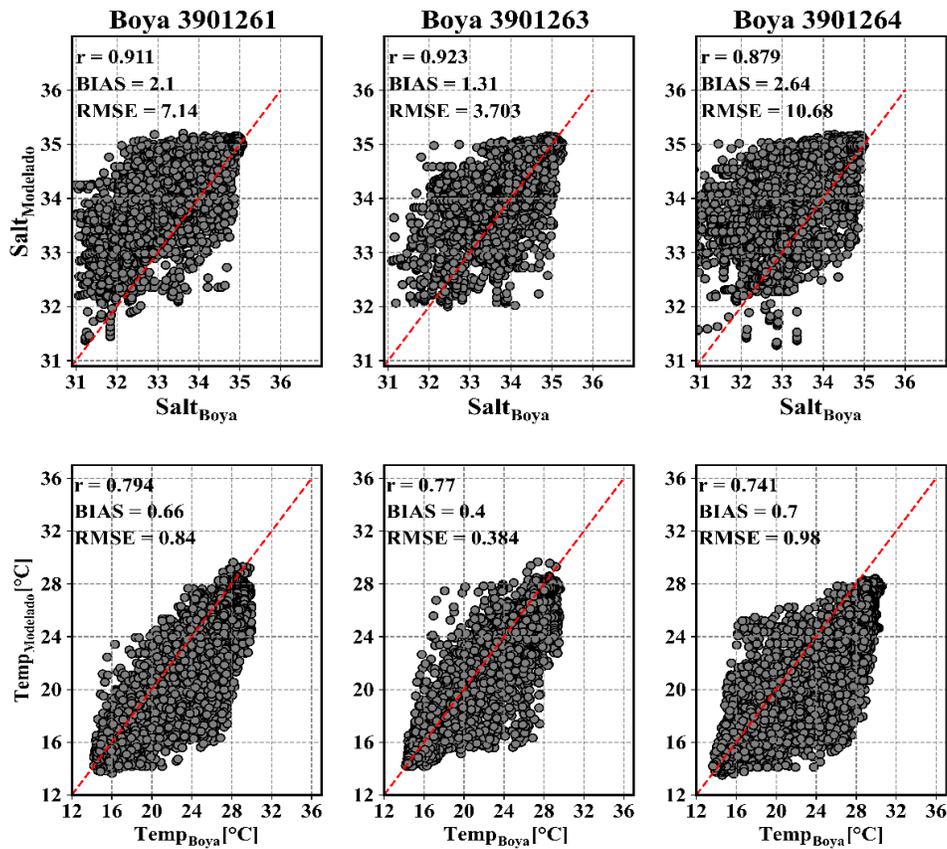


Figura 3. Diagrama de dispersión resultante entre la temperatura y salinidad del reanálisis (GLORYS2V4) y el observado (Boyas Argo). En la parte superior izquierda se muestra el coeficiente de correlación (r), BIAS: sesgo (%) y RMSE: raíz cuadrática media del error.

Se evidencia que el modelo tiende a subestimar las observaciones registradas *in situ* para la temperatura y sobreestimar en la variable salinidad, (Figura 3 y 4). Las desviaciones en la zona sur y central de la cuenca para ambas variables pueden deberse a condiciones locales o la diferencia en la escala temporal del modelo vs boyas. Los valores del RMSE y BIAS indican que el modelo puede ser utilizado para representar las condiciones del océano en esta cuenca y por tanto ser usado para el estudio de la capa de mezcla.

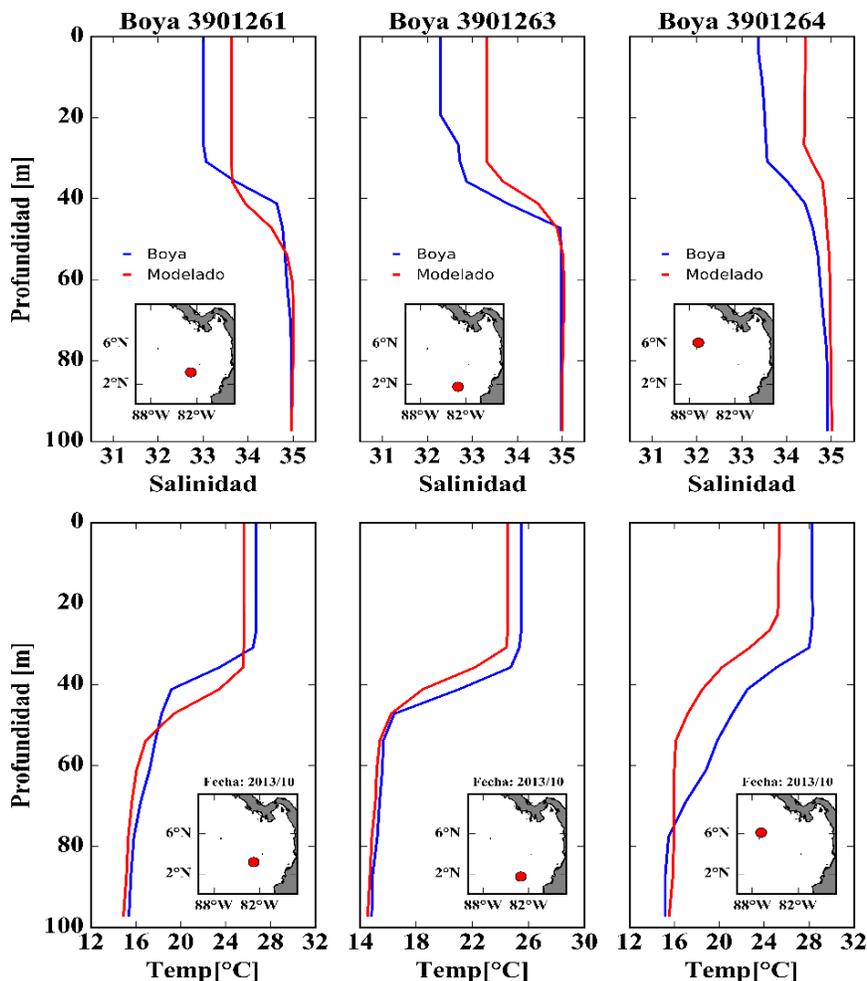


Figura 4. Perfiles de salinidad (fila superior) y temperatura (fila inferior) para distintas áreas de la CPC. La línea azul hace referencia a los datos *in situ* (boyas Argo) y la roja al modelo (GLORYS2V4).

2.2.2.2 Determinación de la profundidad de la capa de mezcla

Para determinar la profundidad de la capa de mezcla (MLD) y la profundidad de la capa isotermal (ILD) se utilizó la metodología descrita por Kara *et al.*, (2000). Escogiendo los ΔT_{θ} 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5°C.

Para el caso de MLD, inicialmente se calculó la densidad potencial, se escogió la densidad potencial de referencia de 10 m (T_{ref}) y posteriormente se definió el valor ΔT_{θ} más adecuado para los perfiles, para el cálculo se utilizó el criterio de la densidad, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$MLD = \sigma t(z = 0) + \frac{\partial \sigma t}{\partial z} \Delta T \quad (2.1.4)$$

Donde σt es la anomalía de densidad potencial ($\rho-1000$) y ΔT es el incremento de la temperatura. En este estudio utilizaron distintos valores de ΔT hasta encontrar su valor óptimo que mejor representara la MLD. El análisis visual del quiebre de los perfiles, cuando la curva deja de ser vertical con respecto al valor dado por las estimaciones con los diferentes criterios permiten identificar el valor del criterio óptimo de la MLD (Figura 5).

Por otra parte, la ILD se determinó de acuerdo a la siguiente expresión:

$$ILD = \frac{\partial T}{\partial z} \leq \Delta T \quad (2.1.5)$$

donde $\frac{\partial T}{\partial z}$ es el cambio de la temperatura respecto a la profundidad. Del mismo modo que la elección del valor adecuado de MLD, se utilizaron distintos valores de ΔT hasta encontrar su valor óptimo que representara la profundidad de la capa isotermal en la región de estudio. Para calcular la densidad del agua de mar se usaron los algoritmos de cómputo de las propiedades termodinámica del agua de mar (IOC, SCOR & IAPSO, 2010).

Para determinar el valor óptimo, se realizó un análisis visual de numerosos perfiles de densidad de manera aleatoria para distintas épocas climáticas con los diferentes ΔT_{θ} . El umbral seleccionado es el que más se ajusta a estos perfiles, siendo el punto de quiebre (termoclina) la referencia para su selección.

En general se observó que, para la MLD el valor de 0.1°C exhibe valores superficiales en los periodos de mayo a septiembre. Los umbrales de 0.2°C y 0.3°C tienen valores muy similares entre sí a lo largo de las observaciones. Sin embargo, este último suele quedar por debajo de la haloclina en algunos casos. Los umbrales de 0.4°C y 0.5°C respectivamente, suelen presentar variaciones en zonas someras, por lo que estos valores pueden ser más útiles para aguas profundas.

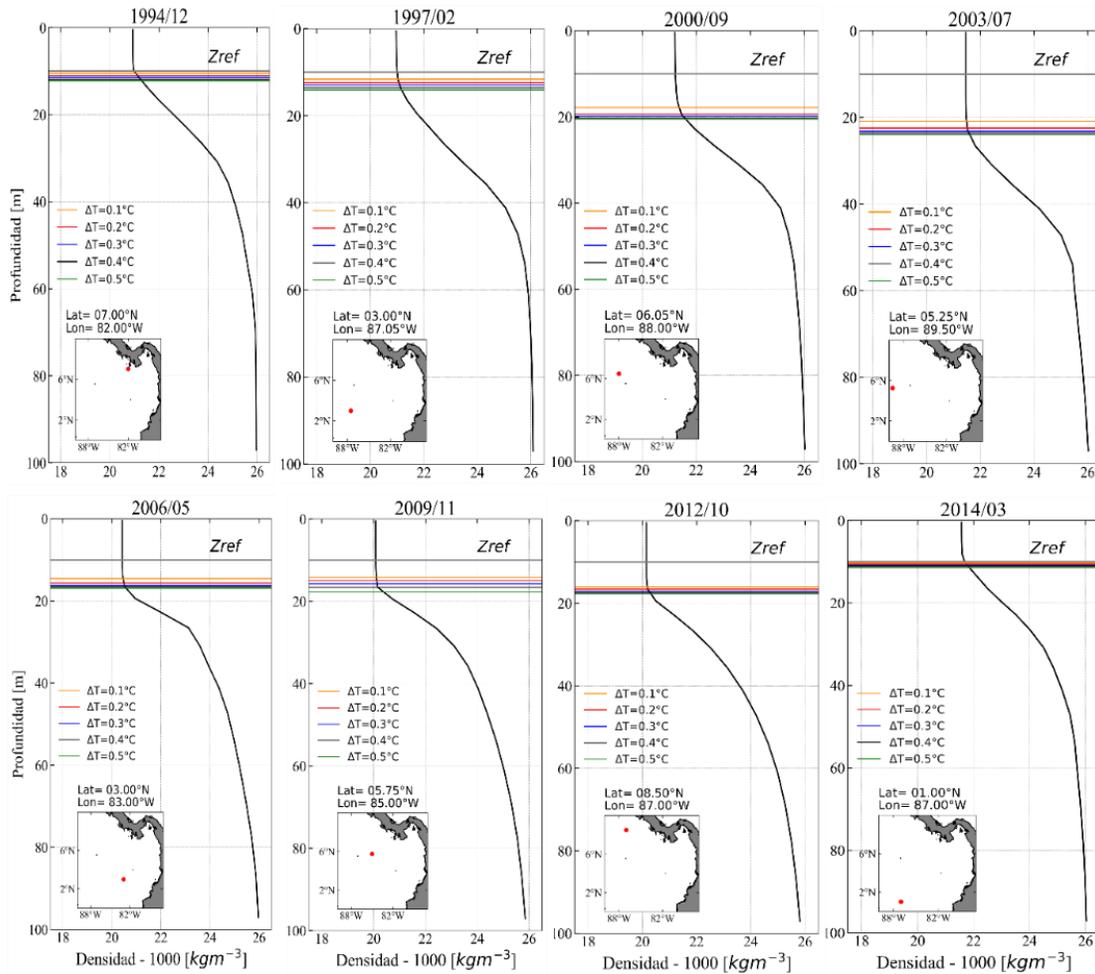


Figura 5. Perfiles de anomalía de densidad potencial ($\sigma\theta$, MLD) en ocho puntos geográficos para distintas épocas. Las líneas rectas muestran las profundidades obtenidas usando valores de temperatura 0.1° , 0.2° , 0.3° , 0.4° y 0.5°C . La línea de color gris es el nivel de referencia de 10 m. Datos GLORYS2V4.

En la Figura 6, se muestran los valores de ΔT_θ , en un perfil vertical siendo el valor de 0.2°C el que está sobre la zona de transición. Este cálculo es necesario para identificar las características físicas que intervienen en los procesos de estratificación oceánica.

