



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Descripción de los patrones de circulación oceánica en la zona cercana a la costa de la Guajira

Felipe Arbeláez Salazar

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas,
Departamento de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia
2018

Descripción de los patrones de circulación oceánica en la zona cercana a la costa de la Guajira

Felipe Arbeláez Salazar

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título
de:

Magíster en Ingeniería – Recursos Hidráulicos

Director:

Ph.D Francisco Mauricio Toro Botero

Línea de Investigación:

Simulación hidrodinámica

Grupo de Investigación:

Oceanografía e Ingeniería Costera - Oceanicos

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas,

Departamento de Geociencias y Medio Ambiente

Medellín, Colombia

2018

En la vida no existe nada que temer, sino cosas que comprender

Marie Curie

Agradecimientos

A mis padres, hermanos y mi novia quienes siempre estuvieron conmigo en las buenas y en las malas y con quienes superé toda clase de adversidades y obstáculos académicos y personales.

A los profesores Mauricio Toro y Andrés Osorio quienes a pesar de todas las dificultades y sobresaltos que tuve siempre me dieron su apoyo y un parte de tranquilidad necesario respaldado en la confianza en mi trabajo

A mis compañeros e integrantes del proyecto ROV con quienes viví grandes experiencias que llenaron mi vida desde lo personal y lo profesional

A mis compañeros del posgrado y del grupo Bernoulli, con quienes todo fue más fácil y llevadero y con quienes entendí que el apoyo puede llegar de muchas maneras

A mis grandes amigos Johann Khamil Delgado, Víctor Saavedra, Carlos Mario Cuervo, Daniel Calle Castrillón, Anderson Rodríguez, Felipe Vélez, Mateo Bonilla, Jhonny Alexander Puerta, Jimmy Gómez, Lina Arteaga, Alejandro Ramírez y Juan David Osorio quienes me mostraron que el que tiene un amigo en realidad tiene un gran tesoro

A los profesores Andrés Gómez y Jaime Ignacio Vélez pues sin ellos nunca hubiese comenzado ni terminado este camino

A COLCIENCIAS y ECOPETROL por respaldar este proyecto y creer en que se podía hacer algo realmente destacable

A la vida por permitirme vivirlo.

Resumen

En este trabajo se describe la variabilidad espacial y temporal de las corrientes, salinidad y temperatura oceánicas a nivel de sub-mesoescala en una zona cercana a la costa de La Guajira, Colombia, donde se ha identificado la presencia de la llamada *Surgencia de la Guajira*. El modelo hidrodinámico DELFT3D se usa para esta descripción. Los resultados se analizan estadísticamente para corroborar la funcionabilidad del modelo comparando perfiles de salinidad y temperatura con la información obtenida en mediciones campo y otras fuentes. Se evalúan diferentes escenarios de simulación tomando en cuenta los meses de vientos fuertes y débiles en un año Normal y en los que se dan los fenómenos El Niño y La Niña para describir la dinámica oceánica incluyendo las condiciones medias del mar; la estructura térmica y salina y los patrones de corrientes en cada escenario

Palabras clave: Surgencia de la Guajira, Simulación hidrodinámica, Patrones de corrientes, perfiles de salinidad y temperatura, DELFT3D,

Abstract

In this work, time and space variability of sub mesoscale oceanic currents, temperature and salinity near La Guajira's shore (Colombia) and those physical process related with "*La Guajira upwelling*" are studied. DELFT3D model is used for these proposes. Results are statistically analyzed in order to probe model usefulness comparing salinity and temperature profiles with those from field measurements and database information. Different scenarios are tested considering months of strong and weak winds in a normal, El Niño and La Niña years in order to describe the ocean dynamic variability including: mean sea conditions, thermal and salinity profiles and current patterns for each scenario

Keywords: Guajira upwelling, Hydrodynamic simulation, current patterns, salinity and temperature profiles, DELFT3D.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
Lista de figuras	XIII
Lista de tablas	XV
1. Generalidades	17
1.1 Introducción	17
1.2 Planteamiento del problema	18
1.2.1 Pregunta de investigación	18
1.2.2 Hipótesis	18
1.3 Justificación	19
1.4 Objetivos.....	20
1.4.1 General	20
1.4.2 Específicos.....	20
1.5 Alcance.....	20
2. Marco teórico	23
2.1 Antecedentes.....	23
2.2 Principios fundamentales de la hidrodinámica	25
2.2.1 Ecuaciones fundamentales	25
2.2.2 Suposiciones básicas.....	26
2.2.3 Esquemas turbulencia.....	27
2.2.4 Técnicas numéricas empleadas	28
2.2.5 Modelación hidrodinámica.....	29
2.3 Principios de oceanografía física	30
2.3.1 Interacción entre el viento y la superficie oceánica.....	30
2.3.2 Flujos de calor en el océano.....	31
2.3.3 Formación de corrientes en el océano	32
2.3.4 Estabilidad vertical y surgencia	35
2.3.5 Procesos de submesoescala.....	38
3. Metodología y datos	40
3.1 Descripción de la zona de estudio	41
3.2 Escenarios de estudio.....	42
3.3 Datos y métricas	42
3.3.1 Mediciones en campo	43
3.3.2 Información de base de datos	46
3.3.3 Análisis estadístico para la calibración y validación del modelo	49

3.4	Modelación hidrodinámica.....	50
3.4.1	Inventario de modelos.....	51
3.4.2	Pruebas y selección.....	51
3.4.3	Configuración del modelo	53
3.4.4	Calibración y validación	54
4.	Dinámica oceánica.....	64
4.1	Descripción de las corrientes.....	64
4.1.1	Campos de velocidad superficial	67
4.1.2	Evolución temporal de las corrientes	69
4.1.3	Rosas de corrientes y su relación con el viento	73
4.2	Estructura térmica y salina	79
4.2.1	Análisis de temperatura	79
4.2.2	Análisis de salinidad	81
4.2.3	Análisis de la Densidad.....	83
4.3	Discusión.....	84
5.	Conclusiones y trabajos futuros.....	89
5.1	Conclusiones.....	89
5.2	Trabajos futuros	91
	Bibliografía	92

Lista de figuras

Figura 2-1. Esquema del funcionamiento de la capa de Ekman. Tomado de (Stewart, 2008).....	34
Figura 2-2. Esquema de Surgencia. Tomado de (Stewart, 2008). (ME: Transporte de Ekman).....	38
Figura 3-1. Zona de estudio.....	41
Figura 3-2. Puntos de mediciones	44
Figura 3-3. Evolución temporal de las corrientes Nov 09-Nov 10 de 2015.....	45
Figura 3-4. Evolución temporal de las corrientes Abr 27-Abr 28 de 2016	45
Figura 3-5. Batimetría del dominio.....	46
Figura 3-6. Evolución temporal perfiles de temperatura.....	47
Figura 3-7. Rosas de vientos. Oct-2015 (Sup izq), Nov-2015(Sup der), Mar-2016(Inf izq) Abr-2016(Inf der)	48
Figura 3-8. Dominio de simulación de prueba y su batimetría	52
Figura 3-9. Configuración del dominio y batimetría.....	53
Figura 3-10. Mallas de simulación planteadas. Malla 1 km (Sup izq), malla 300 m (Sup der), malla refinada 1km-300m (Inferior).....	55
Figura 3-11. Malla vertical planteada.....	56
Figura 3-12. Puntos de observación para comparaciones	57
Figura 3-13. Comparación de perfiles de salinidad y temperatura malla 1. (Der pto 02) (Med pto 06) (Izq pto 31)	57
Figura 3-14. Comparación de perfiles de salinidad y temperatura malla 2. (Der pto 02) (Med pto 06) (Izq pto 31)	57
Figura 3-15. Calibración final a) Pto 02 b) Pto 06 c) Pto 20 d) Pto 31	60
Figura 3-16. Validación final a) Pto 02 b) Pto 06 c) Pto 20 d) Pto 31	62
Figura 3-17. Validación temporal de los resultados en el punto 31 a diferentes profundidades. a) 10 m b) 50 m c) 200 m y d) 500 m.	63
Figura 4-1. Convención de signos y dirección	64
Figura 4-2. Evolución temporal de las componentes del perfil de corrientes en las fronteras. Este (arriba), Norte (centro) y Oeste (abajo).....	65
Figura 4-3. Detalle hasta 250 m Evolución temporal de las componentes del perfil de corrientes en las fronteras. Este (arriba), Norte (centro) y Oeste (abajo)	66
Figura 4-4. Campos superficiales de velocidad. Nov 2008- Feb 2009 (Arriba), Nov 2009- Feb 2010 (centro), Nov 2010- Feb 2011 (Bajo)	68
Figura 4-5. Puntos de observación (ver figura 4-4).....	70

Figura 4-6. Variación temporal de las componentes del perfil de velocidad en el punto 06 para el periodo de vientos altos en año Normal (paneles superiores), Niño (paneles del medio), Niña (paneles de abajo)	71
Figura 4-7. Variación temporal de las componentes del perfil de velocidad en el punto 06 para el periodo de vientos bajos año Normal (arriba), Niño (medio), Niña (abajo).....	72
Figura 4-8. Rosas de direcciones de las corrientes para los meses de Enero y febrero en diferentes años. Fila 1. Rosas de vientos. Fila 2 Rosas de corrientes punto 02. Fila 3. Rosas de corrientes punto 06. Fila 4. Rosas de corrientes punto 31	74
Figura 4-9. Rosas de direcciones de las corrientes para el periodo octubre-noviembre en diferentes años. Fila 1. Rosas de vientos. Fila 2 Rosas de corrientes punto 02. Fila 3. Rosas de corrientes punto 06. Fila 4. Rosas de corrientes punto 31	76
Figura 4-10. Rosas de corrientes en los puntos 06 y 31 a 100 m de profundidad	77
Figura 4-11. Rosas de corrientes en los puntos 06 y 31 a 250 m de profundidad	78
Figura 4-12. Variación temporal de la temperatura en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos. Línea negra es la isoterma de 25 °C	79
Figura 4-13. Variación temporal de la temperatura en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos. Línea negra es la isoterma de 25 °C	80
Figura 4-14. Variación temporal de la salinidad en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos.	81
Figura 4-15. Variación temporal de la salinidad en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos bajos	82
Figura 4-16. Evolución temporal del perfil de densidad en los puntos 06 y 31 en la época de vientos Altos.....	83
Figura 4-17. Evolución temporal del perfil de densidad en los puntos 06 y 31 en la época de vientos bajos	84
Figura 4-18. Transectos de CTD medidos y perfil de velocidad estimado en la el transecto D3. Tomado de (Andrade, 2003).....	86

Lista de tablas

Tabla 3-1. Coordenadas de las estaciones de monitoreo	43
Tabla 3-6. Casos de simulación preliminar	52
Tabla 3-7. Paso de tiempo para cada malla	56
Tabla 3-8. Parámetros predeterminados del modelo DELFT3D	58
Tabla 3-9. Parámetros finales de calibración	59
Tabla 3-10. Estadísticos de desempeño. Modelado vs mediciones	60
Tabla 3-11. Estadísticos de desempeño. Modelado vs base de datos HYCOM	60
Tabla 3-12. Estadísticos de la validación	62

1. Generalidades

1.1 Introducción

La zona oceánica de La Guajira es una zona en la que no se registran estudios de carácter hidrodinámico al detalle de sub-mesoescala ($0\sim 1km$) y en la que se presentan procesos de surgencia oceánica debidos a la acción del viento, principal forzador. Este proceso está relacionado con corrientes de viento que provienen del Este, en el llamado chorro de bajo nivel del caribe (CLLJ), por sus siglas en inglés (Poveda, G & Mesa Sánchez, O, 1999) (Wang, 2007), y que al soplar en dirección paralela a la costa provocan ascensos de agua profunda (Andrade & Barton, 2005). Este fenómeno parece ser recurrente durante todo el año y presenta una variabilidad temporal relacionada con el comportamiento espacial y temporal de los vientos, mayor en épocas de vientos fuerte y menor en épocas de lluvia donde los vientos son menores, por lo cual ha mostrado tener un efecto importante en la dinámica oceánica de la zona. Ver, (Montoya-Sánchez, Devis-Morales, Bernal, & Poveda, 2018). (Ruiz-Ochoa et al, 2011)

Hoy en día, gracias a la capacidad computacional que existe, es posible usar herramientas numéricas y de modelación que permiten tener en consideración los principales factores que intervienen en la dinámica oceánica a nivel hidrodinámico y analizar su comportamiento a un nivel de detalle suficiente para evaluar los efectos de eventos y/o condiciones que sean de interés. Estas herramientas numéricas se basan en los principios fundamentales de la física que gobiernan los fluidos y la solución de las ecuaciones que los representan y cada vez son más usadas en Colombia para realizar estudios y resolver problemas complejos de tipo ambiental. Trabajos como los propuestos por (Rueda-Bayona, Osorio-Arias, Guzmán, & Rivillas-Ospina, 2019), (Escobar, Velásquez, & Posada, 2015), (Osorio - Arias et al., 2014), (Palacio, García, & Garcia, 2010), (Villegas & Málikov, 2006) en los que se usó la modelación hidrodinámica como herramienta de estudio e investigación para describir las corrientes, la estratificación térmica y salina y sus aplicaciones en el diseño de estructuras y manejo de ecosistemas muestran la utilidad de la modelación en este campo.

Con los resultados obtenidos en este trabajo se podrá evidenciar la estructura térmica y salina de la zona oceánica cerca de la costa de La Guajira, así como una descripción cualitativa y cuantitativa de los sistemas de corrientes y su sensibilidad a los factores atmosféricos y oceánicos, lo que constituirá un avance fundamental en temas como: exploración del lecho marino, pesca y estudios de conservación y análisis de los ecosistemas que se presentan en la zona.

1.2 Planteamiento del problema

En general, estudiar el comportamiento de las corrientes oceánicas requiere una gran cantidad de información que permita realizar análisis estadísticos para describir su variación temporal y espacial. Sin embargo, no siempre hay información de todos los procesos que se quieren estudiar a las escalas espaciales y temporales de interés. Además, algunos de estos datos se obtienen a partir de mediciones satelitales o de procesos de re-análisis de mayor escala que no logran capturar todos los procesos o, por lo menos, no cuando se esperan niveles de detalle altos. Otra desventaja que presenta el análisis estadístico es que se pierde el contexto físico que existe ya que los resultados se basan en correlaciones y pruebas de hipótesis, que no explican la causalidad de los fenómenos ni permiten evaluar escenarios hipotéticos y sus efectos.

Para poder estudiar los procesos de circulación a cualquier escala se debe, entonces, recurrir al conocimiento de los procesos físicos que se dan y a su planteamiento matemático de tal manera que se puedan implementar los modelos adecuados y, usando las capacidades computacionales de las que se dispone, se puedan comprender las causas y efectos que se dan a partir del conocimiento climático y oceanográfico de la zona para poder evaluar la respuesta hidrodinámica a diferentes escenarios y eventos que sean de interés.

1.2.1 Pregunta de investigación

El presente trabajo de investigación pretende evaluar la importancia de los factores previamente mencionados para realizar una correcta descripción de los patrones de circulación oceánica de sub-mesoescala en la zona cercana a la costa de La Guajira y así tratar de responder preguntas como: ¿Cómo se ve afectada la circulación en la zona por las condiciones climatológicas?, ¿cómo está relacionada la dinámica con las condiciones oceánicas que allí se presentan?, ¿cómo responde la dinámica oceánica a eventos extremos?, ¿Qué patrones de circulación pueden encontrarse a escalas del orden de los kilómetros ($0\sim 1km$)?, ¿Cuál es la variabilidad espacial (horizontal y vertical) y temporal de las corrientes, la salinidad y temperatura? ¿Cómo se relacionan estas corrientes con los procesos de escala mayor?