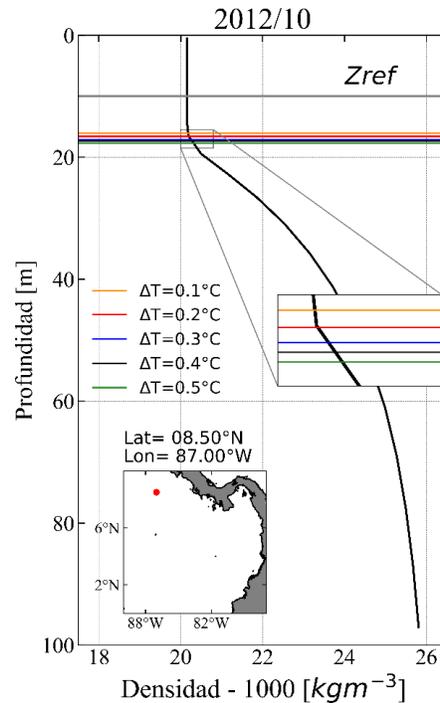


Figura 6. Perfil de densidad potencial (σ_θ) con cálculo de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) usando diferentes valores de temperatura (ΔT). Datos GLORYS2V4.

Posteriormente, con los umbrales $\Delta T_\theta = 0.2, 0.3$ y 0.5°C se calcularon los promedios y la desviación estándar entre cada valor (Figura 7). En general, las mayores diferencias se encuentran en las áreas cercanas a la línea costera del Departamento de Nariño, la cual se caracteriza por bajos niveles de densidad, probablemente debido a las elevadas tasas de precipitación local que se presentan en el área (Amador *et al.*, 2006) y la combinación de lluvia monzónica, vientos y corrientes superficiales (Alory *et al.*, 2012).

Con base en este análisis se seleccionó el valor de $\Delta T_\theta = 0.2^\circ\text{C}$ como el valor más representativo para determinar la MLD en la CPC. Este valor coincide con el usado por Cabrera (1992) y Alory *et al.* (2012). Otros estudios realizados en la zona han usado el $\Delta T_\theta = 0.5^\circ\text{C}$ (Navia *et al.*, 2015; Navia, 2016) para el cálculo de la ILD y MLD, respectivamente.

Para el Pacífico occidental se han usado valores que van desde $\Delta T_\theta = 0.1^\circ\text{C}$ hasta los $\Delta T_\theta = 0.5^\circ\text{C}$ (Sprintall & Roemmich, 1999, Van Noord *et al.*, 2016). A nivel global se usan valores que oscilan entre $\Delta T_\theta = 0.2^\circ\text{C}$ hasta los 0.8°C (Monterey & Levitus, 1997, De Boyer Montégut *et al.*, 2004).

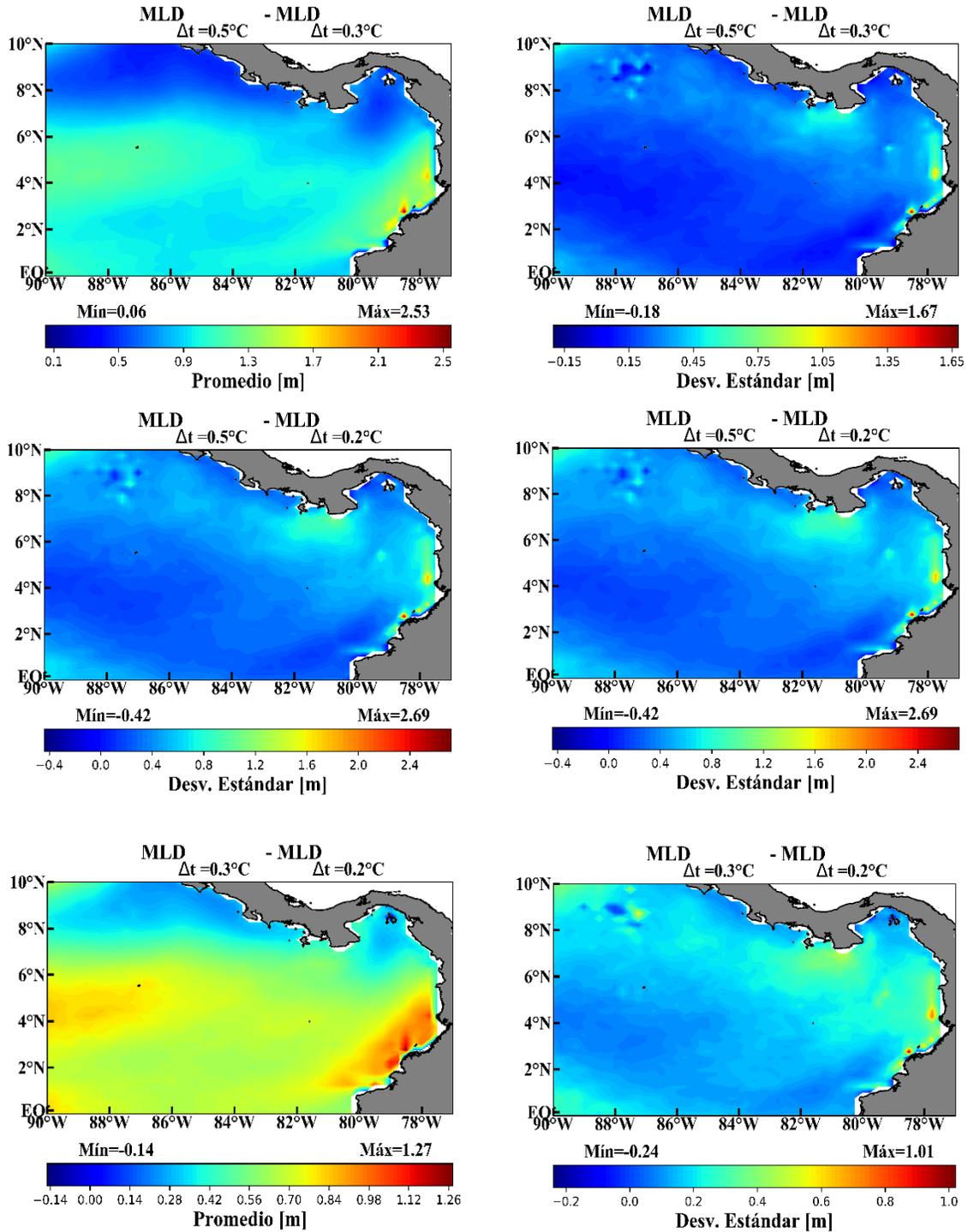


Figura 7. Promedio (izquierda) y desviación estándar (derecha) de las diferencias de MLD utilizando los distintos criterios de $\Delta T_\theta = 0.2^\circ$, 0.3° y 0.5°C . En la parte superior se toma $\Delta T_\theta 0.5^\circ$ y 0.3°C , en la central 0.5 y 0.2°C , y en la parte inferior 0.3 y 0.2°C .

2.2.2.3 Determinación del esfuerzo del viento y bombeo de Ekman

Para estimar la componente zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) del esfuerzo del viento, se utilizaron las siguientes relaciones:

$$|\vec{V}_{10}| = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.1.6)$$

$$\tau_x = \rho_a C_d |\vec{V}_{10}| u \quad (2.1.7)$$

$$\tau_y = \rho_a C_d |\vec{V}_{10}| v \quad (2.1.8)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire ($\rho_a = 1.22 \text{ kg m}^{-3}$), C_d es el coeficiente de arrastre, u y v son las componente zonal y meridional del viento, $|\vec{V}_{10}|$ es la magnitud de la velocidad del viento referido a 10 m sobre el nivel del mar, τ_x y τ_y son las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento. El coeficiente adimensional de arrastre está en función de la magnitud de la velocidad del viento y se determinó de acuerdo con Large & Pond (1981).

El rotor de esfuerzo vertical del viento se determinó como:

$$(\nabla \times \vec{\tau})_z = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad (2.1.9)$$

Para estimar las derivadas de (2.1.9) se utilizó un esquema de diferencias finitas centradas, de acuerdo con la Figura 8:

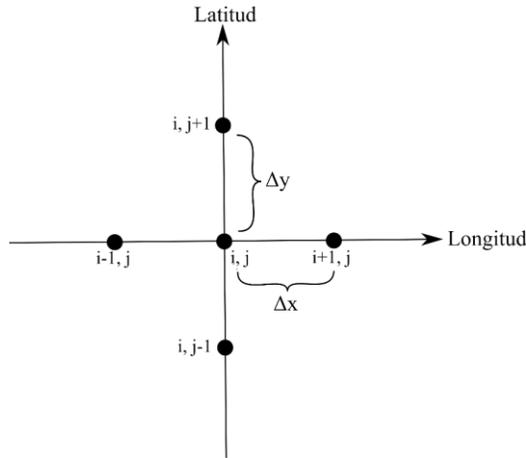


Figura 8. Esquema de diferenciación

$$\frac{\partial \tau_y}{\partial x} \approx \frac{(\tau_y)^{i+1,j} - (\tau_y)^{i-1,j}}{2\Delta x}; \quad \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \approx \frac{(\tau_x)^{i,j+1} - (\tau_x)^{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (2.1.10)$$

Donde los índices i y j , corresponden a la latitud y longitud. Mientras que Δx y Δy son las distancias en metros entre dos puntos geográficos.

A partir del esfuerzo y el rotor del esfuerzo del viento se calculó el bombeo de Ekman, el cual está dado por la siguiente expresión Kessler (2002):

$$W_{Ekman} \equiv \nabla \times \left(\frac{\vec{\tau}}{f\rho_w} \right) = \frac{(\nabla \times \vec{\tau})}{f\rho_w} + \frac{\beta\tau_x}{\rho_w f} \quad (2.1.11)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis, definido como $f = 2\omega \sin(\theta)$; ω es la velocidad angular de rotación de la Tierra definido como $\omega = 2\pi (86400 \text{ s})^{-1}$; β es la variación latitudinal del parámetro de Coriolis $\beta = \frac{2\Omega \cos \Phi}{R}$; R es el radio de la tierra $R = 6371 \text{ km}$; θ es la latitud geográfica; $\vec{\tau}$ es el esfuerzo del viento y ρ es la densidad del agua de mar. El significado del signo en el rotor del esfuerzo del viento es el siguiente:

$$W_{Ekman} = \begin{cases} \nabla \times \vec{\tau} > 0 \rightarrow \text{Surgencia} \\ \nabla \times \vec{\tau} < 0 \rightarrow \text{Hundimiento} \end{cases}$$

Adicionalmente como el parámetro de Coriolis es cercano a cero en la franja ecuatorial, las velocidades del bombeo de Ekman entre 0° y 2°N no fueron estimadas.

2.2.2.4 Determinación del ciclo anual y anomalías

Se utilizó el método de promedios multianuales a todas las variables de estudio con el fin de caracterizar el ciclo anual, adicionalmente se calculó la variabilidad temporal por medio de diagramas tiempo – tiempo con el fin de detectar de manera detallada los periodos de cambio de las mismas.

Para analizar la influencia de los eventos ENOS en el ciclo anual, se usaron los promedios multianuales considerando los años en condiciones neutras, El Niño y La Niña, basándose en las anomalías positivas y negativas del Índice Oceánico del Niño (ONI). Este índice es suministrado por el Centro de Predicción del Clima (NCEP) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), y se obtiene mediante el promedio móvil de tres meses de la TSM en relación al periodo de 30 años (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt>).

Los eventos ENOS son clasificados de acuerdo al valor de las anomalías del índice ONI. Cuando hay eventos El Niño, las anomalías son iguales o superiores a $+0.5^\circ\text{C}$ durante tres meses consecutivos y para eventos la Niña si los valores son menores a -0.5°C . En el Anexo 1, se muestra el cálculo de las anomalías para el periodo comprendido en este estudio. Además, se usó el diagrama tiempo – tiempo para observar las anomalías de cada una de las variables en comparación con el índice ONI.

2.2.2.5 Análisis de correlación cruzada

Para relacionar las variables en el dominio del tiempo, se realizaron correlaciones cruzadas entre el índice ONI con la MLD, ILD, densidad, bombeo de Ekman, precipitación y vientos. La significancia estadística de las correlaciones obtenidas se calculó mediante el procedimiento de Sciremammano (1979) el cual se describe de manera resumida a continuación:

1. Se calcula la covarianza cruzada:

$$C_{xy}[k] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y}) \quad (2.1.12)$$

donde, N es el número de observaciones y k la variación en el tiempo.

2. Se normaliza la covarianza lo que permite obtener la correlación cruzada (r_{xy}):

$$r_{xy}[k] = \frac{c_{xy}[k]}{\sqrt{c_{xx}[0]} \sqrt{c_{yy}[0]}} \quad (2.1.13)$$

donde $c_{xx}[0]$ y $c_{yy}[0]$ son las funciones de covarianza a rezago cero, lo que significa dividir por las desviaciones estándar de las series de tiempo x y y . Estos términos se determinan:

$$c_{xx}[k] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x}) \quad (2.1.14)$$

$$c_{yy}[k] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-k} (y_i - \bar{y})(y_{i+k} - \bar{y}) \quad (2.1.15)$$

3. Se definen los grados de libertad (N_*):

$$N_* = \frac{N\Delta t}{T} \quad (2.1.16)$$

donde, Δt es el intervalo de muestreo y T la escala de tiempo integral.

4. Finalmente, se escoge el valor de M (número de rezagos utilizados en la determinación de las correlaciones) tal que las correlaciones r_{xx} y r_{yy} tiendan a cero. Los niveles de significancia se determinan como:

$$R_{99\%} = 2,6\sigma$$

$$R_{95\%} = 2,0\sigma$$

$$R_{90\%} = 1,7\sigma$$

donde R es el nivel de significancia al 99 %, 95 % y 90% y σ está dado por:

$$\sigma = \frac{N}{N_*(N-M)} \quad (2.1.17)$$

Solamente aquellas correlaciones que superen el umbral del nivel de significancia estimado son estadísticamente significativas.

Resultados y Discusión

3

3.1 Ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) y la capa isotermal (ILD) en la CPC

Se calculó la profundidad de la capa de mezcla (MLD) en la CPC de acuerdo a la metodología propuesta por Kara *et al.*, (2000) usando el diferencial de temperatura $\Delta T_{\theta} = 0.2^{\circ}\text{C}$ con respecto a la profundidad de referencia de 10 m. La Figura 9, muestra la climatología calculada usando 22 años de datos del reanálisis oceánico de GLORYS2V4 (1993-2015).

Durante el ciclo anual, la MLD oscila entre los 10 y 32 m. En el mes de diciembre se denota un gradiente costa-océano, con valores $\text{MLD} \geq 21\text{m}$ sobre los 1° - 4°N y los 81° - 90°W . Para enero se presenta una disminución en la profundidad, limitándose a valores de $\text{MLD} \leq 19\text{m}$, las mayores profundidades se presentan cercanas a los 3°N y 84° - 89°W . Las menores variaciones espaciales se dieron durante los meses de enero hasta abril, que coincide con la época de fuertes vientos y la posición más austral de la ZCIT. En estos meses la MLD presenta valores cercanos a los 18m en toda la cuenca, con mínimos sobre la línea costera y al norte de los 7°N .

En mayo hay un aumento generalizado en la profundidad ($\text{MLD} > 19\text{m}$) y aumentos en las áreas cercanas a la línea costera del Departamento de Nariño y en el meridiano 89°W entre las latitudes 3° - 5°N . A partir de este mes, por debajo de los 5°N se produce un incremento en la profundidad por encima de los 21m. Durante los meses de agosto a diciembre hay un aumento de la profundidad es superior a los 26m sobre los meridianos 80° - 81°W y la franja de 2° - 4°N .

La distribución de la capa isotermal (ILD) en la CPC es similar a la de la MLD. El ciclo anual de la ILD muestra oscilaciones entre los 10.4 y 33.4m (Figura 10). Las mayores variaciones espaciales se presentaron durante la época de lluvias, que predomina en la región durante casi todo el año. La zona comprendida entre los meridianos 80° - 83°W y la franja de 2° - 4°N , se presentan los máximos valores con $\text{ILD} > 28\text{m}$. Los menores valores se evidencian en la época seca (invierno boreal), donde la ILD no supera los 20m de profundidad y los valores en toda la cuenca oscilan 12m.

El comportamiento de la MLD y ILD es similar a lo expuesto por Alory *et al.*, (2012) y Navia (2016). Donde se concluye que la ILD oscila entre los 10 y 30m en el área, y se documenta la disminución de la MLD e ILD los primeros meses del año, y su profundización en los meses de mayo a noviembre.

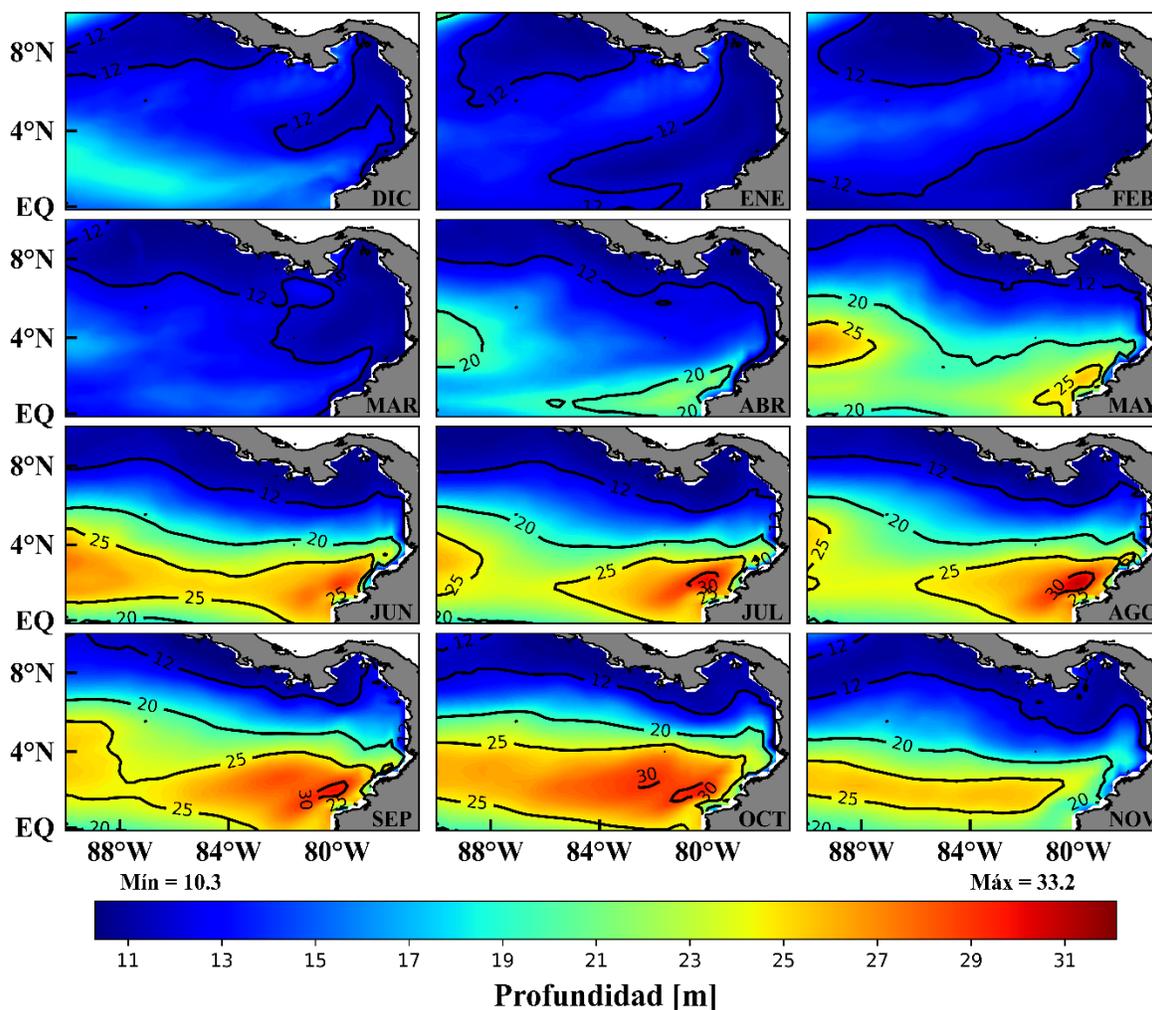


Figura 9. Ciclo anual de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) utilizando $\Delta T_0=0.2^\circ\text{C}$. Datos GLORYS2V4.

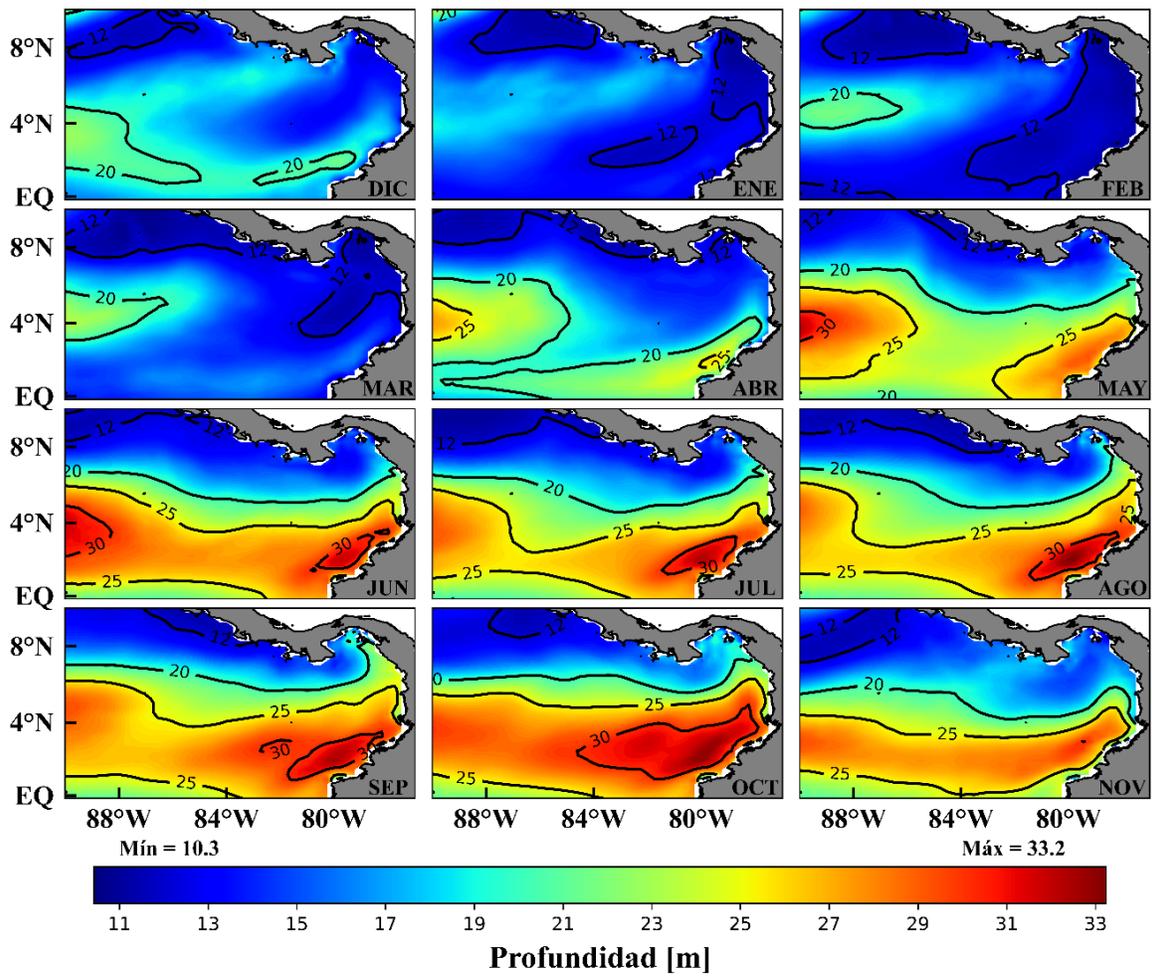


Figura 10. Ciclo anual de la profundidad de la capa de isothermal (ILD) utilizando $\Delta T_{\theta} = 0.2^{\circ}\text{C}$. Datos GLORYS2V4.

Las variaciones de la MLD y la ILD en la CPC se ven claramente influenciadas por la intensidad de los vientos. El ciclo anual de los vientos, muestra que en los meses de diciembre a marzo (invierno boreal) predomina en el área los vientos alisios del noreste, que cruzan el Istmo de Panamá y generan el Jet de bajo nivel de Panamá (Poveda, & Mesa, 1999). Además, en la parte noroeste se observa la influencia del Chorro de bajo nivel del Caribe (CLLJ) que bifurca y cruza Centroamérica en otro desnivel orográfico en Tehuantepec, con velocidades superiores a los 7 m s^{-1} . Estos sistemas tienen mayor actividad en los meses de enero y febrero, disminuyendo en el mes de abril.

Desde el mes de mayo a noviembre se denota la influencia en la cuenca de los vientos del sureste, que tienen su mayor actividad en el mes de octubre, lo que genera el clima tipo monzón en Centroamérica y Colombia, intensificando el Jet del Chocó a lo largo de la línea costera colombiana (Figura 11).

El Jet de bajo nivel de Panamá ha sido descrito anteriormente, debido a que genera el fenómeno de surgencia oceánica en la costa norte de Colombia y Panamá. En la Figura 12, se destaca que en los meses en los que hay influencia del Jet de Panamá, hay una tendencia en el aumento de la surgencia (succión de Ekman, valor positivo) especialmente desde los 81°W hasta la costa y convergencia (bombeo de Ekman, valor negativo) al frente de la costa oeste de Panamá, hacia mar abierto. Con la influencia del Jet del Chocó se genera una tendencia al hundimiento en los meses de octubre a diciembre en la región costera colombiana.

La respuesta oceánica al forzamiento de estos chorros de viento superficiales se exhibe en la cuenca por la presencia de un giro ciclónico de las corrientes superficiales en las zonas de surgencia y un giro anticiclónico donde ocurren los hundimientos de la capa de mezcla (Devis et al., 2008).