1.2.2 Hipótesis

El análisis cualitativo y cuantitativo de las corrientes, la salinidad y la temperatura, así como su variabilidad espacial y temporal en la zona oceánica de La Guajira bajo escenarios deseados, puede realizarse con base en la caracterización de los procesos físicos y las variables gobernantes del sistema, implementando la modelación numérica como herramienta susceptible de calibración y validación para generar resultados confiables.

1.3 Justificación

En la región oceánica de la Guajira se han llevado a cabo diferentes estudios con varias temáticas en las que se encuentran: estudios climáticos, (Poveda & Mesa Sánchez, 1999; Poveda, 2004 Wang, 2007; Whyte, et al , 2007), ecosistémicos (Urrego, et al, 2013; Santodomingo et al., 2013) de energías renovables, (Mejía et al., 2006; Appendini et al., 2015; Chadee & Clarke, 2014), de descripción de corrientes marinas y de la surgencia presente (Alonso, et al, 2015; Andrade & Barton, 2005; C. Pérez & R. Calil, 2017; Jouanno & Sheinbaum, 2013; Jouanno, et al, 2012; Montoya-Sánchez et al., 2018; Restrepo et al., 2014; Rueda-Roa & Muller-Karger, 2013; Santos, et al, 2016). En ellos la descripción de las corrientes, salinidad y temperatura se han realizado a un nivel superficial y de mesoescala o en su defecto de sub-mesoescala con órdenes de magnitud de decenas y centenas de kilómetros, sin embargo no han tenido en consideración la distribución espacial y temporal de las corrientes en órdenes de magnitud de las centenas de metros y los kilómetros haciendo énfasis en la región de estudio, ni a diferentes profundidades, o la estratificación térmica y salina que puede darse en la columna de agua, lo que contribuye a un mejor entendimiento de los procesos oceanográficos en la zona a diferentes escalas.

Este trabajo pretende seguir las líneas de estudio relacionadas con el *downscaling*, en donde se puedan ver procesos de menor escala espacial y temporal a los que son observables con bases de datos como HYCOM o Glorys ó en trabajos de simulación de mayor escala. Además pretende determinar las características 3D del cuerpo de agua con 3 fronteras abiertas a un mayor nivel de detalle y en escenarios de tiempo variable mostrando la capacidad de reproducir casos no-estacionarios, garantizando que los flujos de entrada y salida estén en un balance adecuado con los cambios que se presenta en el océano. Por otro lado entender la variabilidad en temporadas de vientos altos y bajos y en los que se presentan las fases positiva y negativa del ENSO permite describir la influencia de los fenómenos macroclimáticos

La(s) aplicación(es) de la información obtenida puede constituir una base importante para complementar estudios ambientales y oceanográficos que se han realizado hasta la fecha, además puede dar información de mayor resolución en los manejos de ecosistemas marinos y en los procesos biológicos asociados al transporte de nutrientes producto del ascenso de las corrientes de fondo. También puede servir como ayuda a la explotación de hidrocarburos en el suelo oceánico, actualmente existen algunas plataformas que extraen hidrocarburos del lecho marino como lo es la plataforma de Chuchupa. Adicionalmente, es factible que se puedan realizar nuevas actividades económicas en la zona a partir del conocimiento del comportamiento oceánico (construcción de puertos, muelles, obras marinas entre otros).

1.4 Objetivos

1.4.1 General

Evaluar los fenómenos físicos de sub-mesoescala que se presentan en la zona de La Guajira, capturando los procesos de surgencia oceánica y de interacción con los vientos en forma de chorro (jet) presentes en la región con el fin de analizar cualitativa y cuantitativamente la dinámica de las corrientes oceánicas, así como la estructura térmica y salina de la zona haciendo uso de la simulación hidrodinámica.

1.4.2 Específicos

- Calibrar y validar un modelo numérico para garantizar que las simulaciones realizadas representen correctamente la dinámica oceánica, a partir de un análisis de sensibilidad a los parámetros físicos y numéricos y un análisis de los datos de campo, bajo escenarios de interés.
- Describir las estructuras locales de circulación que se presenten en el dominio de estudio a partir de comparaciones entre las simulaciones y los datos tomados en campo
- Determinar la variación espacial y temporal que se presentan en las corrientes oceánicas de sub-mesoescala, así como en la estructura térmica y salina debido a los cambios que presentan los forzadores físicos con el fin de encontrar relaciones entre ambos, bajo escenarios de interés.

1.5 Alcance

Este trabajo investigativo tiene por alcance realizar el estudio hidrodinámico que corresponde a la descripción cualitativa y cuantitativa de corrientes, la estructura térmica y salina en la zona de estudio, por lo que se obtienen los siguientes productos:

- Estimación el campo de velocidades donde se especifiquen magnitud y dirección de las corrientes.
- Análisis de sensibilidad que muestre el estudio de esquemas numéricos y variación de parámetros físicos.
- Estudio de forzadores ambientales y oceánicos y el procesamiento de la información de los mismos, en los cuales se muestren tendencias, variaciones y relaciones con los resultados obtenidos.

-
- Análisis estadístico de errores de los valores simulados y los valores medidos donde se muestren los errores cuadráticos medios, los valores de correlación y el comportamiento general en condiciones medias y extremas.
 - Recomendaciones y usos de los resultados para el complemento de estudios ambientales y de exploración del suelo oceánico.

2. Marco teórico

En este capítulo se describen los trabajos previos realizados en la zona de estudio y algunos trabajos previos hechos alrededor del mundo en zonas con características similares. Además, se presentan los aspectos fundamentales que se trabajan a nivel teórico para realizar estudios de tipo hidrodinámico, en los cuales se toman en consideración las leyes de conservación, las técnicas numéricas que implementan los modelos y las hipótesis que se trabajan para poder solucionarlas. Adicionalmente, se exhiben conceptos básicos de oceanografía física de tal manera que se pueda entender la relación que existe entre las corrientes oceánicas y las variables atmosféricas, como el viento y los flujos de calor.

2.1 Antecedentes

Varios han sido los estudios realizados sobre las corrientes en el Caribe, Gordon (1967) hizo una descripción de las corrientes del mar Caribe usando el balance geostrófico tomando información recogida en cruceros oceanográficos, en ella describe las corrientes, la presencia de Surgencia en la parte sur del Caribe, la estructura térmica y salina de manera general, la dirección y magnitud de los esfuerzos del viento y su relevancia en los procesos físicos; Mazeika (1973) hace un análisis del régimen de circulación del Caribe especialmente en la parte de las Antillas menores retratando un proceso de surgencia en la costa de Surinam; Roemmich (1981) usó el método del problema inverso añadiendo la conservación de masa y de salinidad para complementar la información de Gordon (1967). El estudio de Morrison & Nowlin, (1982) describe los flujos de masa entrantes y salientes en la región Este del mar Caribe y describe la espacialidad de la salinidad, oxígeno disuelto, nitratos, entre otros en el Otoño e Invierno de 1973; Muller-Karger & Castro, (1994) describen los procesos de Mesoescala en el sur del Caribe y su efecto sobre el fitoplancton; Por su parte Hernandez-Guerra & Joyce (2000) usando los datos de un transecto de CTD para describir las masas de agua del Caribe en el marco del proyecto "World Ocean Circulation Experiment" (WOCE); Johns et al (2002) describió los flujos de entrada y salida del Atlántico al Caribe y realizó una comparación con los resultados de un modelo NRL (Naval Research Layered) de 6 capas; otra manera de la descripción de las corrientes la presenta Richardson, (2005) quien mediante el uso de trazadores describe patrones de circulación incluyendo el giro Panamá Colombia

En cuanto a la sub-mesoescala se encuentran los trabajos de C. Pérez & R. Calil, (2017); Guerrero-Gallego, (2016); Luo et al., (2016) en los cuales se describe la actividad de sub-mesoescala en una parte del Caribe. El trabajo de (Pérez & Calil, 2017) se centra en un

análisis espectral de la actividad turbulenta y la descripción de remolinos; por su parte el trabajo de (Luo et al., 2016) se centra en la descripción de la vorticidad relativa en el Golfo de México; finalmente Guerrero-Gallego, (2016) hace una revisión espectral de los valores medios de energía cinética en el Caribe. Estos trabajos se hacen a nivel de sub-mesoescala sin embargo manejan los órdenes de magnitud más grandes capturando procesos que van desde las decenas hasta las centenas de kilómetros

Otros estudios se han dedicado principalmente a la caracterización del proceso de Surgencia oceánica como lo son los trabajos realizados por (Carlos A. Andrade & Barton, 2005), (Lonin, Hernández, & Palacios, 2010), (Ruiz-Ochoa et al, 2012) y (Montoya-Sánchez et al., 2018) en los que describen las variaciones y patrones encontrados que dan evidencia de la llamada “Surgencia de la Guajira”. Adicionalmente, se han realizado estudios relacionados con vientos y el potencial de generación de energía eléctrica a partir de la energía eólica como los trabajos de Mejía et al., (2006) quienes desarrollaron un modelo matemático para la generación de energía usando el viento de altas velocidades que se dan en la región de la Guajira o los trabajos hechos por (Appendini et al., 2015) o por (Chadee & Clarke, 2014) en los que se determina la cantidad de energía que es posible generar en la zona, el primero tiene en cuenta datos medidos y el segundo tiene en cuenta datos de re-análisis.

En cuanto al modelamiento de zonas con presencia de surgencia existen algunos trabajos que se han realizado alrededor del mundo, sin embargo son más escasos ya que los procesos de surgencia oceánica están localizados en zonas específicas. Algunos de éstos se han llevado a cabo en India (Rao, Dube, & Sinha, 1995) y (Rao, Joshi, & Babu, 2005), en Chile (Escribano, Rosales, & Blanco, 2004) y en el Norte de Africa (Stevens & Johnson, 2003), entre otros.

En Colombia se han realizado algunos estudios de tipo hidrodinámico a lo largo del litoral Caribe colombiano como la descripción de las corrientes marinas del golfo de Urabá, presentado por (Escobar et al., 2015), el modelamiento 2D de las aguas que ingresan y salen de la bahía de Cartagena (Palacio et al., 2010), el análisis del transporte de sedimentos de la desembocadura del canal del dique, (Gómez Giraldo et al, 2009), el diseño de estructuras offshore usando la modelación para estimar los esfuerzos solicitantes (Rueda-Bayona et al., 2019) por mencionar algunos. En cuanto a la costa Pacífica se han realizado estudios similares por ejemplo la descripción de corrientes en las islas de Gorgona y Gorgonilla (Guerrero-Gallego, et al, 2012) y su impacto sobre los ecosistemas (Osorio et al., 2014), la modelación de la dinámica en la cuenca del Pacífico colombiano (Villegas & Málikov, 2006)

En cada uno de estos trabajos se utilizó la simulación hidrodinámica como la herramienta principal para realizar descripciones, predicciones y tomar decisiones sobre el manejo de la biota y los ecosistemas reforzando la relevancia de la simulación hidrodinámica en los estudios ambientales.

2.2 Principios fundamentales de la hidrodinámica

2.2.1 Ecuaciones fundamentales

Las ecuaciones fundamentales a resolver en este caso están basadas en los principios de conservación de masa, de momentum y de energía. Adicionalmente, se tiene en cuenta la ecuación de estado, la ecuación de transporte para escalares y los principios termodinámicos fundamentales para lograr representar correctamente los procesos físicos de interés.

A continuación se muestran las ecuaciones de conservación descritas para las variables medias del flujo turbulento.

- Ecuación de conservación de masa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (2-1)$$

- Ecuación de conservación de momentum en dirección x, y, z

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \left[\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'u'}}{\partial z} \right] \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = f_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \left[\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'v'}}{\partial z} \right] \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = f_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - g - \left[\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'w'}}{\partial z} \right] \quad (2-4)$$

- Ecuación de transporte de un escalar

$$\frac{\partial C_j}{\partial t} + u \frac{\partial C_j}{\partial x} + v \frac{\partial C_j}{\partial y} + w \frac{\partial C_j}{\partial z} = - \left[\frac{\partial \overline{u'C_j'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'C_j'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'C_j'}}{\partial z} \right] \quad (2-5)$$

$$j = 0, 1, 2 \dots$$

- Ecuación de estado

$$\rho = f(P, S, T)$$

Donde

t: Tiempo
x, y, z: Coordenadas cartesianas

u, v, w :	Componente de la velocidad en direcciones x, y, z , respectivamente
ρ :	Densidad del agua
g :	Aceleración de la gravedad
p :	Presión
C_j :	Variable escalar conservativa (temperatura y salinidad en nuestro caso)
u', v', w', C'_j :	Fluctuaciones turbulentas
$f = 2\Omega \text{sen}(\phi)$:	Coefficiente de Coriolis
ϕ :	Latitud geográfica
ω :	Velocidad angular de la tierra
$\overline{u'u'}, \overline{v'v'}, \overline{w'w'}$:	Esfuerzos normales turbulentos de Reynolds
$\overline{u'v'}, \overline{u'w'}, \overline{v'w'}$:	Esfuerzos cortantes turbulentos de Reynolds

2.2.2 Suposiciones básicas

En el caso de los procesos que se dan en el océano, algunas de las suposiciones que se hacen son:

- **Incompresibilidad**

En el océano el agua puede asumirse como si fuera incompresible por lo tanto la ecuación de conservación de masa se reduce a:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-6)$$

- **Aproximación hidrostática**

La longitud característica en el océano en dirección vertical es 2 a 3 órdenes de magnitud menor que la longitud característica horizontal y, por lo tanto, el cambio de presión vertical puede ser balanceado solo por la aceleración gravitacional en la dirección vertical dando paso a la condición hidrostática:

$$-\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g = 0 \quad (2-7)$$

- **Aproximación de Boussinesq**

La aproximación de Boussinesq implica que se puede asumir que las variaciones de densidad son pequeñas y su efecto en las ecuaciones de movimiento es despreciable, excepto en los términos gravitacionales. Esta aproximación simplifica las ecuaciones de movimiento y funciona siempre que se cumpla que:

1. Las velocidades en el océano deben ser pequeñas comparadas a la velocidad del sonido, para asegurar que no haya cambios de densidad.
2. Las escalas verticales de movimiento deben ser pequeñas comparadas con el término $\frac{c^2}{g}$ donde c es la velocidad del sonido y g es la gravedad. Esto asegura que cuando la presión aumente producirá cambios pequeños en la densidad.

Estas hipótesis son ciertas para flujos oceánicos (Stewart, 2008). Finalmente, al aplicar la Aproximación de Boussinesq y la hipótesis hidrostática se reescriben las ecuaciones de momentum en dirección x , y , z así:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_o} \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - \left[\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'u'}}{\partial z} \right] \quad (2-8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -fu - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_o} \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial y} dz - \left[\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'v'}}{\partial z} \right] \quad (2-9)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = - \left[\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'w'}}{\partial z} \right] \quad (2-10)$$

2.2.3 Esquemas turbulencia

La turbulencia no es una propiedad del fluido, sino del flujo que se quiere estudiar y se presenta a todas las escalas, en las cuales se da un proceso de transferencia de energía desde las escalas mayores a las más pequeñas, en la llamada cascada de energía.