Para Navia (2016) la actividad dual del Jet de bajo nivel de Panamá y Jet del Chocó en la CPC, determinan el comportamiento de las velocidades verticales en la cuenca durante todo el año, explicado por el movimiento de la ZCIT en el área de estudio. Este comportamiento fue estudiado por Villegas et al. (2016) que concluyen que la ZCIT aumenta las áreas de surgencia cuando esta sobre la CPC, mientras que en el caso contrario disminuyen y generalmente en las áreas donde tiene influencia hay un aumento en la intensidad de la velocidad vertical. En consecuencia, el bombeo de Ekman (Figura 12) al generar un levantamiento de las isotermas, disminuye la MLD (Figura 9).

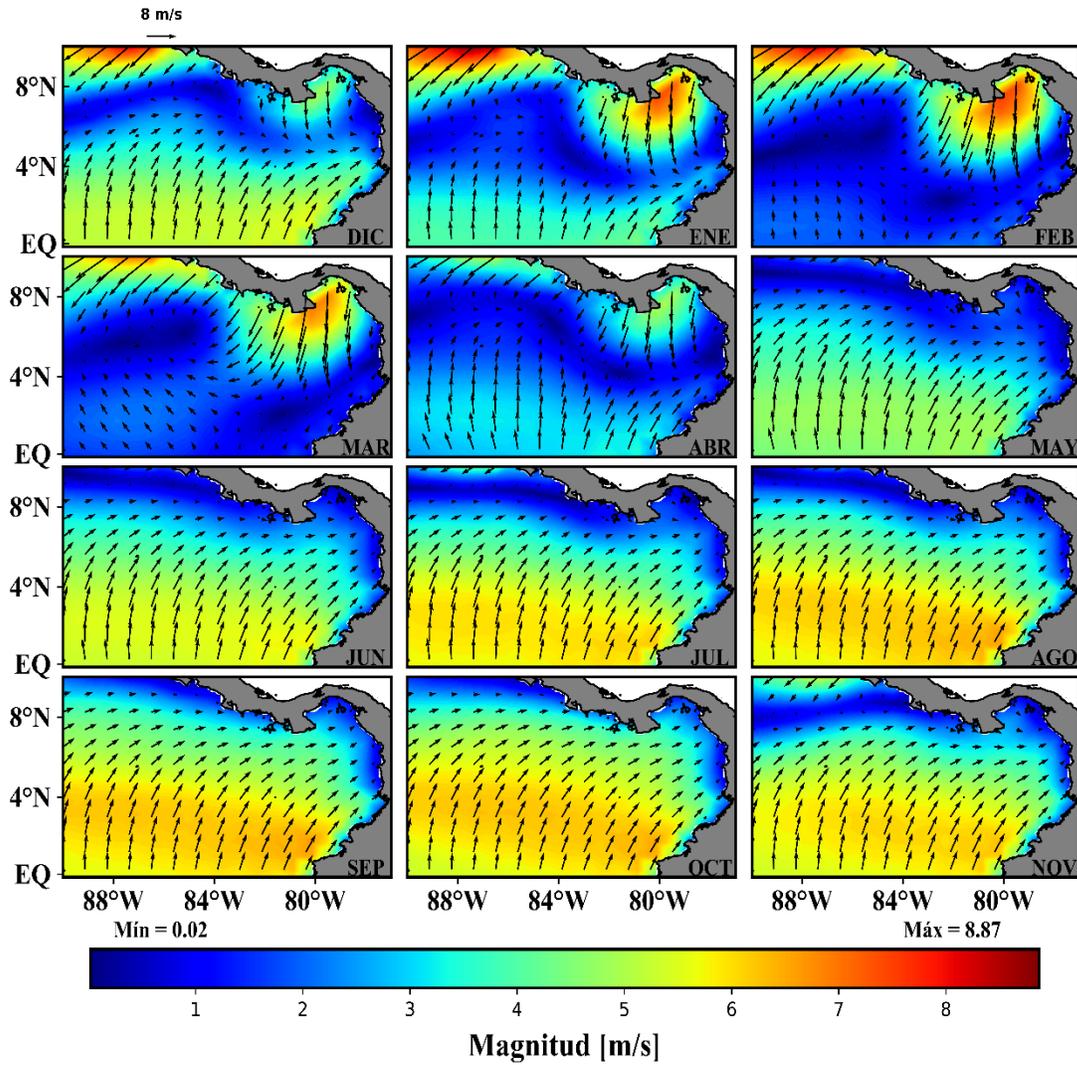


Figura 11. Ciclo anual de la magnitud y dirección del esfuerzo del viento en la CPC (flechas) y el rotor del esfuerzo del viento (colores). En la parte superior se muestra la escala del esfuerzo del viento. La escala de la magnitud se encuentra en la parte inferior y sus unidades son m/s. Datos ERA INTERIM.

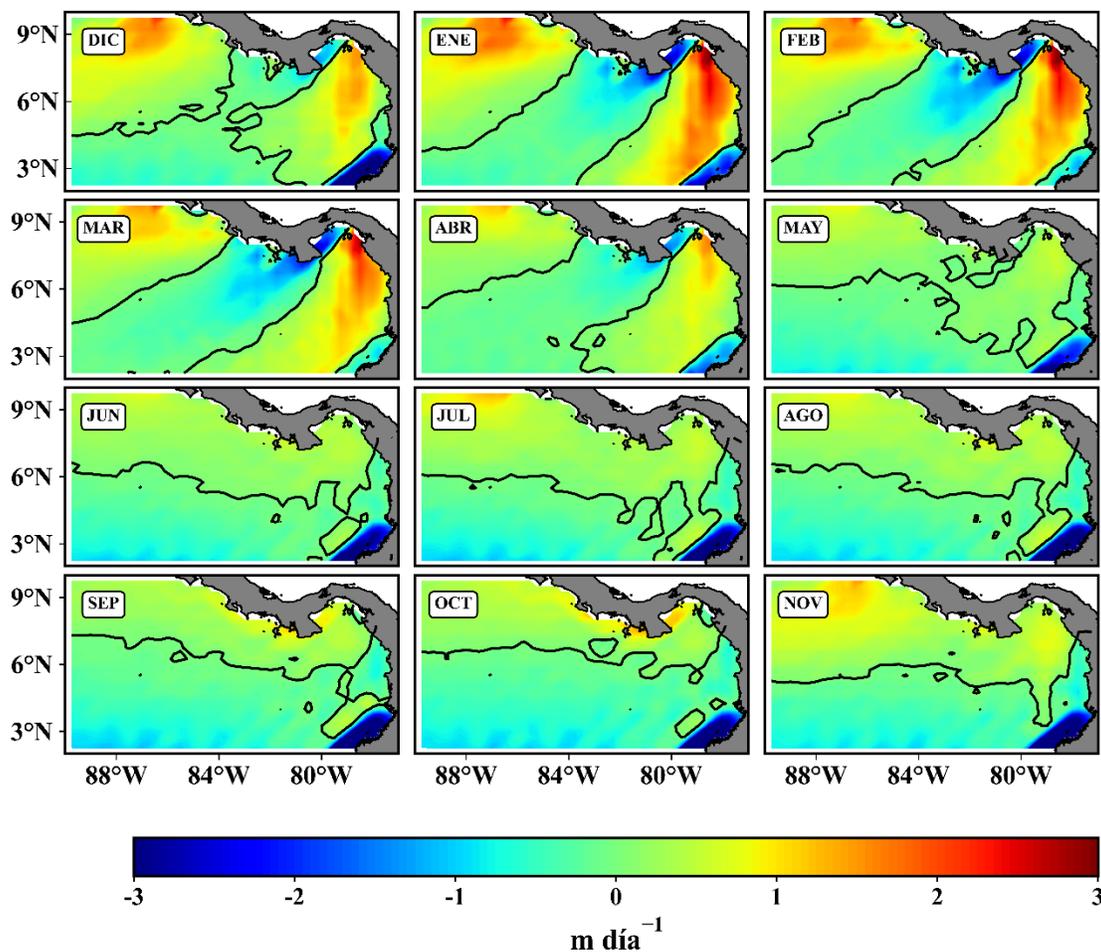


Figura 12. Ciclo anual del bombeo de Ekman en la CPC. En rojo, los valores positivos indican surgencia (succión) y en azul los colores indican hundimientos (bombeo, valores negativos). La línea de contorno representa el cero de las velocidades verticales. Datos ERA-INTERIM.

Tanto la MLD como la ILD tienen una relación directa con la TSM en mar abierto. En los meses donde la TSM es mayor, estas capas son profundas. Este mecanismo es debido a la formación de una termoclina estacional, dada por el intenso calentamiento de la capa superficial en el verano.

En los meses en que el Jet de Panamá predomina en la costa de Colombia, se genera una disminución de la MLD con una columna de agua relativamente más fría (<27°C) debido al ascenso de las isothermas profundas dadas por la surgencia impulsada por el viento. Para los

siguientes meses la TSM se mantiene más cálida (27°C) a lo largo de todo el año, en toda la región, esto por la convergencia de aguas cálidas ecuatoriales que son impulsadas por el Jet de Chocó que profundizan la termoclina y generan el aumento progresivo de la MLD (Figura 13).

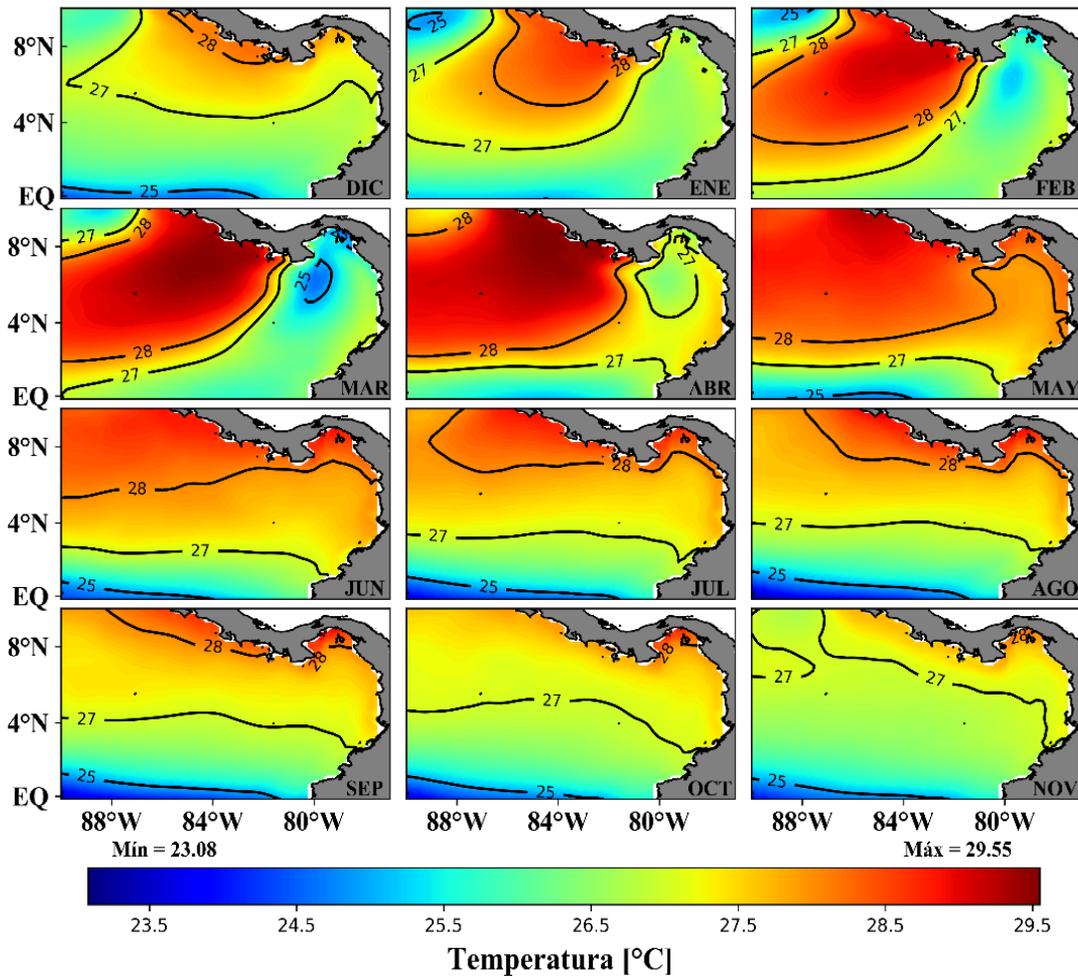


Figura 13. Ciclo anual de la temperatura superficial del mar (TSM) en la CPC. Datos GLORYS2V4.

En la Figura 14, se muestra el ciclo anual de la salinidad superficial del mar en la CPC. Para el mes de diciembre la región costera se caracteriza por valores cuasi homogéneos en toda la cuenca (33 a 30), posteriormente para los meses de febrero a abril se genera una distribución en forma de franja, que divide dos zonas, una cercana a la costa nariñense con valores menores a los 30 (donde se ubica la ZCIT) y hay una alta descarga fluvial por parte de los ríos, y otra zona en los 84°W , que coincide con la influencia de los vientos del Jet de Panamá y el aumento de la salinidad por el ascenso de aguas más profundas.

Este fenómeno es consistente con el comportamiento de la surgencia oceánica ecuatorial que se presenta que se presenta en el periodo de febrero a abril, cuando ascienden aguas más frías y con salinidades mayores, lo que ocasiona cambios en las condiciones de la piscina cálida del Pacífico oriental (Reul *et al.*, 2014). En el mes de mayo se disipa la surgencia de aguas frías en la cuenca y se transportan la aguas cálidas del Pacífico oriental, debido principalmente a las corrientes oceánicas, que generan un cambio meridional importante de la salinidad (Qu & Yu, 2014). Los patrones de salinidad observados en la CPC pueden estar influenciados tanto por la precipitación (Figura 16), como por la advección (corrientes), el viento y la descarga de los ríos.

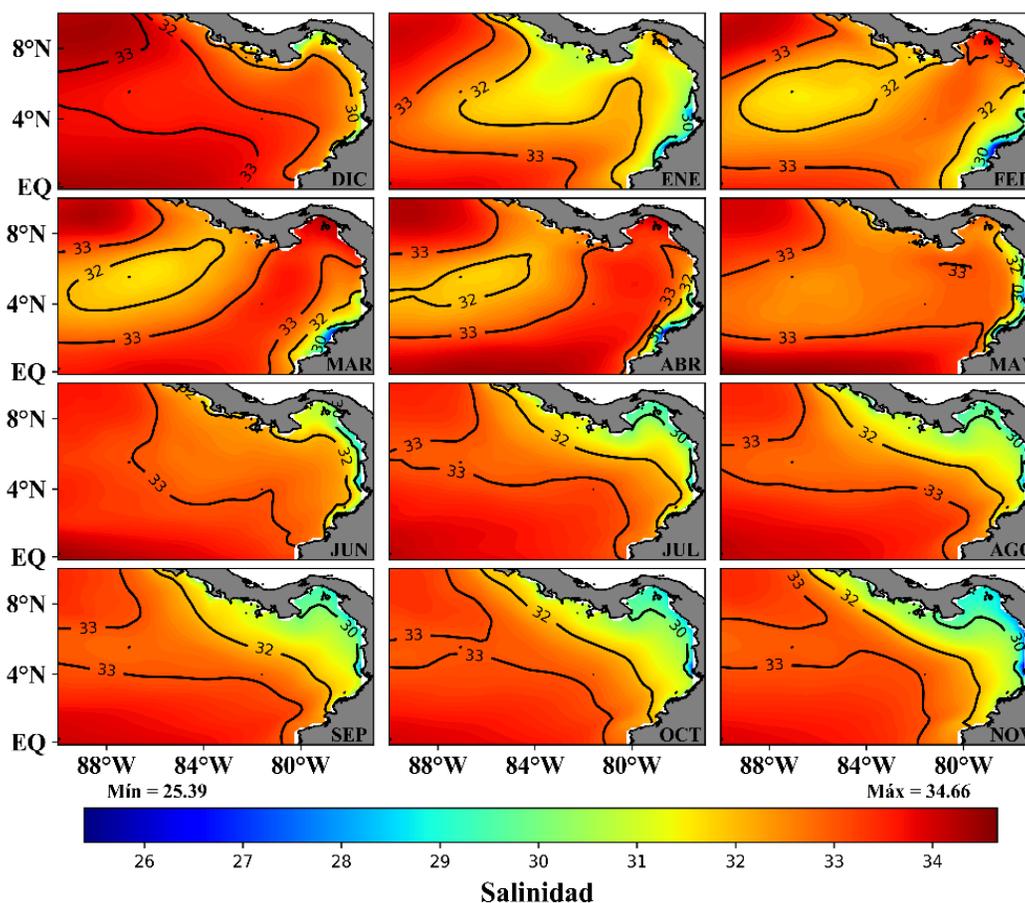


Figura 14. Ciclo anual de la salinidad superficial en la CPC. Datos GLORYS2V4.

La importancia de estudiar los cambios asociados a la salinidad superficial se debe a su papel en el cambio de la densidad del mar y la existencia de gradientes de densidad, que afecta las corrientes geostroficas y la MLD. En la Figura 15 se muestra el ciclo anual de la densidad superficial del mar en la región. Claramente se puede describir un comportamiento estacional, siendo los meses de mayo a noviembre los meses en que las

condiciones son relativamente homogéneas, con una menor densidad en la región costera de Colombia ($<1020 \text{ kg/m}^3$) y una mayor densidad cerca al ecuador ($\approx 1022 \text{ kg/m}^3$). Este gradiente meridional muestra la surgencia ecuatorial (salinidades más altas al sur de 2°N) y la influencia de las precipitaciones (bajas salinidades en la costa).

Para el mes de enero hay un aumento generalizado de la salinidad (ver la distribución de la isopícnica de 1021 kg/m^3) la cual es evidente en gran parte de la cuenca. En estos meses del invierno boreal se genera la franja de alta salinidad que genera un gradiente zonal en la región y una estratificación notable a lo largo de la CPC por efecto de la surgencia costera influenciada por el Jet de Panamá.

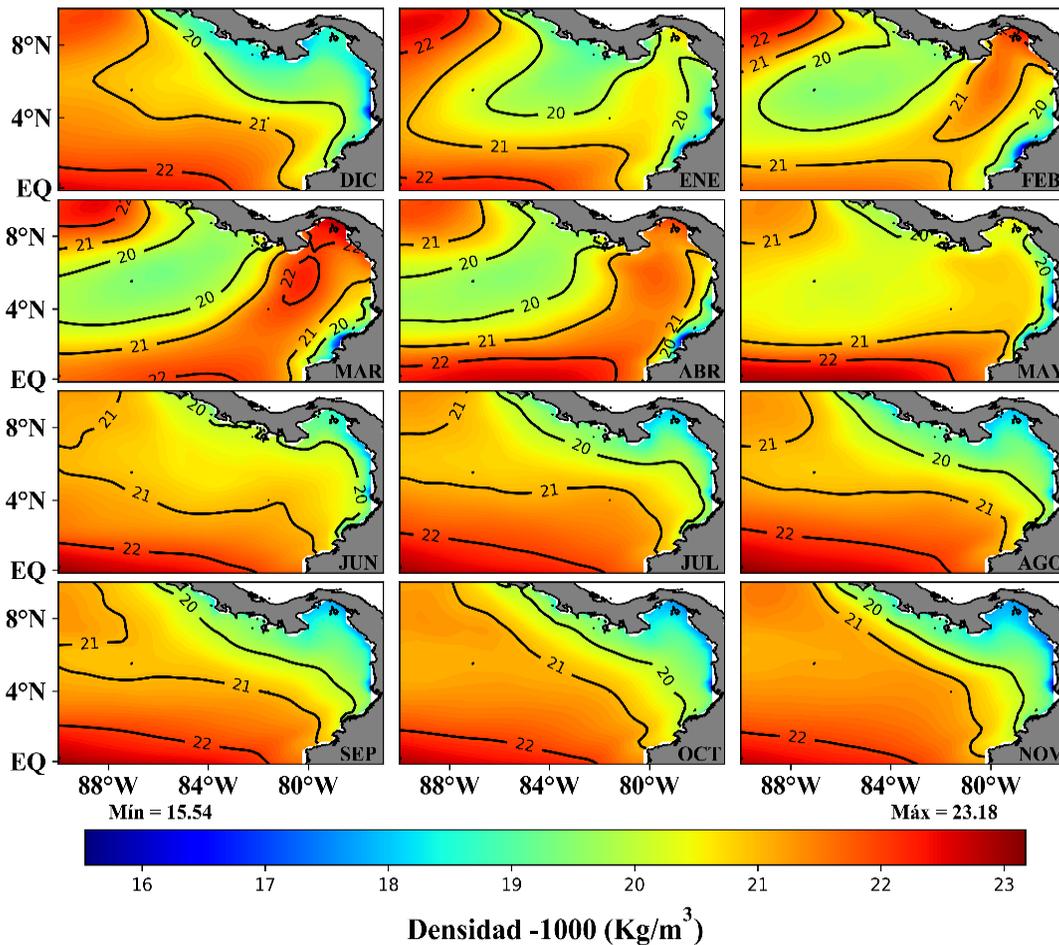


Figura 15. Ciclo anual de la densidad en la CPC. Datos GLORYS2V4.

En la Figura 16, se muestran los patrones de precipitación dados en la CPC, evidenciando la convección atmosférica asociada a la ZCIT. Para el invierno boreal la predominancia del Jet de Panamá disminuye considerablemente las lluvias en la región norte del Pacífico colombiano, presentando mínimos de 5 mm/día . En los meses de mayo a octubre, se

intensifican las lluvias sobre los 5°N, que es donde se centra el núcleo del Jet del Chocó. En esta área se presentan valores de hasta 33 mm/día. Esto valores concuerdan con lo mencionado por Amador *et al.*, (2006) y Devis *et al.*, (2008).

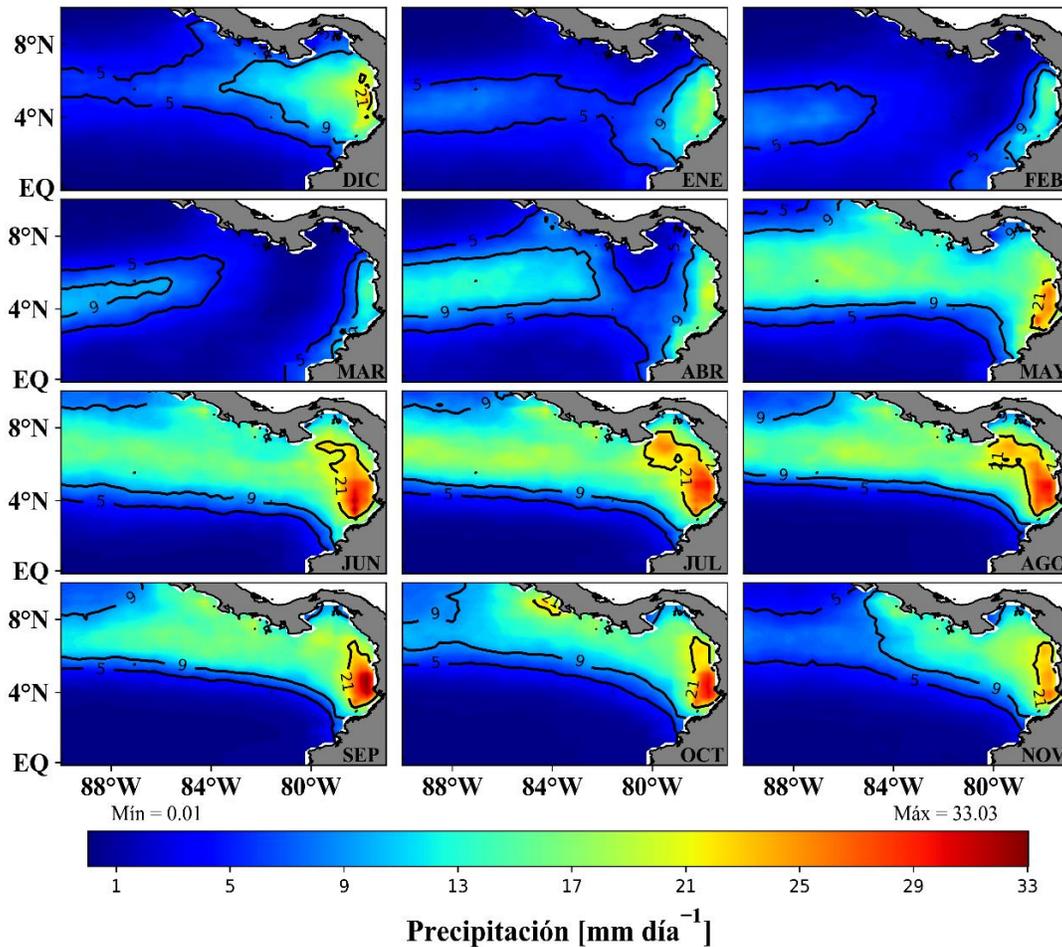


Figura 16. Ciclo anual de la precipitación en la CPC. Datos TRMM.

La precipitación es la responsable de los cambios directos en la salinidad superficial en la zona. Esta representa aproximadamente el 60% de la variabilidad de la salinidad cuando esta justamente debajo de la ZCIT (Yu, 2014). La diferencia E-P (evaporación menos precipitación) es un indicador de esta relación, cuando es negativa se habla de condiciones de intensa lluvia y al contrario si es positiva. En la Figura 17, se evidencia que en la CPC la razón es negativa durante casi todo el año, debida a la intensa convección atmosférica relacionada con la ZCIT, lo cual es consistente con los resultados encontrados por Fiedler & Talley (2000) y Alory *et al.*, (2012).