Cuando se aplica la técnica de promedios ensamblados de Reynolds a las ecuaciones generales de Navier-Stokes, se obtienen las expresiones para el flujo medio presentadas en la sección anterior, las cuáles requieren de ecuaciones adicionales para poder ser resueltas debido a los términos que se agregan al sistema por las fluctuaciones turbulentas, llamados esfuerzos de Reynolds representados en el tensor $\overline{u'_i u'_j}$. En este caso se hará uso solo del modelo $\kappa - \varepsilon$ que tiene en cuenta la distribución de la energía cinética y la disipación de la misma, modelo que agrega dos ecuaciones de transporte nuevas, las cuales se muestran a continuación. Estas ecuaciones introducen el término de viscosidad de remolino (Eddy viscosity) la cual es una propiedad del flujo (Wilcox, 1994) :

$$\frac{\partial \kappa}{\partial t} + u \frac{\partial \kappa}{\partial x} + v \frac{\partial \kappa}{\partial y} + w \frac{\partial \kappa}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\kappa} \right) \frac{\partial \kappa}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\kappa} \right) \frac{\partial \kappa}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\kappa} \right) \frac{\partial \kappa}{\partial z} \right] + P_\kappa - \epsilon \quad (2-11)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} + u \frac{\partial \epsilon}{\partial x} + v \frac{\partial \epsilon}{\partial y} + w \frac{\partial \epsilon}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\epsilon} \right) \frac{\partial \epsilon}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\epsilon} \right) \frac{\partial \epsilon}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(v + \frac{v_t}{\sigma_\epsilon} \right) \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right] + \frac{\epsilon}{\kappa} (c_1 P_\kappa - c_2 \epsilon) \quad (2-12)$$

$$v_t = c_\mu \frac{\kappa^2}{\epsilon} \quad (2-13)$$

Donde

κ :	Energía cinética turbulenta
ϵ :	Disipación de energía
ν :	Viscosidad cinemática
ν_t :	Viscosidad de remolino
σ_κ :	Parámetro = 1.0
σ_ϵ :	Parámetro = 1.3
c_1	Parámetro = 1.44
c_2	Parámetro = 1.92
c_μ	Parámetro = 0.09

2.2.4 Técnicas numéricas empleadas

Debido a la no-linealidad de las ecuaciones fundamentales y a la complejidad matemática que poseen, hasta ahora no ha sido posible obtener una solución analítica que permita trabajar todos los casos de flujo que se puedan dar; hay casos sencillos con dominios simplificados que permiten obtener una solución analítica, sin embargo son casos específicos que no contemplan todas las dinámicas, ni aplican para todos los dominios. Por lo anterior, se ha hecho uso de diferentes técnicas numéricas para obtener soluciones aproximadas de las ecuaciones fundamentales que sean funcionales para lo que se desee estudiar.

Una de los métodos más implementados es el método de las diferencias finitas, método que discretiza el dominio espacialmente para aproximar las derivadas según algoritmos matemáticos en combinación con discretizaciones temporales para transformar el sistema original de ecuaciones diferenciales parciales en un sistema de ecuaciones algebraicas. Dependiendo de la manera como se haga la discretización temporal, los métodos pueden ser explícitos o implícitos. En un esquema explícito la discretización espacial se hace en el tiempo inicial a cada intervalo de discretización temporal, garantizando que los estimados al final del intervalo de cálculo se hacen con base en información conocida, llevando a la solución de un sistema diagonal de ecuaciones algebraicas. En un esquema implícito, la discretización espacial se hace a dos niveles de tiempo (al comienzo y al final

del intervalo de cálculo) conduciendo a un sistema no diagonal de ecuaciones algebraicas (Wilcox, 1994).

Los métodos implícitos son incondicionalmente estables, más su formulación es extensa, compleja y más exigente en términos de rendimiento informático. Los métodos explícitos, por su parte, se formulan y emplean con mayor facilidad, requiriendo menos capacidades computacionales, a costa de que su estabilidad numérica se ve limitada por lo que, para garantizarla, se debe cumplir la conocida condición de Courant-Friedrichs-Lewy o CFL dada por

$$C_r = \Delta t \sqrt{g H_{max}} \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}} \leq 1 \quad (2-14)$$

Donde:

H_{max} :	Profundidad máxima
$\Delta x, \Delta y$:	Espaciamiento horizontal en dirección x y y respectivamente
g :	Es la gravedad
Δt :	La separación temporal

2.2.5 Modelación hidrodinámica

Un modelo es un sistema que convierte unos parámetros de entrada dados (geometría, forzadores, fronteras, etc.) en parámetros de salida (flujos, presiones, niveles, velocidades) mediante una simulación física o numérica de un prototipo (Novak, et al. 2010). Los modelos físicos requieren infraestructura especial, instrumentación y espacios físicos para montarlos; por su parte los modelos numéricos requieren del dominio de las ecuaciones fundamentales y manejo de sistemas de computación, lo que los hace más prácticos que los modelos físicos, según la complejidad de los casos. En este documento se hará énfasis en los modelos numéricos, pues por los fenómenos a estudiar y la disponibilidad de recursos son la herramienta más práctica.

Un modelo numérico es una aproximación de un modelo matemático de un prototipo, dado un conjunto de parámetros que describe el flujo en un conjunto de puntos discretos. Varios modelos numéricos pueden darse bajo el mismo planteamiento matemático, usando diferentes parametrizaciones y técnicas de aproximación matemáticas como las anteriormente descritas (Novak et al., 2010)

Para garantizar que un modelo numérico sea funcional se debe tener en cuenta que hay que realizar análisis de sensibilidad a sus parámetros numéricos y físicos, además de realizar procesos de calibración y validación, ya que de esta manera se verifica que, efectivamente, los fenómenos que se requieren estudiar son representados correctamente, además de que son un primer paso para la optimización de los procesos de simulación, es

decir, que se busca la mayor precisión en los resultados que involucren el menor costo computacional.

La calibración y la validación (necesarias debido a la incertidumbre existente en algunos de los parámetros físicos del proceso a simular y de los parámetros numéricos obtenidos de las aproximaciones hechas a las ecuaciones que representan el fenómeno físico en estudio) necesariamente requieren datos para realizarse y por tanto se deben implementar campañas de monitoreo en el (los) sitios de interés para poder medir las variables que intervienen en los procesos que se requieren estudiar. El sistema de monitoreo que se emplee puede incluir bases de datos existentes, siempre que tengan la resolución espacial y temporal requerida, o pueden incluir datos de campo tomados con equipos especiales que permitan medir con precisión y resolución adecuada. Los trabajos hechos en oceanografía con modelos numéricos muestran que esta metodología de trabajo es común a todos (Flöser, et al 2011) (Garcia, et al, 2015) (Abouali, 2013) (Harcourt-Baldwin & Diedericks, 2006) por citar algunos.

2.3 Principios de oceanografía física

La oceanografía física es el estudio de las propiedades físicas y las dinámicas del océano. Algunos de los temas principales que se estudian son la interacción del océano con la atmósfera, los balances de calor, las corrientes y las dinámicas costeras, entre otros.

En esta sección se describen los balances de masa, energía y momentum en el océano y se muestran los procesos que se dan a las diferentes escalas, los forzadores que intervienen, la relevancia que tienen según las características y los flujos que se desean estudiar. La información fue tomada de diferentes referencias, principalmente de Stewart, (2008), The Open University, (1989) y Apel, (1989)

2.3.1 Interacción entre el viento y la superficie oceánica

La atmósfera y el sol son los principales controladores de los procesos oceánicos, pues son la fuente de energía mecánica y calórica que, al interactuar con el océano, provocan corrientes, cambios de densidad, procesos de mezcla etc. A su vez, el océano es el principal controlador de las dinámicas atmosféricas, ya que la no uniformidad espacial y temporal en la distribución del calor que se da en el océano es la que determina el comportamiento de los vientos en la atmósfera. De esta manera, el océano y la atmósfera deben estudiarse como un sistema completo acoplado que se autorregula y retroalimenta.

Conocer el acoplamiento entre la atmósfera y el océano es importante ya que las corrientes superficiales de viento producen esfuerzos sobre la superficie del océano que ocasionan las corrientes superficiales y los procesos de mezcla que se dan en la dirección vertical. El esfuerzo que hace el viento sobre la superficie del océano se calcula estimando la velocidad del viento a los 10 metros de altura y empleando un coeficiente de dragado como lo muestra la siguiente expresión:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (2-15)$$

Donde

ρ_a :	Densidad del aire
U_{10} :	Velocidad del viento a 10 metros de altura
C_D :	Coeficiente de dragado

Adicionalmente, debe considerarse que la dirección de la cual proviene el viento y sus cambios espaciales condiciona la formación de vórtices en el agua y sus características (tamaño, intensidad, frecuencia entre otros).

2.3.2 Flujos de calor en el océano

Los cambios en la energía almacenada en el océano resultan del desbalance entre las entradas y las salidas de calor a través de la superficie. Este proceso se llama flujo de calor y tiene un efecto significativo en la temperatura del agua y, por lo tanto, en la densidad de la misma. Los principales términos en el balance calórico del océano son:

1. Q_{SW} : Radiación de onda corta proveniente del sol
2. Q_{LW} : Radiación total de onda larga que emite o ingresa al océano
3. Q_S : Flujo de calor sensible que se da por la conducción
4. Q_L : Flujo de calor latente que se da por la evaporación del agua
5. Q_V : Flujo de calor debido a las corrientes

La pérdida o ganancia de calor en el océano se da al hacer el balance entre los flujos de calor que ingresan y los que salen, así:

$$Q = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V \quad (2-16)$$

Al calcular los flujos de calor y multiplicar por el área a través de la cual se da el intercambio térmico y por la totalidad del tiempo que dura el proceso se puede calcular la energía total y con ella estimar el cambio de temperatura según la siguiente expresión:

$$\Delta E = C_p m \Delta t \quad (2-17)$$

ΔE :	Cambio en la energía
C_p :	Calor específico del agua
m :	Masa de agua que se calienta o enfría
Δt :	Cambio en la temperatura

Los flujos de calor previamente mencionados no son constantes y presentan variaciones en su magnitud según diferentes factores externos. A continuación se da una breve explicación de los principales factores que afectan a cada uno de los flujos de calor.

- **Radiación de onda corta proveniente del sol:** La radiación de onda corta proveniente del sol depende principalmente de la latitud, la duración del día, la época del año, el tamaño del área transversal por la cual ingresan los rayos solares, la reflectividad (albedo) de la superficie oceánica y la atenuación que se pueda dar en la atmósfera debido a la nubosidad, a las partículas de gas de la atmósfera y al ángulo de incidencia del sol respecto a la zona.
- **Radiación de onda larga:** La nubosidad, la temperatura del agua, el vapor de agua y la cobertura de hielo y nieve son los principales factores que influyen en la radiación de onda larga. Las nubes absorben gran parte de la radiación que emite el océano y por su reflectividad parte de esta radiación retorna al océano como onda larga. El tamaño y la altura de las nubes determinan la capacidad de absorber calor. La temperatura del océano, que varía espacial y temporalmente, condiciona la cantidad de radiación que emite el océano según la ley de Steffan- Boltzman: a mayor temperatura mayor radiación emitirá el océano. El vapor de agua determina la cantidad de humedad de la atmósfera y a mayor humedad mayor cantidad de calor se absorbe. La cobertura de nieve y de hielo cambian los valores de albedo del océano y alteran su temperatura, sin embargo su efecto es despreciable en las zonas lejanas a los polos donde no hay gran presencia de hielo y/o de nieve.
- **Flujo de calor sensible:** El calor sensible se ve influenciado por la velocidad del viento y la diferencia de temperatura entre el aire y el océano. Vientos fuertes y altas diferencias de temperatura causan un mayor flujo de calor sensible.
- **Flujo de calor latente:** El calor latente es influenciado por la humedad relativa y la velocidad del viento. Los vientos fuertes y el aire seco evaporan más agua que vientos débiles con alto contenido de humedad.

2.3.3 Formación de corrientes en el océano

Si la tierra no rotara sería lógico esperar que el viento provocara las corrientes en la dirección de la aplicación del esfuerzo superficial. Sin embargo, el efecto Coriolis desvía las aguas oceánicas en un ángulo en la medida que pasa el tiempo, por lo tanto la respuesta es más compleja de lo que se espera. Por otro lado, los bordes continentales influyen e interrumpen las corrientes provocadas por el viento. Además los forzadores térmicos y salinos también crean movimientos verticales lentos llamados circulación

termohalina (Apel, 1989). A continuación se explican algunos de los tipos de corrientes más comunes y sus mecanismos de generación.

Corrientes inerciales

Las corrientes inerciales son producto de la respuesta del océano a un impulso que pone el agua en movimiento. Por ejemplo, este impulso puede ser un viento fuerte que sopla por unas horas. El agua, luego del impulso estará condicionada solamente por la acción del efecto Coriolis (Stewart, 2008). Dicho movimiento se dice que es inercial e involucra una solución simple de las ecuaciones de movimiento las cuales, luego de hacer las simplificaciones adecuadas, se expresan de la siguiente forma

$$\frac{d^2v}{dt^2} + f^2v = 0 \quad (2-18)$$

La solución a esta ecuación se muestra a continuación y describe un círculo y por ende las corrientes inerciales presentan un patrón circular

$$u = V \sin ft \quad (2-19)$$

$$v = V \cos ft \quad (2-20)$$

$$V^2 = u^2 + v^2 \quad (2-21)$$

▪ Corrientes inducidas por el viento

Los vientos estacionarios soplando en la superficie del mar producen una capa horizontal delgada, la *Capa de Ekman*. Por delgada se habla de una capa que tiene una profundidad de unos cientos de metros como máximo, lo que es delgado comparado con las profundidades que se dan en el océano. Una capa similar existe en el fondo del océano, la *Capa de Ekman de fondo*. (Stewart, 2008)

Ekman asumió un flujo estacionario, homogéneo y horizontal con fricción en un sistema que rota y bajo estas suposiciones planteó las ecuaciones de balance entre las fuerzas de rotación, las fuerzas del viento y la fricción. La solución al sistema de ecuaciones diferenciales planteado por Ekman son:

$$u = V_0 \exp(az) \cos\left(\frac{\pi}{4} + az\right) \quad (2-22)$$

$$v = V_0 \exp(az) \sin\left(\frac{\pi}{4} + az\right) \quad (2-23)$$

$$V_0 = \frac{T}{\sqrt{\rho_w^2 f A_z}} \quad (2-24)$$

$$a = \sqrt{\frac{f}{2A_z}} \tag{2-25}$$

Donde:

V_o	Magnitud de la velocidad
T	Esfuerzo aplicado por el viento
ρ_w	Densidad del agua
A_z	Eddy viscosity vertical
f	Factor de coriolis

Con esta formulación se puede ver que las corrientes están desviadas 45° a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte y 45° a la izquierda en el hemisferio sur y en la medida que se estima en puntos más profundos decrece exponencialmente. En la Figura 2-1 se muestra un bosquejo de lo descrito

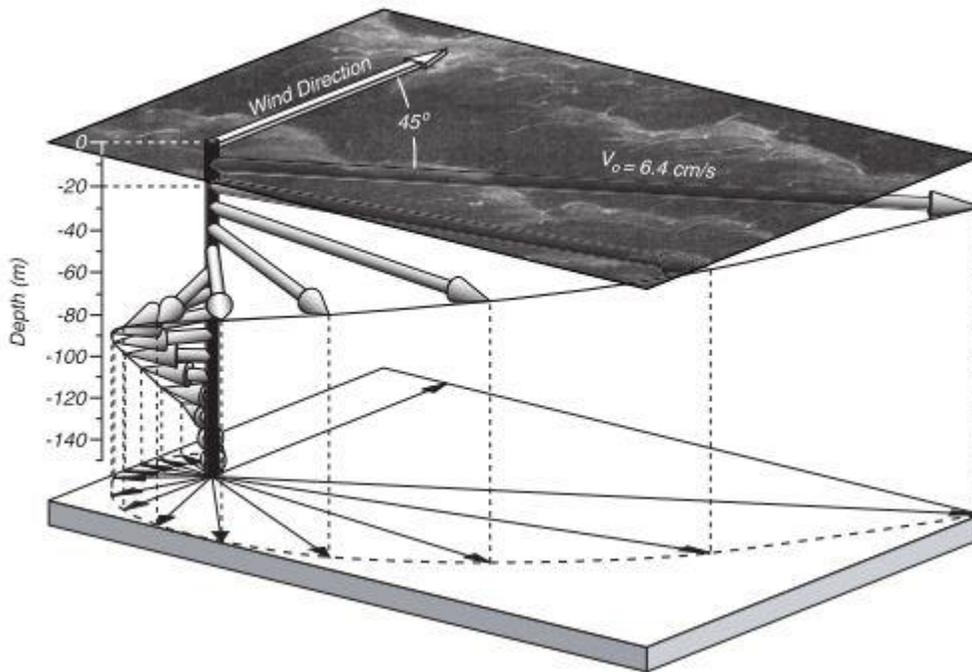


Figura 2-1. Esquema del funcionamiento de la capa de Ekman. Tomado de (Stewart, 2008)

Las corrientes generadas en la capa de Ekman ocasionan un transporte de masa en esta capa el cual se define como *transporte de Ekman* (Stewart, 2008) el cual se estima por unidad de ancho y cuya definición matemática es la integral, desde la superficie hasta la profundidad de la capa de Ekman, de la función de velocidad previamente deducida

▪ Corrientes geostróficas

Para distancias horizontales que exceden las decenas de kilómetros y para tiempos superiores a unos días, los gradientes horizontales de presión en el océano casi exactamente balancean el efecto Coriolis mediante una corriente superficial. A este balance se le conoce como *Balance geostrófico*. Este balance se da entre la superficie del océano y el fondo del nivel de Ekman.

Se han encontrado varias limitaciones que se deben tener en cuenta a la hora de hacer el balance geostrófico, entre las que se destacan:

- El balance no es perfecto, ya que si lo fuera los flujos en el océano nunca cambiarían pues estos ignoran la aceleración
- Las corrientes no cambian en el tiempo pues no se da la aceleración
- El balance geostrófico no aplica en la franja de $\pm 2^\circ$ alrededor del Ecuador
- Desprecia la influencia de la fricción

Las ecuaciones del balance geostrófico se obtienen de la ecuación de movimiento asumiendo que el flujo no se acelera, que las velocidades horizontales son mucho más grandes que las verticales y, además, que la única fuerza externa es la fuerza de gravedad, teniendo en cuenta la variación de la superficie libre así como la ley hidrostática de presiones. Las ecuaciones del balance se muestran a continuación:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^0 g(\varphi, z)\rho(z)dz - \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2-26)$$

$$v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^0 g(\varphi, z)\rho(z)dz + \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (2-27)$$

Si el océano es homogéneo y la densidad y la gravedad son constantes, el primer término de la ecuación se anula. Esto se conoce como **flujo barotrópico**. Si el océano es estratificado, el gradiente de presión horizontal tiene dos términos, uno debido a la pendiente de la superficie del océano y un término adicional debido a las diferencias de densidad horizontales. Esto se conoce como **flujo baroclínico**.

2.3.4 Estabilidad vertical y surgencia

En el océano se presentan varios tipos de inestabilidades del flujo, varias de ellas relacionadas con los cambios de temperatura, salinidad y velocidad de las corrientes. Estas inestabilidades son principalmente verticales y se deben a los cambios de densidad que se dan en el océano y al transporte ascendente generado por el viento. Si una masa de agua es introducida en el océano en una zona donde sus alrededores son más pesados que ella ésta ascenderá, en caso contrario se hundirá y mientras esta masa de agua se estabiliza en su densidad natural es posible que se presenten oscilaciones en la capa

vertical. Se pueden, entonces, clasificar las inestabilidades en 2 categorías principales: Estabilidad Estática, asociada con cambios de densidad en la profundidad y Estabilidad Dinámica, asociada con el esfuerzo cortante de la velocidad.

Estabilidad estática

Si el agua más densa está sobre el agua menos densa, el flujo es inestable; si por el contrario el agua más densa está debajo el flujo presenta estabilidad. La estabilidad estática ha mostrado ser importante en flujos estratificados donde la densidad aumenta con la profundidad. El análisis de estabilidad estática debe ser cuantificado para poder entender si existe o no y si su presencia es despreciable o no en comparación con los procesos que ocurren en la horizontal y las escalas de trabajo que se tengan.

El análisis de la condición de estabilidad se realiza teniendo en cuenta el cambio de densidad que experimenta el agua en la columna vertical debido a la variación de sus propiedades y al aumento de la presión que puede generar compresión en la misma. La ecuación que define la estabilidad se muestra a continuación:

$$E = -\frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{d\rho}{dz} \right)_w - \left(\frac{d\rho}{dz} \right)_c \right] \quad (2-2228)$$

El primer término de la ecuación responde a los cambios de densidad en la vertical asociados a la variación de la salinidad y la temperatura. El segundo término muestra los cambios de densidad debido a la compresibilidad que se experimenta en la vertical. En la parte superficial del océano (<1000 m) los efectos de la compresibilidad son pequeños en comparación con los cambios por salinidad o temperatura, por tanto se desprecian. Si el valor de $E > 0$, se dice que la columna de agua es estable, en caso contrario es inestable

Para entender la frecuencia en la cual se produce una inestabilidad se usa el término de frecuencia boyante, N , la cual representa la frecuencia con la que una partícula de agua oscila verticalmente si es sacada de su posición de equilibrio y se define como:

$$N^2 = -gE \quad (2-29)$$

Este valor es de suma importancia para entender la estratificación de los flujos en la vertical y comprender la estabilidad de la masa de agua. Generalmente su orden de magnitud es de unos ciclos por hora.

- **Estabilidad dinámica**

Si la velocidad cambia con la profundidad en un flujo estratificado, éste se puede volver inestable si el esfuerzo cortante generado por este cambio de velocidad es lo suficientemente fuerte. Algunos ejemplos son la formación de olas en la superficie del océano generadas por la acción del viento o las inestabilidades de Kelvin-Helmoltz que se dan en el interior de un cuerpo de agua a la altura de la termoclina pues los efectos de los gradientes de densidad son menores que el esfuerzo cortante generado por la velocidad

del agua. La importancia relativa de los cambios de densidad y los esfuerzos cortantes viene dada por el número de Richardson que relaciona la frecuencia boyante con el cambio de la velocidad en la vertical, tal cual como se describe a continuación:

$$Ri = \frac{gE}{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2} \quad (2-30)$$

Si el número de Richardson es mayor a 0.25 ($Ri > 0.25$) el flujo será estable de lo contrario será inestable.

▪ Surgencia

Una de las inestabilidades más estudiadas son los procesos de surgencia, los cuales son conocidos como el ascenso del agua que se encuentra en el fondo oceánico por acción del viento ya sea por bombeo de Ekman o por la divergencia en el campo de velocidad. El viento que sopla de manera paralela a la costa empuja la masa de agua lejos de la costa; esta agua solo puede ser reemplazada por agua del fondo la cual asciende hacia la superficie. Debido a que el agua que asciende es fría se genera una superficie fría a lo largo de la costa lo que la convierte en un fenómeno importante según lo describe (Stewart, 2008) ya que:

- Mejora la productividad biológica aumentando la pesca.
- El agua fría que asciende altera el clima local generando pequeñas lluvias, atmósferas estables estratificadas, y pequeña convección, entre otros fenómenos.
- La variabilidad espacial del transporte en el océano abierto ocasiona ascensos y descensos de agua lo que lleva a la redistribución de las masas que generan corrientes de viento

En general las velocidades ascendentes (o descendentes) tienen órdenes de magnitud entre 10^{-4} m/s y 10^{-6} m/s. En el mundo hay varias regiones de surgencia, todas caracterizadas por ser zonas pesqueras. Algunas de estas zonas están en Perú, California, Namibia, e India. En Colombia se ha identificado la presencia de una Surgencia oceánica en la península de la Guajira. Según los análisis realizados por Andrade & Barton, (2005) la presencia de aguas frías que ascienden desde el fondo permanecen a lo largo de todo el año y son coincidentes con filamentos de clorofila y con la variabilidad anual de la componente zonal del viento. En la Figura 2-2 se muestra un esquema de este proceso

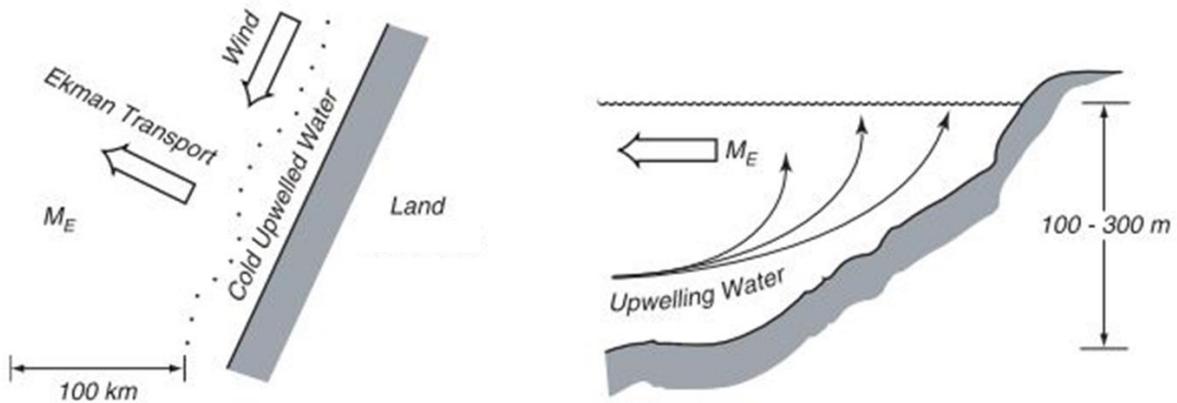


Figura 2-2. Esquema de Surgencia. Tomado de (Stewart, 2008). (M_E : Transporte de Ekman)

2.3.5 Procesos de submesoescala

La sub-mesoescala es una escala de trabajo intermedia en la cual se observan fenómenos de transferencia de energía entre una escala mayor, llamada mesoescala, y las escalas menores donde se dan los procesos de mezcla, ya que es allí donde se pierde el balance geostrófico y se da un régimen de circulación ageostrófica secundario con velocidades verticales altas comparadas con las que se dan en la mesoescala (Thomas et al, 2007).

Cuando se habla de las corrientes de sub-mesoescala nos referimos a corrientes que ocurren en una escala intermedia del $O(1 \text{ km})$ en la horizontal; debido a lo anterior ha sido una de las escalas menos estudiadas, pues es una escala de trabajo grande como para caracterizarlas con mediciones y pequeña como para caracterizarla con satélites y a menudo estas corrientes son difíciles de distinguir de las "Ondas de gravedad" en puntos específicos (McWilliams, 2016). Los rangos espaciales y temporales de las corrientes de sub-mesoescala son entre 0.1-10 km en la horizontal, 0.01-1 km en la vertical y entre horas-días en el tiempo.

La submesoescala se diferencia de la mesoescala debido a que el número de Rossby, ($Ro = \frac{U}{fL}$) en la submesoescala es del orden de magnitud de la unidad $O(1)$, (McWilliams, 2016; Thomas, et al, 2007) lo que implica que su comportamiento no lo describe de manera apropiada la teoría quasi-geostrófica que aplica en la mesoescala (Thomas, et al. 2007). De igual manera, cuando se analizan los procesos en la vertical se encuentra que el número de Richardson en la submesoescala toma valores cercanos a la unidad $O(1)$ lo que implica que también es posible analizar procesos de mezcla en la vertical, pues en la submesoescala las velocidades verticales son de $O(10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \sim 100 \text{ m} \cdot \text{día}^{-1})$ el cual es un orden de magnitud mayor de los que se asocian a la mesoescala y, por ende, juegan un papel importante en el transporte vertical y la mezcla que se da en la parte alta del océano (Thomas et al., 2007).

▪ Vorticidad y espectros de energía cinética

La vorticidad se define simplemente como la rotación de un fluido y se define de manera precisa como el doble de la velocidad angular que se genera en un campo de velocidades. En el caso del océano la vorticidad se da debido a dos procesos: El primero relacionado con la rotación misma de la tierra y el segundo producto de la que se genera a partir de las corrientes oceánicas y la transferencia de momento por parte del viento. La rotación planetaria es el mismo parámetro de Coriolis mencionado en apartados anteriores, además la rotación generada en el océano puede estimarse como el producto cruz entre un vector gradiente y el campo de velocidades. A continuación se muestran las definiciones

$$\omega = \nabla \times \vec{u} \quad (2-31)$$

Donde

ω	Vorticidad
∇	Operador gradiente
\vec{u}	Vector de velocidad

Si se mira con detenimiento al normalizar la rotación generada por las corrientes respecto a la rotación de la tierra se puede obtener el número de Rossby y como se había mencionado antes el orden de magnitud de este número en la sub-mesoescala es la unidad $O(1)$; por lo tanto al hacer el análisis de la vorticidad también se puede corroborar si los procesos que se están estimando son o no de sub-mesoescala. Con la estimación de la vorticidad se espera encontrar estructuras de corrientes y patrones de circulación que respondan a un comportamiento estacional y se relacionen con los forzadores usados. Es importante aclarar que los valores positivos de la vorticidad corresponden a una rotación con sentido anti-horario.

Otra manera de determinar los procesos turbulentos y energéticos en el océano es mediante el análisis de los espectros de energía cinética. El estudio del comportamiento en el dominio espectral de la energía cinética es bastante útil, dado que permite observar las transformaciones a las que la energía está sometida en diversas escalas espaciales

3. Metodología y datos

Para responder la pregunta de investigación y alcanzar los objetivos planteados se deben realizar una serie de actividades que implican estudiar a detalle los fenómenos físicos que ocurren, las herramientas requeridas y determinar la información que se debe conseguir.

Debido a que se plantea un enfoque investigativo usando herramientas numéricas se debe realizar previamente una selección del modelo a implementar, siempre buscando que su formulación física, matemática y computacional responda a las exigencias de la pregunta de investigación. Dependiendo del modelo seleccionado se requerirá cierta clase de información con resolución espacial y temporal acorde al problema, lo que definirá los datos que se deben conseguir para que las simulaciones ejecutadas den resultados confiables.

A partir de esta decisión se buscarán las bases de datos adecuadas y se diseñarán las campañas de campo que se requieran para obtener información *in situ* que permita garantizar la confiabilidad de los resultados de las simulaciones y que será tomada como el marco de referencia para entender los procesos físicos a estudiar.

Una vez se tenga dicha información, se debe realizar un análisis de sensibilidad a los parámetros físicos y numéricos de la herramienta para evaluar su relevancia en el proceso a estudiar. Los resultados de las simulaciones se mirarán a la luz de parámetros estadísticos comparando perfiles de salinidad, temperatura y velocidad simulados con valores de referencia obtenidos de mediciones o información secundaria, según la disponibilidad, de tal manera que se puedan dar los procesos de calibración y validación del modelo.