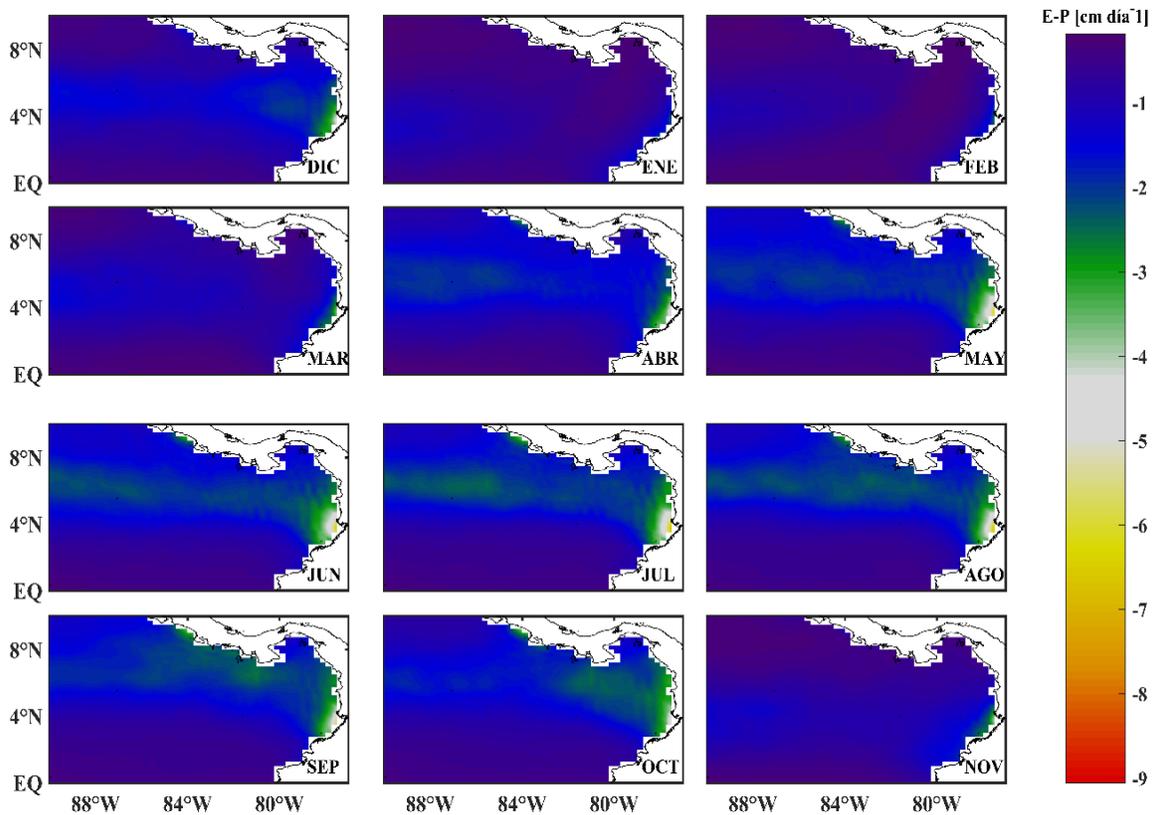


Figura 17. Ciclo anual de E-P para la región de estudio. Fuente de datos de evaporación ERA-5 y la precipitación TRMM.

La respuesta oceánica directa a este proceso es que la diferencia E-P es inversamente proporcional a la profundidad a la MLD (Melnichenko *et al.*, 2019). Los datos aquí presentados sustentan esta aseveración, debido a que en los periodos donde predomina la precipitación, la MLD es relativamente más profunda porque la capa superficial de menor salinidad desplaza y profundiza la capa de mezcla.

La alta tasa de precipitación en la superficie del océano y la descarga de los ríos en la zona costera de la CPC, sugiere que la estratificación de la MLD puede estar controlada principalmente por la salinidad, lo cual permite que se presente un papel de la advección horizontal y en los movimientos verticales dados en la MLD. Sin embargo, el bombeo de Ekman asociado a las condiciones de vientos modula también la profundidad de esta capa, ya que inducen surgencias y hundimientos en la zona.

Para una mejor caracterización de la variabilidad estacional de las variables de interés, en la Figura 18 se muestra las series de tiempo promediadas para las variables antes analizadas y el comportamiento tiempo (años) – tiempo (ciclo anual) de las mismas. En general, el patrón característico del movimiento de la ZCIT y la consecuente variación de los vientos y las precipitaciones tienen una gran incidencia en el ciclo anual oceánico en la región.

Se evidencia que la MLD y la ILD presentan un patrón estacional similar con valores mínimos en los meses de enero a abril. Los meses de mayo y diciembre se muestran como la transición entre máximos y mínimos de estas capas. Esas diferencias en las profundidades indica que pueden existir capas de barrera ($ILD > MLD$), la cual explica el almacenamiento de calor en el océano. En la zona esta puede oscilar entre los 0 y los 500 m, y tiene una respuesta directa con el fenómeno de surgencia y la transferencia de calor por turbulencia (Navia, 2016).

La variabilidad de la precipitación por su parte, exhibe el carácter bimodal influenciado por el movimiento de los vientos en la zona y la incidencia del Jet de Panamá, esto conlleva a un enfriamiento de la TSM a lo largo de la cuenca (Melnichenko, *et al.* 2019). Finalmente, la densidad, exhibe una menor variación durante todo el ciclo anual con oscilaciones que pueden ser explicadas por las diferencias existentes entre la costa y mar abierto.

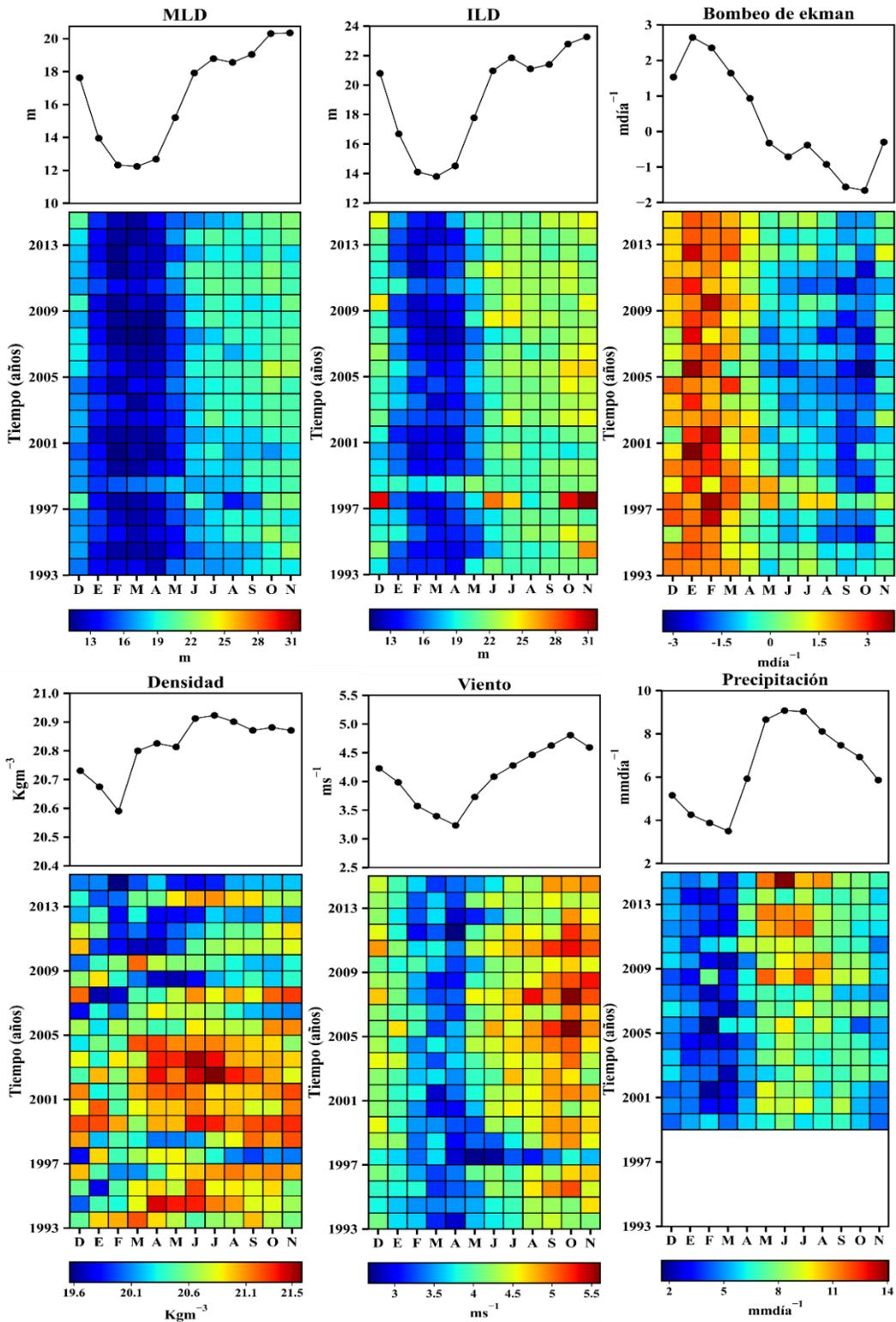


Figura 18. Series de tiempo y variabilidad interanual del ciclo estacional de MLD, ILD, bombo de Ekman, precipitación, densidad y vientos. Datos de bases descritas anteriormente.

3.2 Efecto de los eventos ENOS (El Niño y la Niña) sobre el ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla (MLD)

En la escala interanual la ocurrencia de eventos El Niño y La Niña generan especial interés en el área de estudio, debido a que es allí donde las anomalías provocan variabilidad de las condiciones oceanográficas. Como se evidencia en la Figura 19, el ciclo anual de la MLD e ILD no reflejan una respuesta notable a la influencia de estas anomalías interanuales. Sin embargo, con el fin de analizar estas relaciones en detalle, se calcularon los promedios multianuales para años considerados neutros (No-ENOS), años La Niña y años El Niño.

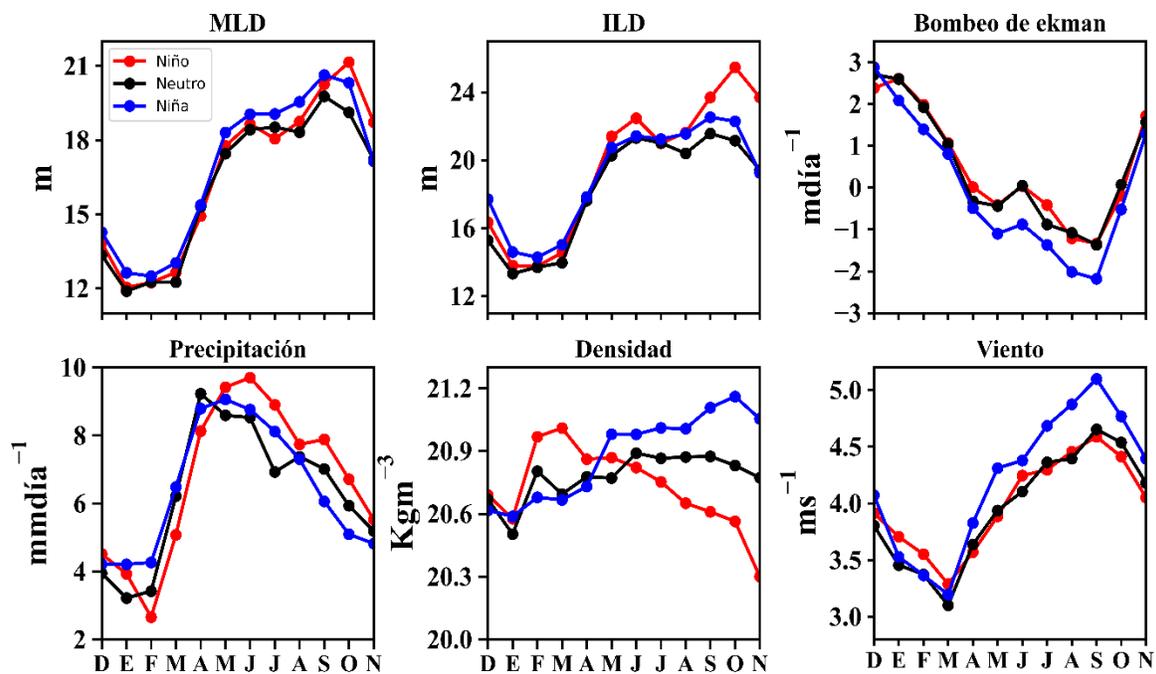


Figura 19. Ciclo anual de las series de tiempo para periodos El Niño (rojo), La Niña (azul) y condiciones neutras (negro) de las variables analizadas.

Durante los episodios El Niño se debilitan las precipitaciones durante los primeros meses del año y aumentan durante el segundo semestre que modifican la densidad del mar. Adicionalmente se altera la velocidad de las corrientes oceánicas en el Panama Bight (Villegas *et al.*, 2016) afectando las condiciones océano-atmosféricas del patrón estudiado (Poveda & Mesa, 1999).

En el evento cálido El Niño 1997/98 se observa la profundización de la ILD del orden de los 6 y 9m aproximadamente (Figura 18 y 20), en los meses de invierno boreal modificando

el comportamiento del ciclo anual. Esto es generado en respuesta a la profundización considerable de la termoclina y la advección horizontal de aguas cálidas del Pacífico ecuatorial occidental que ingresan a la región causando una fuerte variación en esta capa (Figura 20).

Adicionalmente, se calcularon las anomalías interanuales de las variables de interés en este estudio, las cuales se correlacionaron con el índice ONI. En respuesta a este cambio, las anomalías de la TSM se intensifican generando un impacto sobre la ILD que influye en el arrastre vertical y la mezcla oceánica. Del mismo modo, se evidencian variaciones para el bombeo de Ekman, densidad y vientos, en respuesta a la migración latitudinal de la ZCIT. Además, este evento generó anomalías positivas para la mayoría de las variables (Figura 19 y 20), menos para los vientos que disminuyen considerablemente. Algunas investigaciones han denominado este episodio como “El evento climático del siglo 20” (McPhaden, 1999; Changnon, 2000; Wang & McPhaden, 2001).