Una vez se logre la calibración y validación se plantearán los escenarios de estudio donde se pretende describir el comportamiento de las corrientes y la estructura térmica y salinidad, analizando los resultados partiendo del comportamiento de los vientos y del clima oceánico de la zona, especialmente con la presencia de la surgencia oceánica presente.

A continuación se describen los aspectos requeridos para la realización del trabajo de investigación.

3.1 Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio está delimitada por el litoral de la baja Guajira que se extiende aproximadamente entre los -73.8°W y los -72.5°W de longitud y los 11.25°N y los 12.4°N de latitud, lo que equivale aproximadamente a un dominio de 140 km de ancho y 124 km de largo con un área superficial de 17000 km², aproximadamente. Se seleccionó este dominio buscando alcanzar profundidades cercanas a 1500 metros y que se pudiera realizar un diseño de campañas de campo con puntos de muestreo que permitan estudiar la variabilidad espacial de las corrientes de sub-mesoescala, así como la temperatura y la salinidad asociadas. Adicionalmente, se busca tener un rango espacial lo suficientemente amplio como para observar los procesos de surgencia que se han detectado en la zona como lo registran los estudios de Andrade & Barton (2006) y (Ruiz-Ochoa et al., 2012). En la Figura 3-1 se muestra la zona de estudio.

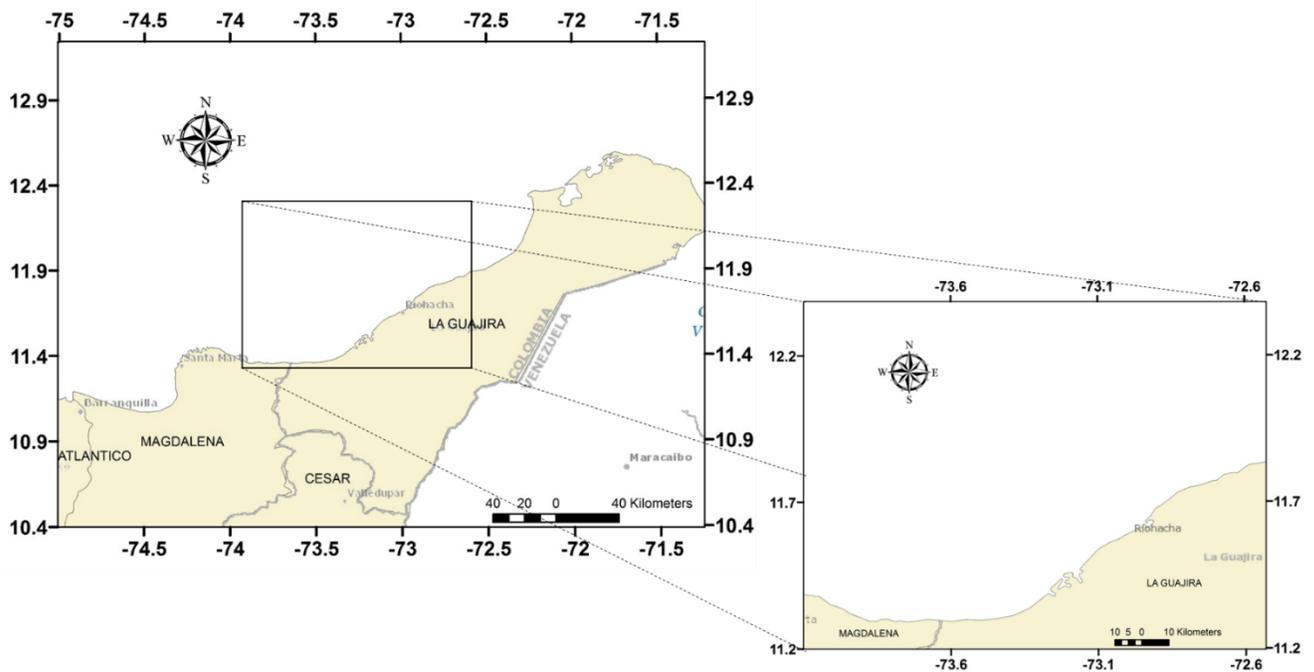


Figura 3-1. Zona de estudio

En la Guajira las aguas son frías en comparación con otras zonas del Caribe como el Golfo del Darién y el Golfo de Morrosquillo. Las variaciones estacionales de la surgencia en La Guajira se pueden explicar a partir del esfuerzo del viento (surgencias costeras) sobre la superficie del mar con los valores ciclónicos del rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman fuera de la costa) (Ruiz-ochoa, 2011). El estudio de los vientos muestra que el CLLJ presenta un ciclo anual bimodal con máximos en los trimestres de Diciembre-Enero y Febrero (DEF) y Junio Julio Agosto (JJA) y mínimos en los trimestres de marzo, Abril, Mayo (MAM) y Septiembre, Octubre, Noviembre (SON) (Wang, 2007).

Los períodos de mayor intensidad en los gradientes de temperatura que están relacionados con los procesos de surgencia se dan entre Diciembre y Marzo y en Julio correspondientes

a la temporada de mayores vientos y al veranillo de mitad de año. En estos períodos, el viento tiene una dirección predominantemente suroeste paralela a la costa de la Guajira incrementando el rotacional del viento y por ende la velocidad de ascenso. De igual forma, la información de la zona muestra que los períodos en los que el proceso se debilita corresponden a los meses de las épocas de mayor lluvia y menores vientos, alcanzando el mínimo valor del gradiente de temperatura en octubre. Los valores máximos de velocidad media mensual de ascensos reportados por Andrade & Barton, (2005) son del orden de 114 m/mes aunque puede estar subestimada debido a la resolución de datos usada para el estudio.

3.2 Escenarios de estudio

Una vez se ha definido la zona a estudiar se deben determinar los escenarios que se desean evaluar y las condiciones bajo las cuales se pretende determinar el comportamiento de las corrientes oceánicas. Para ello se buscó bibliografía sobre las características oceanográficas y climáticas más relevantes. Entre las fuentes consultadas están las anteriormente mencionadas. Los trabajos de Ruiz-ochoa, (2011), Guerrero-Gallego, (2016), (Alonso et al., 2015), C. Pérez & R. Calil, (2017) sobre el clima oceánico del caribe; Andrade & Barton, (2005), (Montoya-Sánchez et al., 2018), sobre la surgencia oceánica y (German Poveda & Mesa, 1999; Wang, 2007; Whyte et al., 2007) sobre la caracterización de los vientos.

En los estudios de (Carlos A. Andrade & Barton, 2005; Montoya-Sánchez et al., 2018; Ruiz-ochoa, 2011) se muestra que el proceso de surgencia es constante a lo largo del año y está directamente relacionado con el rotacional del viento y su transmisión de esfuerzos a la superficie del océano, por lo tanto el viento se muestra como el forzador más importante a nivel oceánico. Por otro lado en los estudios de (Wang, 2007; Whyte et al., 2007) se muestra que los vientos tienen un marcado ciclo anual con períodos de vientos más fuertes en el bimestre Enero, Febrero y los períodos más débiles en Octubre, Noviembre; sin embargo se muestra que también hay una fuerte variabilidad interanual relacionada con la variabilidad de la temperatura en el océano Atlántico y con el Pacífico en la zona del ENSO. Con esta información se seleccionan 2 períodos de simulación (vientos bajos y vientos altos) y 3 condiciones (año normal, año El Niño y año La Niña) dando un total de 6 casos para analizar. Los años hidrológicos seleccionados fueron 2008-2009, 2009-2010 y 2010-2011 que fueron un año normal, año El Niño y año La Niña, respectivamente.

3.3 Datos y métricas

Como parte del proceso de simulación que realizado se requiere información de los períodos a simular a una escala temporal y espacial adecuada para los fenómenos que se quieren ver. La información requerida puede ser dividida en 2 grupos: a) variables oceánicas que incluyen niveles de la superficie libre del mar, corrientes a diferentes profundidades, temperatura y salinidad de la columna de agua; y b) las variables

atmosféricas que incluyen la radiación solar, nubosidad, temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica y vientos.

Esta información es preferible que se obtenga de mediciones en el sitio, sin embargo debido a la dificultad para medir durante un período extenso con una cobertura espacial adecuada se recurre al uso de bases de datos de amplio uso y reconocimiento internacional que contengan datos generados por re-análisis, satélites u otros procesos. Esta información debe ser coherente y, en principio, si se usa un re-análisis como forzador oceanográfico se debe usar la base de datos atmosféricos con la que se hizo el re-análisis. A continuación se describen los datos disponibles para este trabajo.

3.3.1 Mediciones en campo

Como parte del alcance del proyecto *Programa estratégico para el desarrollo de tecnología robótica orientada a la exploración petrolera de los fondos marinos colombianos* de COLCIENCIAS y ECOPETROL se diseñó una campaña de campo para el mes de noviembre de 2015 con una duración total de 10 días en la que se midieron perfiles instantáneos de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto, entre otras variables, en 36 puntos en la zona de estudio y se seleccionó un punto para medir corrientes continuamente durante 24 horas con lanzamiento, cada hora, de CTD para obtener perfiles instantáneos. Para el mes de Abril de 2016 solo se pudo acceder a la información de corrientes de la estación de 24 horas.

En este trabajo y debido a que la información de campo recolectada en estas campañas son solo perfiles instantáneos y a que no se conocen las condiciones de campo de los forzadores (vientos, radiación, corrientes, niveles, etc.) durante la campaña, es incorrecto realizar una calibración y una validación con estos datos. Sin embargo su análisis permite entender el nivel de confiabilidad de la información secundaria en términos de magnitud, variabilidad y procesos físicos involucrados, como lo puede ser la presencia o no de la surgencia de La Guajira que ya se ha mencionado. En la Tabla 3-1 y en la Figura 3-2 se muestra la ubicación de los puntos donde se midieron los perfiles, y en la Figura 3-3 y en la Figura 3-4 se ve la evolución temporal de las corrientes medidas en noviembre y abril de 2016.

Tabla 3-1. Coordenadas de las estaciones de monitoreo

Estación	Longitud	Latitud	Estación	Longitud	Latitud
1	-73.1771	11.6041	20	-73.3077	11.5078
2	-73.1843	11.6087	21	-73.3235	11.5216
3	-73.1893	11.6124	22	-73.3328	11.5289
4	-73.1936	11.617	23	-73.3392	11.5399
5	-73.2008	11.6197	24	-73.3457	11.5463
6	-73.208	11.6252	25	-73.3593	11.5583

Estación	Longitud	Latitud	Estación	Longitud	Latitud
7	-73.213	11.6289	26	-73.3787	11.5739
8	-73.2223	11.6335	27	-73.1326	11.6748
9	-73.2345	11.6427	28	-73.1513	11.6867
10	-73.2051	11.5243	29	-73.1821	11.7087
11	-73.223	11.5362	30	-73.1943	11.7179
12	-73.2596	11.5647	31	-73.2044	11.7234
13	-73.2718	11.5729	32	-73.218	11.7298
14	-73.2811	11.5803	33	-73.0487	11.7161
15	-73.2854	11.5839	34	-73.0803	11.739
16	-73.2897	11.5885	35	-73.147	11.7885
17	-73.2955	11.5931	36	-73.1685	11.8014
18	-73.2596	11.4555	37	-73.1872	11.8142
19	-73.2948	11.4931	38	-73.2037	11.8289