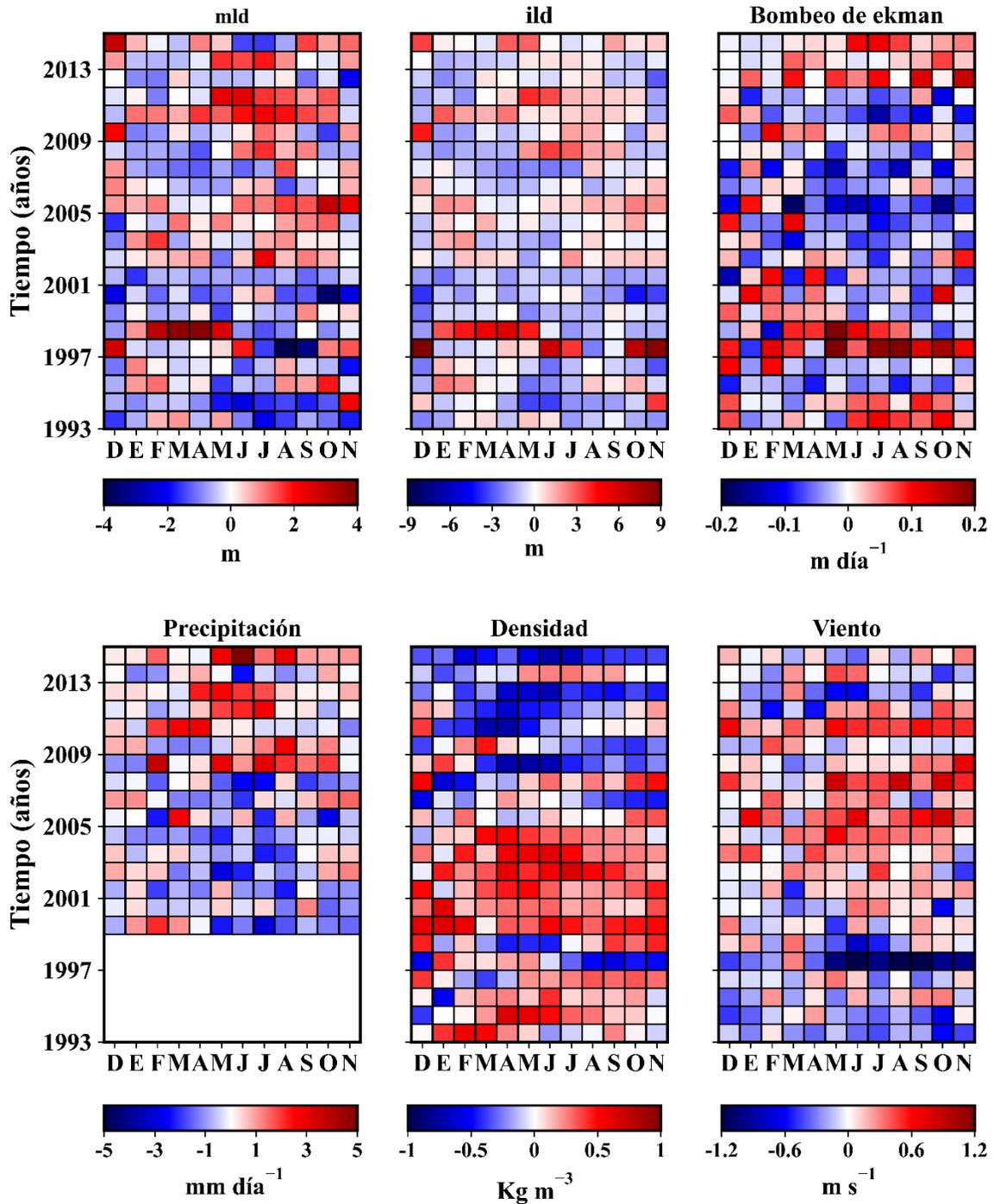


Figura 20. Variabilidad interanual de las anomalías de MLD, ILD, bombeo de Ekman, precipitación, densidad y vientos dentro del ciclo anual. Datos de bases descritas anteriormente.

Adicionalmente en la escala interanual, se calcularon las correlaciones entre las variables y el índice ONI para conocer cuantitativamente el grado de correlación existente entre las series de tiempo (figura 21). Los valores de correlación que se muestran únicamente son los significativos y que se encuentran por encima del coeficiente de confianza al 95%. De acuerdo con la Figura 20, corresponde en la MLD el valor de 0.18 a 0.44, en la ILD 0.21 a 0.44, bombeo de Ekman 0.17 a 0.49, precipitación -0.42 a -0.2, densidad 0.26 a 0.47 y viento 0.19 a 0.44.

La distribución espacial muestra que para la MLD hay mayor variabilidad en la zona cercana al ecuador y en el centro de la cuenca. El ONI se relaciona con la ILD con un rezago de 6 meses, la distribución de estas correlaciones toma la forma en que se propagan las anomalías oceánicas por el océano Pacífico ecuatorial. No se detecta una correlación directa en la precipitación. Mientras que para el viento y la densidad la mayor correlación se presenta en la zona central de la cuenca y en la bahía de Panamá con rezagos de 8 meses.

Los valores muestran que las correlaciones no son estadísticamente significativas, lo que sugiere que el índice no está capturando la señal en relación a la influencia ENOS. En este caso se sugiere la utilización de otro índice que ayude a detectar este tipo de señal y mejorar la escala temporal.

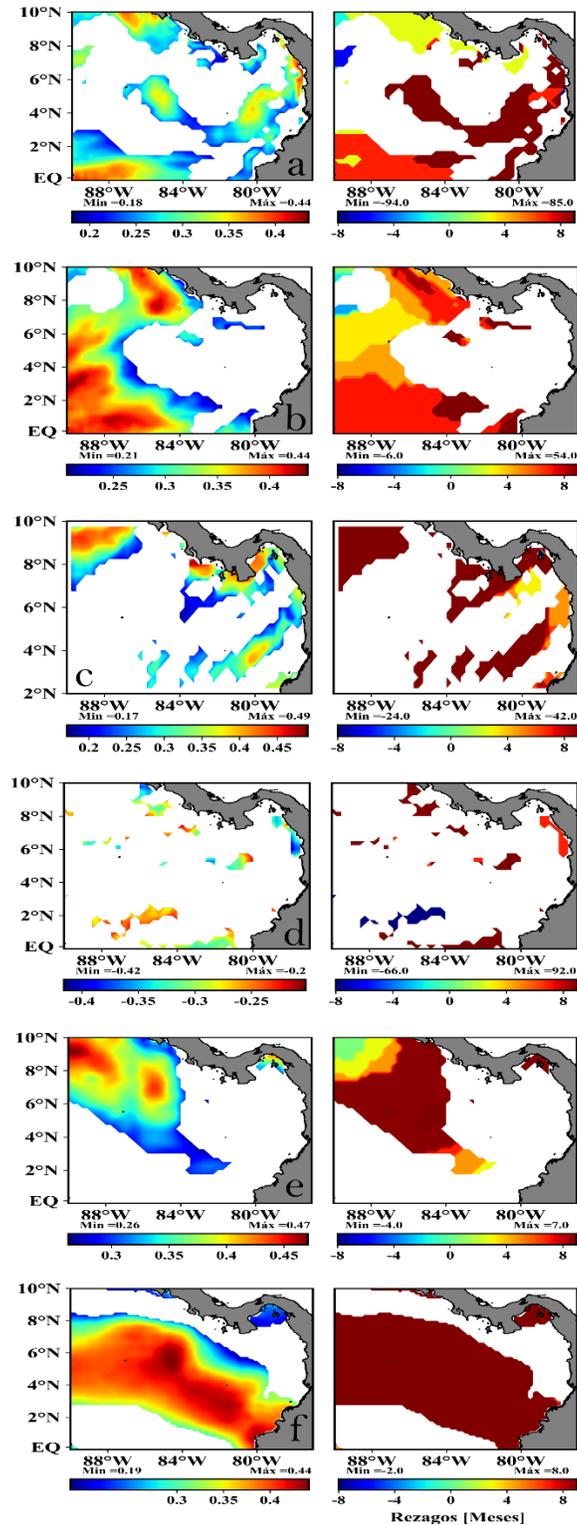


Figura 21. Correlación cruzada del índice ONI con a) MLD, b) ILD, c) bombeo de Ekman, d) precipitación, e) densidad y f) vientos dado en la CPC. En los paneles de la izquierda se muestra la máxima correlación y en la derecha el rezago correspondiente.

Conclusiones y recomendaciones

Inicialmente se definió el criterio más adecuado para determinar la profundidad de la capa de mezcla y la capa isothermal en la CPC. Para ello se definieron distintos gradientes de ΔT_{θ} (0.2° , 0.3° , 0.4° y 0.5°C) concluyendo que el gradiente 0.2°C era el más adecuado para la base de esta capa a partir de la información analizada. Este umbral ha sido utilizado en la zona y comparado con los otros umbrales utilizados muestra un buen nivel de significancia. Sin embargo, se recomienda validar con datos *in situ* con el fin de determinar si este umbral tiene un buen ajuste todos los meses del ciclo anual y determinar si otro umbral, es aceptable, y genere una mejor interpretación.

Con base en el umbral seleccionado, se encontró que la MLD oscila entre los 10 y 32 m, mientras que la ILD entre los 10.4 y 33.4 m. Ambas capas son el resultado de las condiciones océano-atmosféricas dominantes de la cuenca. En el invierno boreal hay una disminución considerable de estas capas, en respuesta a la influencia de los vientos del Jet de Panamá y los flujos de flotabilidad resultantes del aumento de la evaporación en esta época, esto combinado con el aumento de las zonas de surgencia, inhiben la mezcla oceánica y el desarrollo de una estratificación vertical de las masas de agua superficiales. Entre mayo y noviembre, la incidencia de los vientos del sureste (Jet de Chocó), el aumento de las precipitaciones y por ende, de los afluentes de los ríos posibilita el desarrollo de gradientes de densidad, y una consecuente profundización de la MLD y la ILD.

La respuesta del océano al forzamiento atmosférico no es igual en toda la región, ya que sobre los 5°N se exhibe una zona que divide las condiciones en el Norte y Sur de la cuenca, esta divisoria es consecuencia de la migración de la ZCIT. Por lo cual, en este estudio se concluye que la capa MLD responde de manera directa al forzamiento dinámico que esta genera. Adicionalmente, se sugiere que la salinidad juega un papel relativamente importante sobre las condiciones de la mezcla oceánica en la cuenca, en su variación (aumento/disminución) se generan gradientes que explican gran parte de los procesos oceanográficos estudiados, especialmente en la costa.

Dentro del ciclo anual la influencia de los eventos El Niño y La Niña genera variabilidad en alguna de los parámetros analizados. En la MLD los valores oscilan entre los 2 y 3m, mientras que para la ILD hay una profundización del orden de los 6m. Estos resultados sugieren que no se evidencian variaciones significativas en la MLD, mientras que para la ILD si hay una mayor incidencia por la variabilidad que se genera en la TSM sobre el océano Pacífico.

El bombeo de Ekman no muestra una relación a la variabilidad de los eventos ENOS debido a su proceso de generación en este caso puede explicarse mayormente por la dirección del viento con respecto a la costa, que no cambia considerablemente. La precipitación y los vientos por su parte si se ven afectados por los eventos El Niño y La Niña, lo que se evidencia en la variabilidad de las condiciones atmosféricas y climáticas dadas en la costa Pacífica colombiana y en gran parte del país.

El entendimiento y validación con datos *in situ* de la variación multianual de la MLD y ILD en la CPC ante forzantes océano-atmosféricos podría ser base para la generación de escenarios de cambio climático a nivel regional y su influencia directa en variables químicas, biológicas y físicas. Además en el mejoramiento de la calibración y validación de los modelos numéricos que se desarrollen en el área.

Referencias

- Ando, K., & McPhaden, M. J.** (1997). Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C10), 23063-23078.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., & Magaña, V. O.** (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 101-142. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>
- Ballance, L. T., Pitman, R. L., & Fiedler, P. C.** (2006). Oceanographic influences on seabirds and cetaceans of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 360-390.
- Bedoya-Soto, J. M., Poveda, G., Trenberth, K. E., & Vélez-Upegui, J. J.** (2019). Interannual hydroclimatic variability and the 2009–2011 extreme ENOS phases in Colombia: from Andean glaciers to Caribbean lowlands. *Theoretical and Applied Climatology*, 135(3-4), 1531-1544. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2452-2>
- Behrenfeld, M. J., & Boss, E. S.** (2014). Resurrecting the ecological underpinnings of ocean plankton blooms. *Annual Review of Marine Science*, 6, 167-194.
- Bilanow, S., & S. Slojkowski** (2006). TRMM on-orbit performance reassessed after control change, paper presented at 19th International Symposium on Space Flight Dynamics, Jpn. Aerosp. Explor. Agency, Kanazawa, Japan.
- Bjerknes, J.** (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific 1. *Monthly Weather Review*, 97(3), 163-172.
- Brainerd, K. E., & Gregg, M. C.** (1995). Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(9), 1521-1543.
- Bretherton, C. S., C. Smith, & J. M. Wallace.** (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5: 541-560.
- Cabrera, E.** (1992). Estudio del comportamiento de la capa de mezcla en un área del Pacífico colombiano y su comparación con un modelo numérico unidimensional. *Boletín Científico CIOH*, 12, 3-12.
- Chelton, D. B., Freilich, M. H., & Esbensen, S. K.** (2000). Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics. *Monthly Weather Review*, 128(7), 1993-2018.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., & Iudicone, D.** (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-

based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
<https://doi.org/10.1029/2004JC002378>

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. H'olm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J-J. Morcrette, B-K Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J-N. Thepaut, F. Vitart & Bechtold, P. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.

Devis-Morales, A., García I., Málíkov, I., Villegas N. (2002). *Compilación oceanográfica de la Cuenca Pacífica Colombiana*. DIMAR. Tumaco. 110.

Devis-Morales, A. (2009). *Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la cuenca pacífica colombiana con énfasis en su región costera y respuesta de la cuenca a eventos El Niño/La Niña recientes*. Tesis Doctoral. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas. Departamento de Oceanografía. Chile. 118 p.

Devis-Morales, A., Schneider, W., Montoya-Sánchez, R. A., & Rodríguez-Rubio, E. (2008). Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight. *Geophysical Research Letters*, 35(20). <https://doi.org/10.1029/2008GL035172>

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

Díaz, D., Málíkov, I., & Villegas, N. (2008). Características de las zonas de surgencia de la cuenca del Pacífico colombiano y su relación con la zona de convergencia intertropical. *Boletín Científico. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe*, 26, 59-71.

Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., & Kleypas, J. A. (2009). Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Annual review of marine science*, 1, 169-192. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163834>

Dong, S., Gille S., & Sprintall J. (2007). An Assessment of the Southern Ocean Mixed Layer Heat Budget. *Journal Climate*, 20, 4425 – 4442.

- Drushka, K., Sprintall, J., & Gille, S. T.** (2014). Subseasonal variations in salinity and barrier-layer thickness in the eastern equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(2), 805-823.
- Elsberry, R. L., Fraim, T. S., & Trapnell, R. N.** (1976). A mixed layer model of the oceanic thermal response to hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 81(6), 1153-1162. <https://doi.org/10.1029/JC081i006p01153>
- Eslava, J. A.** (1993). Climatología y diversidad climática de Colombia. *Revista Académica Colombiana de Ciencias*, 18, 507-538.
- Fasham, M. J., Ducklow, H. W., & McKelvie, S. M.** (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3), 591-639.
- Ferrari, R., & Boccaletti, G.** (2004). Eddy-mixed layer interactions in the ocean. *Oceanography*, 17, 12–21.
- Fiedler, P. C., & Talley, L. D.** (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 143-180. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.008>
- Forsbergh, E.** (1969). On the climatology, oceanography and fisheries of the Panama Bight, *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin*, 14(2), 49–258.
- Fu, H., Wang, X., Chu, P. C., Zhang, X., Han, G., & Li, W.** (2014). Tropical cyclone footprint in the ocean mixed layer observed by Argo in the Northwest Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11), 8078-8092.
- Galperin, B., Kantha, L. H., Hassid, S., & Rosati, A.** (1988). A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(1), 55-62.
- Grodsky, S. A., & Carton, J. A.** (2001). Intense surface currents in the tropical Pacific during 1996–1998. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16673-16684.
- Hersbach, H., & Dee, D.: ERA5 reanalysis is in production, *ECMWF Newsletter* 147, ECMWF, Reading, UK, 2016.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., & Stocker, E. F.** (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1), 38-55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>

- IOC, SCOR & IAPSO.** (2010). The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides, No. 56 UNESCO (English), 196 pp.
- Jackson, G. A.** (2008). Effect of mixed layer depth on phytoplankton removal by coagulation and on the critical depth concept. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(6), 766-776. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.03.004>
- Jacobson, M. Z.** (2001). Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature*, 409(6821), 695-697. <https://doi.org/10.1038/35055518>
- Johnston, T. S., & Rudnick, D. L.** (2009). Observations of the transition layer. *Journal of Physical Oceanography*, 39(3), 780-797.
- Kantha, L. H., & Clayson, C. A.** (1994). An improved mixed layer model for geophysical applications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C12), 25235-25266.
- Kara, A. B., Helber, R. W., & Wallcraft, A. J.** (2010). Evaluations of threshold and curvature mixed layer depths by various mixing schemes in the Mediterranean Sea. *Ocean Modelling*, 34(3), 166-184. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.05.006>
- Kara, A. B., Rochford, P. A., & Hurlburt, H. E.** (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal Geophysical Research Letters*, 105(16), 803–821.
- Kessler, W. S.** (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 181-217. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2006.03.009>
- Kowalik, Z., & Murty T. S.** (1995). Numerical modelling of the ocean dynamics. World Scientific, Singapore. 481 pp.
- Kraus, E. B., & Turner, J. S.** (1967). A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences. *Tellus*, 19(1), 98-106.
- Large, W. G., & Pond, S.** (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of physical oceanography*, 11(3), 324-336.
- Liu, Q., Pan, D., Bai, Y., Wu, K., Chen, C. T. A., Liu, Z., & Zhang, L.** (2014). Estimating dissolved organic carbon inventories in the East China Sea using remote-sensing data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(10), 6557-6574.
- Lukas, R., & Lindstrom, E.** (1991). The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(S01), 3343-3357.
- Maddox, R. A.** (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1374-1387.

- Manzello, D. P., Enochs, I. C., Bruckner, A., Renaud, P. G., Kolodziej, G., Budd, D., Carlton R., & Glynn, P. W.** (2014). Galápagos coral reef persistence after ENOS warming across an acidification gradient. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 9001-9008.
- Mei, W., & Pasquero, C.** (2013). Spatial and temporal characterization of sea surface temperature response to tropical cyclones. *Journal of Climate*, 26(11), 3745-3765.
- Montealegre J., & Pabón J.** (2000). La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. *Meteorología Colombiana*, 2, 7-21.
- Malikov, I., & Camacho, G.** (1998). Método de aproximación para determinar cambios entreanuales aplicado a parámetros de temperatura y salinidad del Pacífico colombiano. Tumaco. *Boletín Científico CCCP*, 7, 30-41.
- Monterey, G. I., & Levitus, S.** (1997). Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service.
- Navia Diaz, J. D.** (2016) Influencia del monzón americano en los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor de la capa superior en la Cuenca del Pacífico Colombiano. Master's Thesis in Hydraulic Resources Engineering. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 107 pp.
- Navia Díaz, J. D., Garavito Mahecha, J. D., Rodríguez Tobar, A. T. y Villegas Bolaños, N. L.** (2015). Determinación de las capas isotérmica y activa, contenido y flujo de calor en aguas oceánicas de la Cuenca del Pacífico colombiano. *Boletín Científico CIOH*, 33: 39-51.
- Obata, A., Ishizaka, J., & Endoh, M.** (1996). Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C9), 20657-20667.
- Orr, J. C., Fabry, V. J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S. C., Feely, R. A.** (2005). Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059), 681-686. <https://doi.org/10.1038/nature04095>
- Pedraza, M. J., & Ochoa, J. D.** (2006). Sea level height, sea surface temperature, and tuna yields in the Panama bight during El Niño. *Advances in Geosciences*, 6, 155-159.
- Peña, V., & Pinilla, G. A.** (2002). Composición, distribución y abundancia de la comunidad fitoplanctónica de la ensenada de Utría, Pacífico colombiano. *Revista de biología marina y oceanografía*, 37(1), 67-81.

- Polovina, J. J., Mitchum, G. T., & Evans, G. T.** (1995). Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(10), 1701-1716.
- Poveda, G., & Mesa, O. J.** (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical research letters*, 27(11), 1675-1678. <https://doi.org/10.1029/1999GL006091>
- Poveda, G., & Mesa, O.** (1999). La corriente de chorro superficial del Oeste (" Del Chocó") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENOS. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*, 23(89), 517-528.
- Price, J. F., Weller, R. A., & Pinkel, R.** (1986). Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C7), 8411-8427.
- Riascos V. J., & Urban, H.-Jörg.** (2002). Impacts of El Niño/La Niña on the Population Dynamics of the Tropical Bivalve *Donax dentifer* from Bahía Málaga, Colombian Pacific. *Investigaciones marinas*, 30(1), 152-154.
- Sato, K., Suga, T., & Hanawa, K.** (2006). Barrier layers in the subtropical gyres of the world's oceans. *Geophysical research letters*, 33(8). <https://doi.org/10.1029/2005GL025631>
- Schneider, N., & Müller, P.** (1990). The meridional and seasonal structures of the mixed-layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *Journal of physical oceanography*, 20(9), 1395-1404.
- Sciremammano, F.** (1979). A suggestion for the presentation of correlations and their significance levels. *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 1273-1276. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1979\)009<1273:ASFTPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<1273:ASFTPO>2.0.CO;2)
- Siegenthaler, U., & Sarmiento, J. L.** (1993). Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365(6442), 119-125.
- Smith, N. R., & Hess, G. D.** (1993). A comparison of vertical eddy mixing parameterizations for equatorial ocean models. *Journal of physical oceanography*, 23(8), 1823-1830.
- Sprintall, J & Cronin. M. F.** (2001). Upper ocean vertical structure. *Encyclopedia of Ocean Science*, Vol. 1 J. H. Steele, K.K. Turekian & S.A. Thorpe Eds. Academic Press.

- Sprintall, J., & Roemmich, D.** (1999). Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C10), 23297-23311.
- Sprintall, J., & Tomczak, M.** (1992). Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C5), 7305-7316.
- Suga, T., Motoki, K., Aoki, Y., & Macdonald, A. M.** (2004). The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters. *Journal of Physical Oceanography*, 34(1), 3-22. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<0003:TNPCOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<0003:TNPCOW>2.0.CO;2)
- Thompson, R. O.** (1976). Climatological numerical models of the surface mixed layer of the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6(4), 496-503.
- Villegas, N.** (2003). Variación anual del contenido de calor de la capa activa del Pacífico colombiano. *Boletín Científico CCCP 10*. San Andrés de Tumaco. Centro Control Contaminación del Pacífico. 33-46.
- Villegas, N., Málíkov, I., & Díaz, D.** (2016). Variabilidad mensual de la velocidad de surgencia y clorofila a en la región del Panama Bight. *Revista Mutis*, 6(2), 82-94.
- Wang, B., Liao, Q., Fillingham, J. H., & Bootsma, H. A.** (2015). On the coefficients of small eddy and surface divergence models for the air-water gas transfer velocity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(3), 2129-2146. <https://doi.org/10.1002/2014JC010253>
- Wang, W., & McPhaden, M. J.** (2000). The surface-layer heat balance in the equatorial Pacific Ocean. Part II: Interannual variability. *Journal of Physical Oceanography*, 30(11), 2989-3008. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2989:TSLHBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2989:TSLHBI>2.0.CO;2).
- Woods, J. D., & Barkmann, W.** (1986). The response of the upper ocean to solar heating. I: The mixed layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 11, 1-27.

Anexos

A. Índices ONI

Tabla 2. Índice ONI de los años en estudio. Se muestra el valor de la anomalía para el promedio de la media móvil para tres meses. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt>

Año	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
1993												
1994									0.6	0.7	1.0	1.1
1995	1.0	0.7	0.5					-0,5	-0,8	-1.0	-1.0	-1.0
1996	-0,9	-0,8	-0,6									
1997					0.8	1,2	1.6	1.9	2.1	2.3	2,4	2,4
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5		-0,8	-1,1	-1,3	-1,4	-1,5	-1,6
1999	-1,5	-1,3	-1,1	-1.0	-1.0	-1.0	-1,1	-1,1	-1,2	-1,3	-1,5	-1,7
2000	-1,7	-1,4	-1,1	-0,8	-0,7	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5	-0,6	-0,7	-0,7
2001	-0,7	-0,5										
2002						0.7	0.8	0.9	1.0	1,2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6										
2004							0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6									-0,6	-0,8
2006	-0,8	-0,7	-0,5						0.5	0.7	0.9	0.9
2007	0.7						-0,5	-0,8	-1,1	-1,4	-1,5	-1,6
2008	-1,6	-1,4	-1,2	-0,9	-0,8	-0,5					-0,6	-0,7
2009	-0,8	-0,7	-0,5				0.5	0.5	0.7	1.0	1.3	1.6
2010	1,5	1.3	0.9			-0,6	-1.0	-1,4	-1,6	-1,7	-1,7	-1,6
2011	-1,4	-1,1	-0,8	-0,6	-0,5		-0,5	-0,7	-0,9	-1,1	-1,1	-1.0
2012	-0,8	-0,6	-0,5									
2013												
2014											0.6	0.7
2015	0.6	0.6	0.6	0.8	1.0	1,2	1,5	1,8	2.1	2,4	2.5	2.6