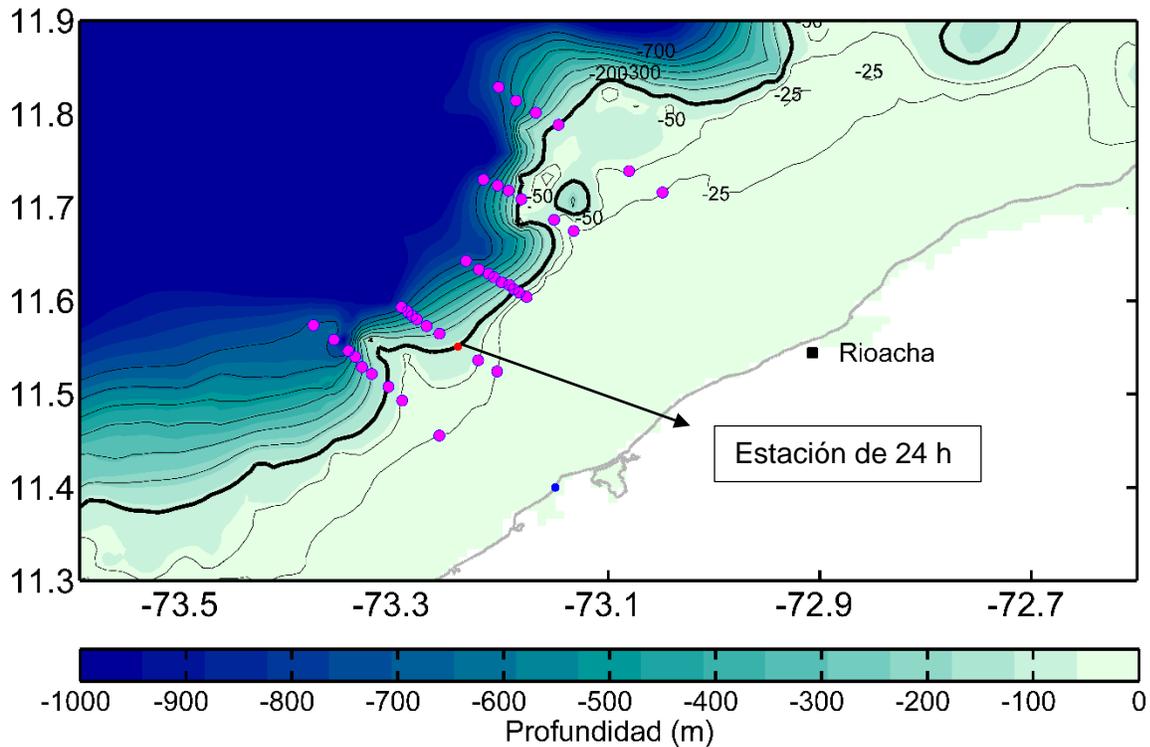


Figura 3-2. Puntos de mediciones

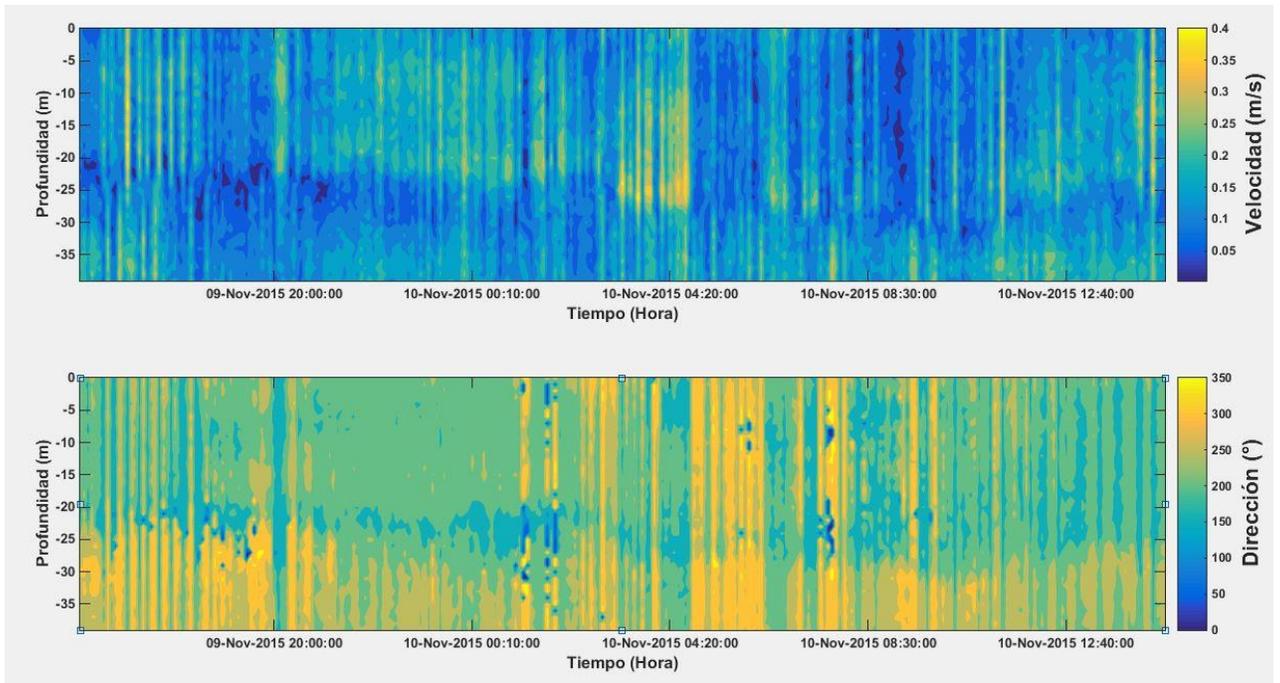


Figura 3-3. Evolución temporal de las corrientes Nov 09-Nov 10 de 2015

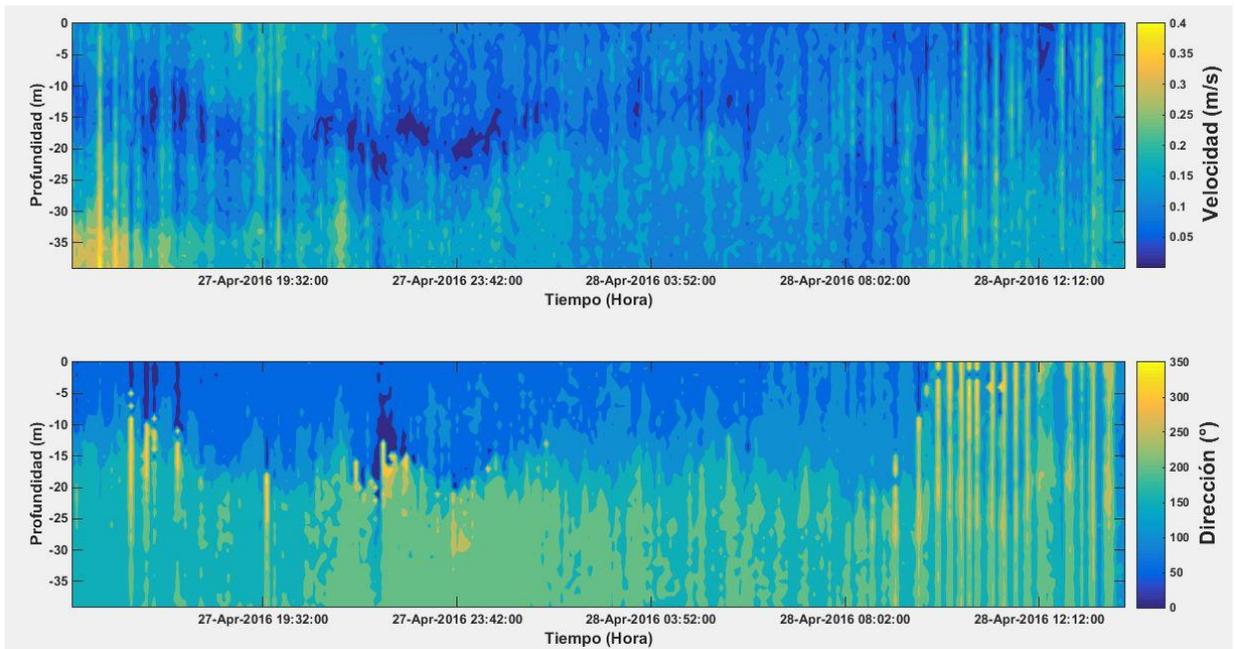


Figura 3-4. Evolución temporal de las corrientes Abr 27-Abr 28 de 2016

En las figuras anteriores se puede observar que durante ambas campañas los comportamientos de las corrientes son diferentes, sobre todo en la dirección. En las mediciones del mes de noviembre se ve cómo las corrientes superficiales van predominantemente para el SW con algunos momentos viajando hacia el SE, mientras que en Abril se observa una fuerte tendencia hacia el NE en superficie.

Aunque estos datos son solo de mediciones puntuales durante un día e inferir comportamientos generales o patrones a partir de ellos no sería correcto, sí proporcionan una referencia en cuanto a su variabilidad y magnitud típicas de los meses en cuestión.

3.3.2 Información de base de datos

La información requerida por el modelo DELFT3D para las simulaciones se obtuvo de diferentes fuentes. A continuación se muestra una breve descripción de las variables usados en este trabajo.

▪ Batimetría

La batimetría usada proviene de dos fuentes, la primera de la base de datos GEBCO (<https://www.gebco.net/>) la cual tiene una resolución de 30 segundos de grado y la segunda de la carta náutica 041 de la DIMAR. La información de GEBCO se usó para tener una batimetría detallada en la zona más profunda, mientras que las cartas náuticas se usaron para tener mejor detalle en la zona costera donde la resolución de la base de datos no permite capturar de manera adecuada la batimetría. Para mayor información sobre la base de datos remitirse a (Weatherall et al., 2015). En la Figura 3-5 se muestra la batimetría de GEBCO para la zona

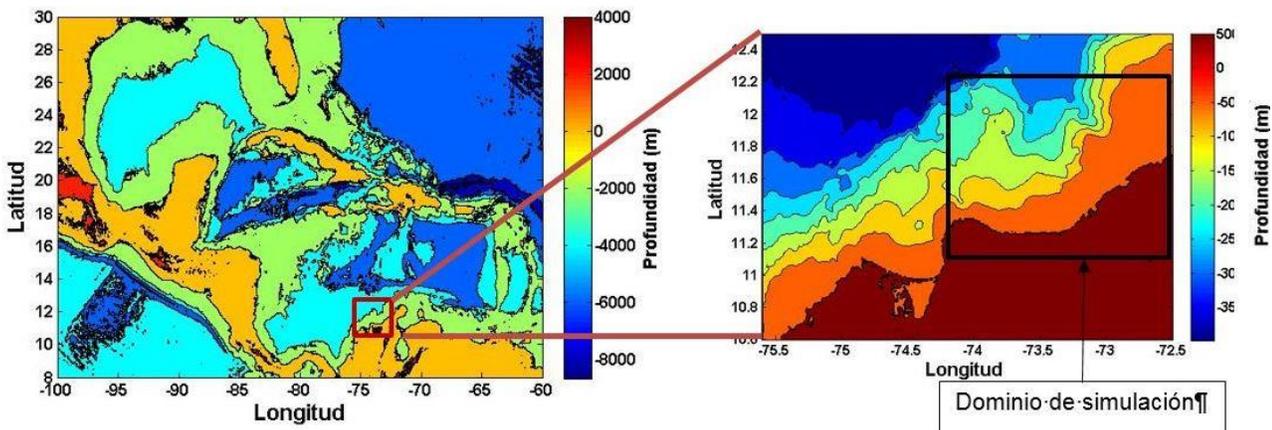


Figura 3-5. Batimetría del dominio

▪ Variables oceanográficas

Para poder capturar la estructura térmica y salina, así como la variación de las corrientes en el dominio, es necesario tener información de las mismas a una buena resolución espacial y temporal. Debido a que los procesos que se quieren analizar tienen escalas temporales de horas a días, y valores espaciales del orden de centenas de metros a

unidades de kilómetros $O(100 \text{ m}-1 \text{ km})$ se decidió usar la base de datos HYCOM (Chassignet et al., 2007) que posee una resolución espacial de $1/12^\circ$ y una resolución temporal de 3 horas con varios niveles en la profundidad, llegando hasta 5.000 m. La cantidad de niveles en la vertical puede variar dependiendo de la versión que se implemente. La información de HYCOM se actualiza rápidamente y en la actualidad hay valores para todas estas variables necesarias para las simulaciones, hasta el mes de julio del presente año (2018). Los períodos de datos descargados son Octubre y Noviembre de 2015, que corresponde a las fechas de las mediciones en campo por lo que harán parte de los procesos de calibración y validación, y los meses de Octubre y noviembre de 2008, 2009 y 2010 y enero y febrero de 2009, 2010 y 2011 que corresponden al período de vientos débiles y vientos fuertes de un año normal, año El Niño y año La Niña, respectivamente.

Con estos valores se hizo un proceso de anidamiento a los resultados de la base de datos para hacer un *downscaling* o reducción de escala, de tal manera que la información de la base de datos pueda ser usada para generar las condiciones de frontera y algunos puntos de referencia para comparar resultados del modelo. De esta manera se pueden capturar fenómenos de menor escala espacial y temporal que no se pueden observar en la base de datos. En la Figura 3-6 se muestra la evolución temporal de 2 perfiles de temperatura de la base de datos HYCOM ubicados dentro del dominio.

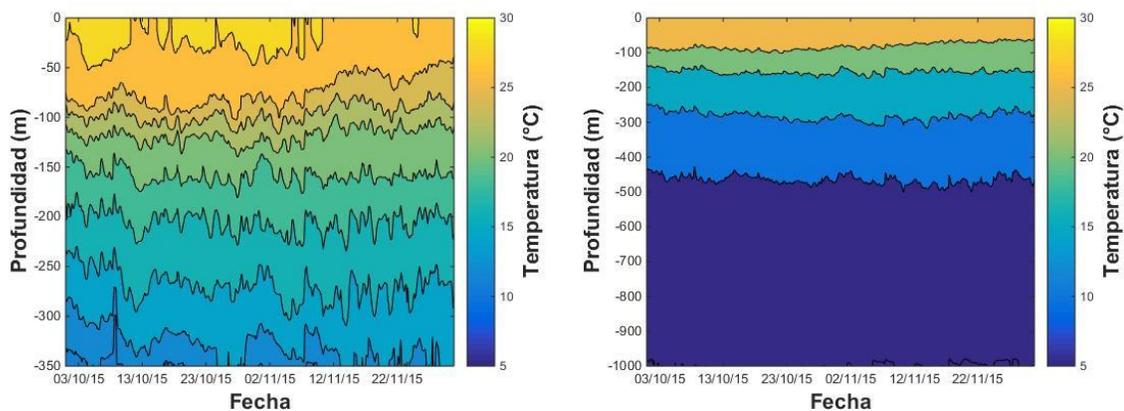


Figura 3-6. Evolución temporal perfiles de temperatura.

a) Lon, Lat (-73.0, 11.8). b) Lon, Lat (-73.0, 12.0)

Estos perfiles tendrán gran importancia a la hora de hacer la distribución de la malla vertical, pues mediante el análisis de la variabilidad térmica se definirán cuáles son las profundidades donde se dan los mayores gradientes.

▪ Variables atmosféricas

Como se mencionó antes, las variables atmosféricas deben ser coherentes con las variables oceanográficas es decir, si la información oceanográfica fue obtenida en campo también deben tomarse las variables atmosféricas en campo; en nuestro caso la

información oceanográfica se tomó de la base de datos HYCOM, así que las variables atmosféricas deben ser las usadas por HYCOM, las cuales, para este caso corresponden al proyecto CFSR de NCEP (Saha et al., 2010). La información usada incluye velocidad del viento a 10 m de altura, radiación solar, humedad relativa del aire, temperatura del aire y nubosidad para las mismas fechas de las variables oceanográficas. En la Figura 3-7 se muestra un ejemplo de las rosas de vientos para los meses de octubre y noviembre de 2015 que serán usados para la calibración; y de marzo y abril de 2016 usados para validar.

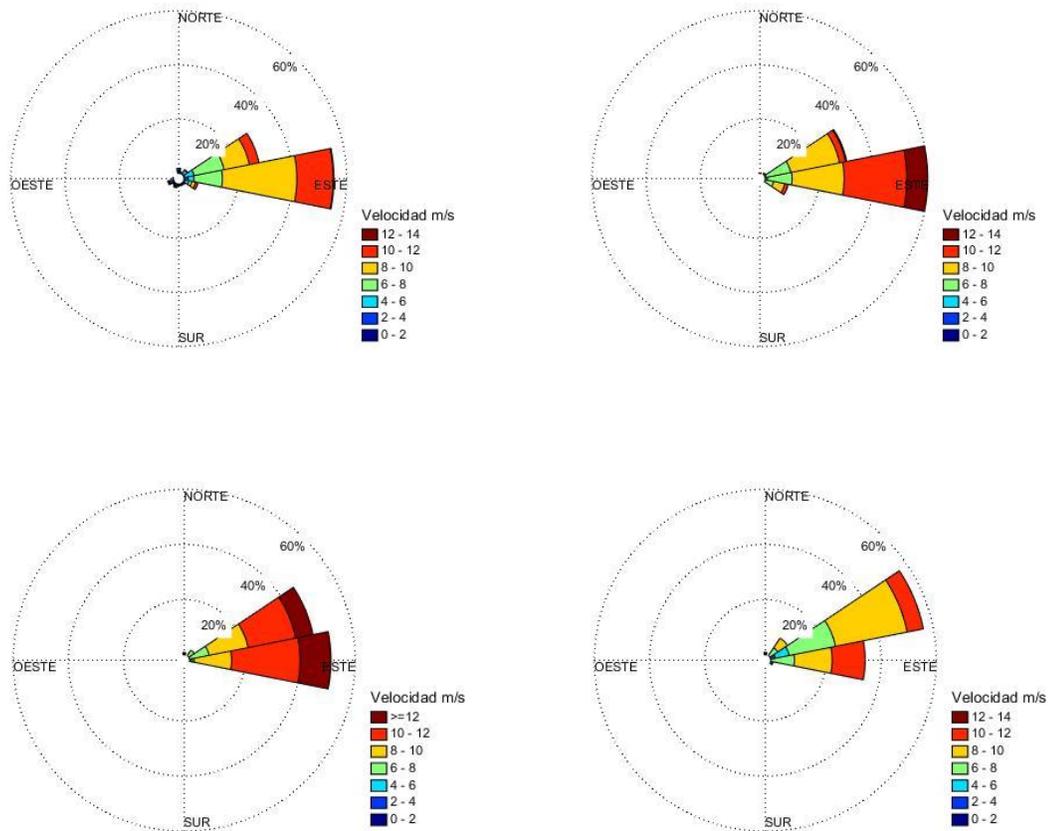


Figura 3-7. Rosas de vientos. Oct-2015 (Sup izq), Nov-2015(Sup der), Mar-2016(Inf izq) Abr-2016(Inf der)

La Figura 3-7 confirma lo mostrado por (Carlos A. Andrade & Barton, 2005), el comportamiento típico de las direcciones en los meses de octubre y noviembre (época de vientos bajos) con vientos que provienen predominantemente del Este, mientras que en marzo y abril se hay una tendencia a que provengan desde el Nordeste.

3.3.3 Análisis estadístico para la calibración y validación del modelo

La calidad de los resultados de las simulaciones solo se puede garantizar mediante un análisis cualitativo y cuantitativo que permita plantear parámetros de desempeño del modelo. A continuación se exponen los parámetros estadísticos usados en este trabajo.

▪ Media aritmética

Se espera que el modelo reproduzca de manera adecuada el comportamiento medio de todas las variables a estudiar (salinidad, temperatura, corrientes) y, por tanto, se analizaron valores a diferentes profundidades y se obtuvo el valor medio de la serie de tiempo y de los datos de referencia para mirar sus diferencias y tendencias. El estadístico a usar en este caso será la media aritmética

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3-2)$$

Desviación estándar y RMSE

De igual forma, la variabilidad de las series alrededor de la media también debe estar en valores aceptables, para esto se usa la desviación estándar. En el caso de la comparación entre los valores simulados y los valores observados, la propagación del error se estimará con el error medio cuadrático (RMSE)

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2} \quad (3-3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (3-4)$$

Donde

P_i El valor estimado
 O_i El valor observado

▪ Índice de concordancia

El índice de concordancia planteado por (Willmott, Robeson, & Matsuura, 2012) pretende mejorar la predicción de los índices de correlación y determinación (r y r^2) los cuales son incapaces de distinguir la naturaleza del error (Willmott, 1981). Ahora, los índices de concordancia reflejan el grado en el cual la varianza de las observaciones se estima de

manera precisa por la varianza de las predicciones. Su rango varía entre 0.0 y 1.0 donde 1.0 indica una concordancia perfecta entre las observaciones y los datos simulados. De igual manera, los índices de concordancia pueden ser fácilmente interpretados y dado su carácter adimensional pueden ser comparados con los valores obtenidos de otros modelos.

$$d = 1 - \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \right] / \left[\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2 \right] \quad (3-5)$$

Donde

\bar{O} La media de los valores observados

3.4 Modelación hidrodinámica

La modelación hidrodinámica es la principal herramienta a usar para describir la dinámica de las corrientes. Para garantizar la validez de los resultados obtenidos con un modelo matemático, se procede a realizar un análisis de sensibilidad del modelo a sus parámetros más relevantes, para luego realizar un proceso de calibración y validación. Finalmente, se realiza el estudio de predicciones de las variables de interés. A continuación se describe en detalle la aplicación de esta metodología de trabajo

El primer paso que debe darse antes de buscar o elegir un modelo adecuado. Para ello se buscan modelos que resuelvan las ecuaciones de conservación de masa, momentum y energía para el flujo medio usando alguna de las técnicas numéricas descritas para poder realizar la descripción de las corrientes, la estabilidad en la vertical y los procesos de balance de salinidad y temperatura. La selección del modelo debe considerar los siguientes aspectos:

- **Formulación numérica:** Se debe buscar un modelo cuyas características computacionales resuelvan las ecuaciones acopladas en todas las direcciones, la evolución de la superficie libre, usar métodos hidrostáticos y no-hidrostáticos, estimar flujos de calor, hacer balances térmicos, salinos y que tenga en cuenta el comportamiento atmosférico.
- **Representación de fenómenos físicos:** El modelo debe poder acoplar viento, radiación solar, corrientes, niveles, superficie libre, condiciones de salinidad y temperatura. Debe tener en cuenta fronteras abiertas y capturar procesos de escala horaria temporalmente y del orden de cientos de metros a unos kilómetros en escalas espaciales.

3.4.1 Inventario de modelos

Siguiendo las recomendaciones planteadas por (Betancur Pérez, 2013) y la accesibilidad, se llega a la conclusión que los modelos a probar serán el modelo ELCOM (Estuary, lake, Coastal and Oceanic Modelling) y el modelo DELFT3D. Ambos modelos presentan un esquema de diferencias finitas como solución computacional, esquemas de turbulencia algebraicos tipo Spallart-Almarás, $\kappa - \epsilon$, entre otros; y ambos presentan módulos no-hidrostáticos.

Algunas de las diferencias entre ambos modelos son:

- El modelo DELFT3D maneja coordenadas z y σ , mientras que el modelo ELCOM solo z .
- Ambos modelos asimilan corrientes. Sin embargo, el modelo ELCOM debe tenerlas como entradas de caudal, es decir, debe tenerse en cuenta el área de las celdas para poder incluir perfiles de velocidad.
- El modelo ELCOM presenta un modelo de capa de mezcla en la vertical más elaborado que el modelo DELFT pues su enfoque es poder realizar estos procesos en lagos y estuarios donde estas dinámicas son fuertes.
- El modelo DELFT3D presenta muchos módulos, interfaz gráfica, creación de mallas estructuradas y no-estructuradas, acoplamiento y anidamiento de mallas; mientras que el modelo ELCOM no presenta estas ventajas de pre-procesamiento y en las mallas solo permite mallas estructuradas con factores de refinamiento.
- Ambos modelos poseen la facilidad de ingresar los parámetros atmosféricos variables en el tiempo y en el espacio.

3.4.2 Pruebas y selección

Se realizó una prueba base con ambos modelos para poder observar sus características y facilidades y al fin poder obtener un resultado convincente para su selección. En este caso se seleccionó un dominio cuadrado de 2000 metros de longitud con 100 metros de profundidad máxima forzado con corrientes en las fronteras laterales y con niveles en la frontera norte. Se probaron los casos de la Tabla 3-6 para ver el comportamiento de los modelos con diferentes forzadores. En estos casos se colocaban valores constantes de los forzadores y luego se hacían distribuciones espacio-temporales a medida que fuera más complejo el resultado. En la Figura 3-8 se muestra el dominio de simulación de las pruebas.

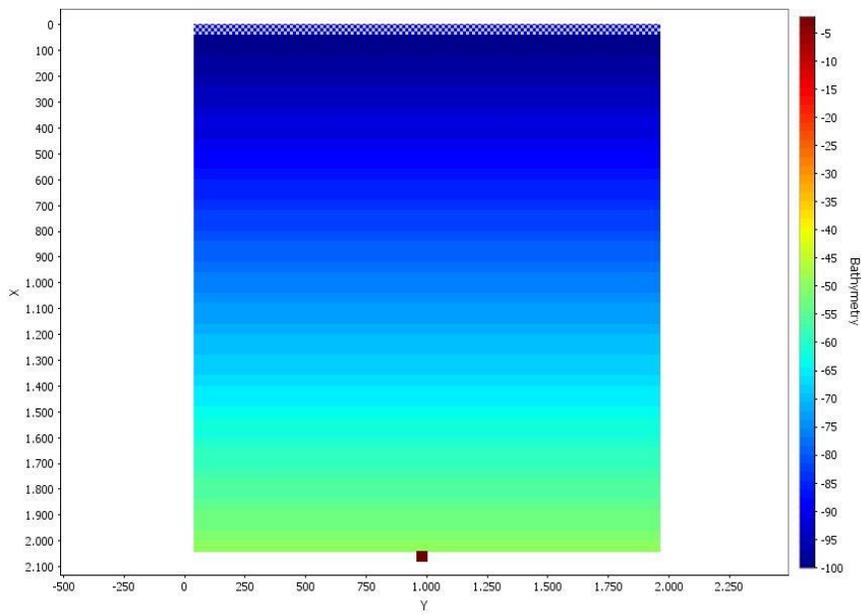


Figura 3-8. Dominio de simulación de prueba y su batimetría

Tabla 3-6. Casos de simulación preliminar

Forzador	Caso 1	Caso 2	Caso 3	Caso 4	Caso 5	Caso 6	Caso 7	Caso 8
Radiación solar (W/m ²)	Serie							
Cobertura de nubes (%)	0	Serie						
Humedad relativa (%)	0	0	Serie	Serie	Serie	Serie	Serie	Serie
Temperatura del aire (°C)	25,3	25,3	25,3	Serie	Serie	Serie	Serie	Serie
Viento (m/s)	0	6,21	6,21	6,21	Serie	Serie	Serie	Serie
Corrientes (m/s)	Nulas	Nulas	Nulas	Nulas	Nulas	Nulas	serie	Serie
Marea (m)	Serie	Serie	Serie	Serie	Serie	Nulas	Nulas	Serie

Al ejecutar el caso número 6 se evidenció que el modelo ELCOM no tiene la capacidad de aceptar varios perfiles como condición de frontera, ya que cada punto en la vertical se toma como una frontera independiente, generando que se sobrepase el límite de fronteras que es capaz de manejar, mientras que el modelo Delft3D tiene la capacidad de admitir estos perfiles e interpolarlos a la resolución requerida. Por tanto se selecciona el modelo Delft3D como el más adecuado para la ejecución de las simulaciones.

3.4.3 Configuración del modelo

Delft3D es un modelo hidrodinámico que posee varios módulos, cada uno relacionado con una componente física diferente (corrientes, oleaje, morfodinámica, calidad del agua). En este caso se usa únicamente el módulo de corrientes (FLOW) el cual requiere varios archivos con la información de malla, batimetría, estructuras existentes, condiciones iniciales, condiciones de frontera, flujos de calor, puntos de observación y un archivo maestro que contiene toda la información de los parámetros físicos y numéricos y los módulos a activar. Estos archivos son creados a partir de la información descrita en el capítulo anterior. Para este caso se plantea un modelo 3D orientado según línea de costa y lo suficientemente amplio para que los puntos de muestreo estén alejados de la frontera y se eviten los efectos de borde. En la Figura 3-9 se muestra el dominio de simulación configurado y la batimetría correspondiente.

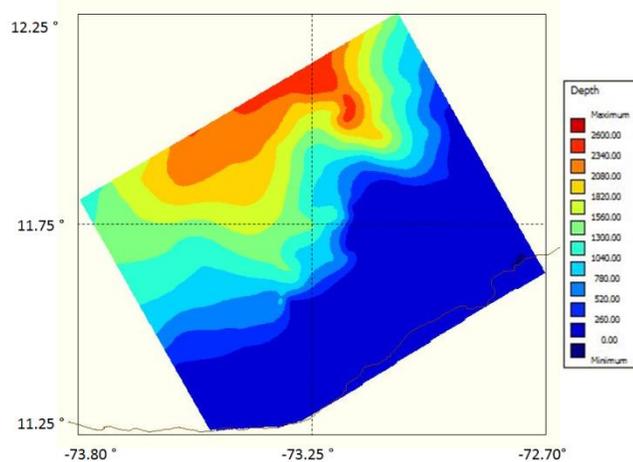


Figura 3-9. Configuración del dominio y batimetría

▪ Condiciones de frontera

En la configuración se pudo evidenciar que lo más importante para ejecutar el modelo es la determinación del tipo de condiciones de frontera. El modelo Delft3D admite condiciones de corrientes, niveles, tipo Neumann y Riemman, entre otros. Luego de varias combinaciones se encontró que para este caso de estudio en el que se tienen 3 fronteras abiertas las condiciones tipo Riemman fueron las únicas con las que se logró ejecutar una simulación estable. Estas condiciones consideran la celeridad de la onda incidente teniendo en cuenta las corrientes, los niveles y la profundidad en la frontera creando una nueva variable llamada el invariante de Riemman. La ecuación del invariante de Riemman se presenta a continuación

$$R = U + \sqrt{2gd} + \zeta \sqrt{\frac{g}{d}} \quad (3-6)$$

Donde:

- R:** Invariante de Riemman
- U:** Velocidad de la corriente
- d:** Profundidad en el punto
- ζ :** Variación de la superficie libre

Este tipo de condición de frontera considera que la velocidad ingresa de manera normal al dominio y que la fricción en el fondo es despreciable, condición aplicable en este caso ya que las fronteras son profundas y, como se mencionó anteriormente, están alejadas de los puntos de interés para reducir los efectos de borde.

▪ **Tiempo de calentamiento y condición inicial**

Durante las simulaciones realizadas se evidenció que el modelo tenía resultados cuyos valores son independientes de las condiciones iniciales luego de unos 20 días de simulación, lo que implicaba un tiempo de cómputo mayor ya que siempre se debía dejar estos primeros 20 días para poder empezar a realizar análisis. Para mejorar lo anterior se creó un archivo de condiciones iniciales mediante la plataforma Dashboard a partir de una simulación previa estable que se tomaba como base para el archivo de condiciones iniciales. Este archivo redujo el tiempo de calentamiento a solo 4 días.

3.4.4 Calibración y validación

La calibración y la validación consisten en determinar cuáles son los parámetros (físicos y numéricos) que hacen que el modelo tenga el mejor desempeño posible. Para evaluar el desempeño del modelo se deben comparar los resultados obtenidos en las simulaciones con valores de referencia de la información tomada en campo y la información secundaria, de una manera visual y usando las herramientas estadísticas. Se debe tener en cuenta que el tiempo de cómputo también es un factor a tener en cuenta pues es posible lograr resultados igualmente útiles con menores esfuerzos computacionales. A continuación se muestran los diferentes casos simulados para obtener el que mejor desempeño tiene teniendo en cuenta la precisión y el tiempo computacional.

▪ **Selección del tamaño de malla**

El tipo y el tamaño de la malla juegan un papel importante en las simulaciones, tanto en su estabilidad como en la precisión de sus resultados así que determinar un tamaño, orientación y tipo de malla adecuado genera resultados más confiables con menor costo computacional. Es de esperarse que las mallas con mayor resolución sean las que generen los resultados más precisos, ya que capturan mayores detalles en los procesos, sin embargo también son las que menores tamaño de pasos de tiempo requieren siguiendo la condición de estabilidad numérica de Courant, por tanto los tiempos de cómputo también

son mayores. Con este análisis de sensibilidad se busca una configuración que se acerque lo mejor posible a la malla de mayor resolución reduciendo el tiempo de cómputo lo que más se pueda.

Debido a la forma del dominio seleccionado y a las condiciones que deben cumplirse para la configuración de las fronteras se decide crear una malla ortogonal estructurada; se proponen entonces 3 mallas para analizar: la primera con un tamaño de 1 km ya que esta es la distancia a la que los puntos de observación se encuentran separados, la segunda una malla de 300 m, que será tomada como la malla más fina y una tercera malla de tamaño variable que va desde 1 km en las zonas externas hasta los 300 m en la zona donde están los puntos de observación. En la Figura 3-10 se muestran estas 3 configuraciones.

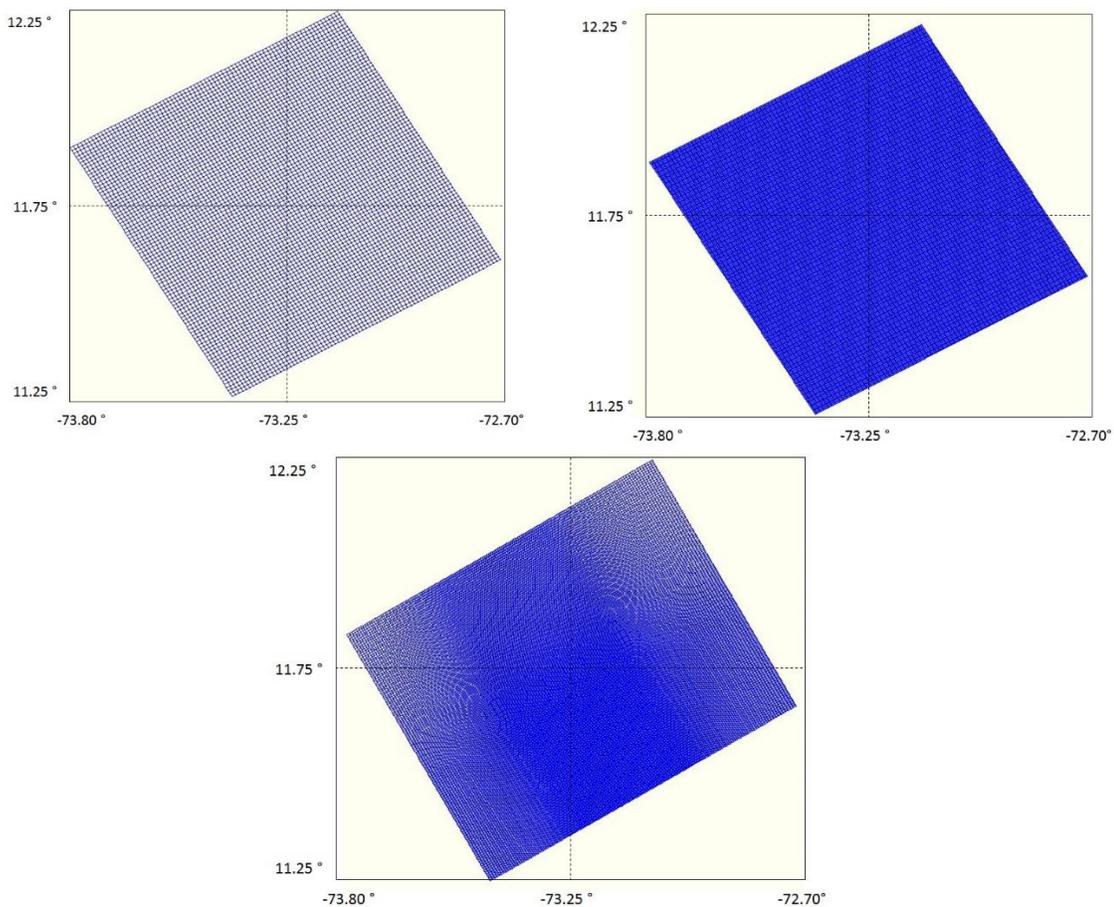


Figura 3-10. Mallas de simulación planteadas. Malla 1 km (Sup izq), malla 300 m (Sup der), malla refinada 1km-300m (Inferior)

Usando la condición de Frederich-Courant se determinó el valor del paso de tiempo para cada una de las mallas. Adicionalmente, se realizaron pruebas de simulación numérica para corroborar esta información. En la Tabla 3-7 se muestran los resultados.

Tabla 3-7. Paso de tiempo para cada malla

Malla 1km	Malla 300 m	Malla refinada
1 min	30 seg	45 seg

En cuanto a la malla vertical se plantearon 2 mallas en coordenadas Z, la primera una malla de tamaño de celda uniforme y la segunda se creó haciendo un análisis de la variabilidad de la temperatura en la vertical para varios puntos de la base de datos dentro del dominio y se determinaron las profundidades a las que se dan los mayores gradientes. Las mallas planteadas para este caso tienen 31 niveles (30 niveles bajo el nivel medio y 1 nivel sobre la superficie) que alcanzan los 2600 metros de profundidad. En la Figura 3-11 se muestran las mallas verticales planteadas.

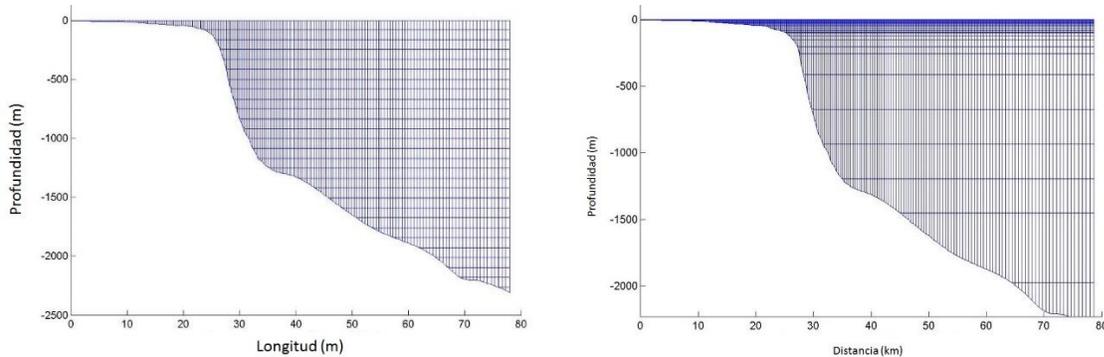


Figura 3-11. Malla vertical planteada

El período de simulación usado como prueba fue Octubre-Noviembre de 2015 ya que en Noviembre fue la época de la campaña de campo y se simula Octubre como período de calentamiento. En la Figura 3-12 se muestra la ubicación de los puntos en los que se hicieron las comparaciones. En la Figura 3-13 y Figura 3-14 se muestran los resultados de cada caso en un punto costero (pto 02), de aguas medias (pto 06) y aguas someras (pto 31). En cada figura se muestra el perfil simulado, el perfil medio, el perfil más cercano de la base de datos y la región en la que varían los perfiles simulados un día antes y uno después.

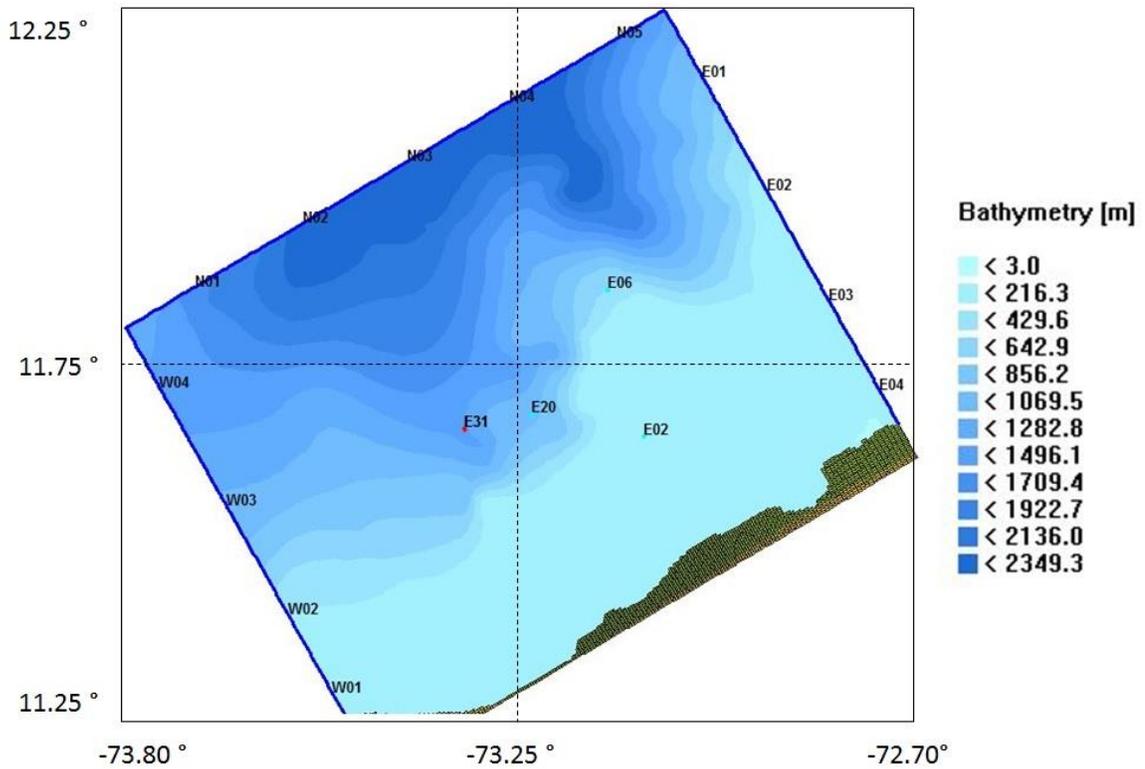


Figura 3-12. Puntos de observación para comparaciones

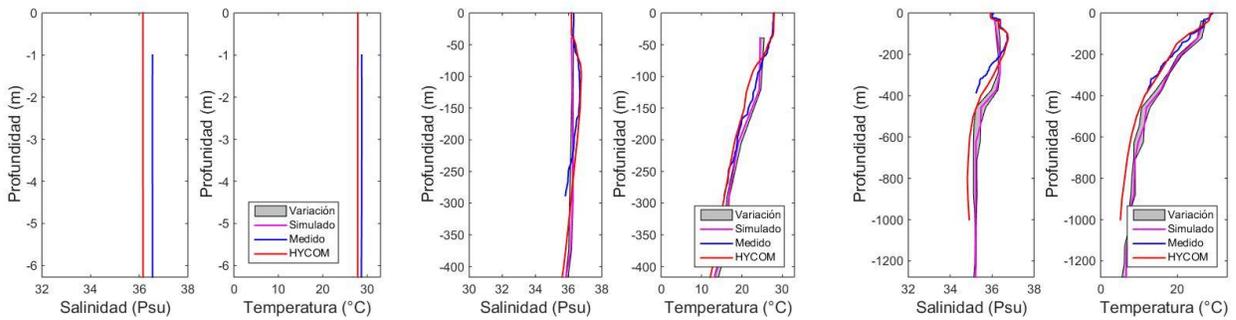


Figura 3-13. Comparación de perfiles de salinidad y temperatura malla 1. (Der pto 02) (Med pto 06) (Izq pto 31)

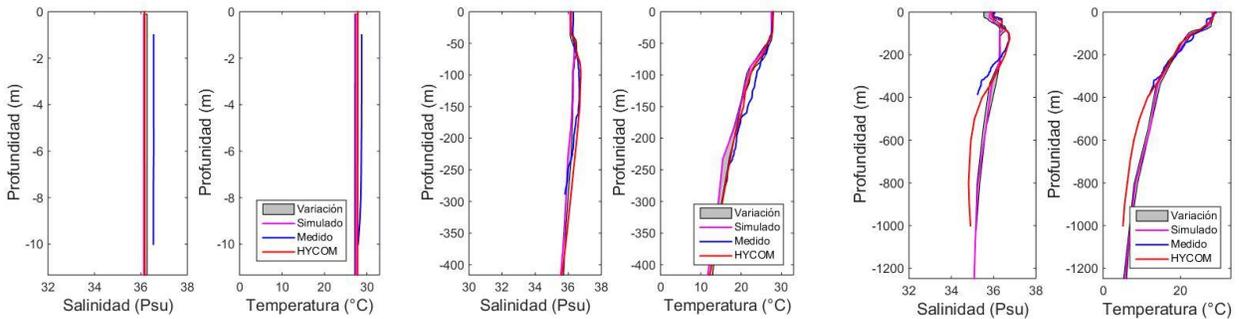


Figura 3-14. Comparación de perfiles de salinidad y temperatura malla 2. (Der pto 02) (Med pto 06) (Izq pto 31)

En las figuras anteriores se puede ver que los perfiles medidos y los de la base de datos tienen una gran similitud, además la malla refinada en puntos locales parece ajustarse mejor ya que captura los fenómenos de la capa superficial debido a su resolución, mientras que la malla uniforme tiene su primer nodo en vertical cerca de 50 metros por lo que los procesos de mezcla, termoclina y haloclina que se dan en los primeros metros cerca de la superficie no se logran ver, así que se decide trabajar la malla refinada localmente.

▪ **Calibración**

Una vez definida la malla de cálculo se procede a determinar cuáles son los parámetros numéricos que generan los resultados más cercanos a los valores de referencia tomando como parámetro de rendimiento los indicadores estadísticos; para cada uno de los parámetros se plantearon 3 escenarios según el rango de los valores encontrados en la literatura. Para cada parámetro se tomó el valor que mejor desempeño muestra para así obtener una combinación de parámetros que muestre un resultado adecuado. Es importante aclarar que el punto óptimo no se alcanza necesariamente al evaluar cada parámetro por separado, sin embargo la cantidad de combinaciones posibles es muy alta y hace poco eficiente la calibración. A continuación se enumeran los parámetros que se analizaron y los rangos de valores que pueden adquirir y en la Tabla 3-8 se muestran los valores predeterminados del modelo para cada uno de ellos.

Tabla 3-8. Parámetros predeterminados del modelo DELFT3D

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Eddy diffusivity horizontal (m ² /s)	10	Eddy viscosity vertical (m ² /s)	0
Eddy diffusivity vertical (m ² /s)	0	Profundidad disco secchi	2
Eddy viscosity horizontal (m ² /s)	1	Coefficiente de dragado	0.00063

- **Eddy diffusivity horizontal:** Coeficiente de difusividad horizontal en el modelo turbulento escogido, según (Nencioli, D’Ovidio, Doglioli, & Petrenko, 2013) el rango de este parámetro puede tomar valores del orden de $O(0.1\text{ m}^2/\text{s} - 10\text{ m}^2/\text{s})$ con un valor sugerido de $5\text{ m}^2/\text{s}$. Se prueban los valores de 10, 5, 1 y $0.1\text{ m}^2/\text{s}$.
- **Eddy diffusivity vertical:** Coeficiente de difusividad vertical en el modelo turbulento escogido, según (Gargett, 1984) el rango de este parámetro puede tomar valores del orden de $O(0.5\text{ cm}^2/\text{s} - 1.0\text{ cm}^2/\text{s})$ con un valor sugerido de $5\text{ m}^2/\text{s}$. Se prueban los valores de 10, 5, 1 y $0.1\text{ m}^2/\text{s}$.
- **Eddy viscosity horizontal:** Coeficiente de viscosidad turbulenta horizontal en el modelo turbulento escogido, parámetro que varía ampliamente dependiendo de la escala de trabajo, entre más grande es la malla mayor es su valor. Según el manual del propio modelo (Deltares, 2014) el rango de este parámetro puede tomar valores del orden de $O(10^2\text{ m}^2/\text{s})$ para mallas “gruesas” (tamaños de celda del orden de

las centenas de metros). Se prueban los valores de 1 (predeterminado), 10, 100 m²/s.

- **Eddy viscosity vertical:** Coeficiente de viscosidad turbulenta vertical en el modelo turbulento escogido, el cual, según (Stewart, 2008) puede tomar valores del orden de $O(10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} - 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s})$. Se prueban los valores de 0 (predeterminado), 10^{-3} , 5×10^{-4} (sugerido en pruebas anteriores) y $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Profundidad del disco Secchi:** La profundidad del disco Secchi es el parámetro con el que se estima el coeficiente de extinción de la luz, el cual indica la facilidad que tiene la luz de penetrar en el agua; para este caso se usa el valor predeterminado de 2 m y un valor de 10 m, valor medido en campo. En la siguiente ecuación se muestra la relación entre ambos parámetros.

$$\xi = \frac{1.7}{H_{secchi}} \tag{3-7}$$

Con ξ coeficiente de extinción de la luz (m^{-1}) y H_{secchi} profundidad del disco (m)

- **Coeficiente de dragado del viento:** El último parámetro a probar fue el coeficiente de dragado relacionado con la transmisión del momentum del viento hacia la superficie del agua como fue explicado anteriormente en el capítulo 2.

Los parámetros de la configuración final se muestra en la Tabla 3-9.

Tabla 3-9. Parámetros finales de calibración

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Eddy difusivity horizontal (m ² /s)	5	Eddy viscosity vertical (m ² /s)	0.00
Eddy difusivity vertical (m ² /s)	0.0001	Profundidad disco secchi	10
Eddy viscosity horizontal (m ² /s)	100	Coeficiente de dragado	0.0012

Para mostrar el desempeño del modelo se muestran los perfiles estimados con la configuración final en distintos puntos a lo largo del dominio. Adicionalmente se estimaron los estadísticos que muestran el resultado de la calibración. En la Figura 3-15, se muestran los perfiles simulados y su comparación con los medidos y las bases de datos y en la Tabla 3-10 y Tabla 3-11 se muestran los estadísticos comparativos.

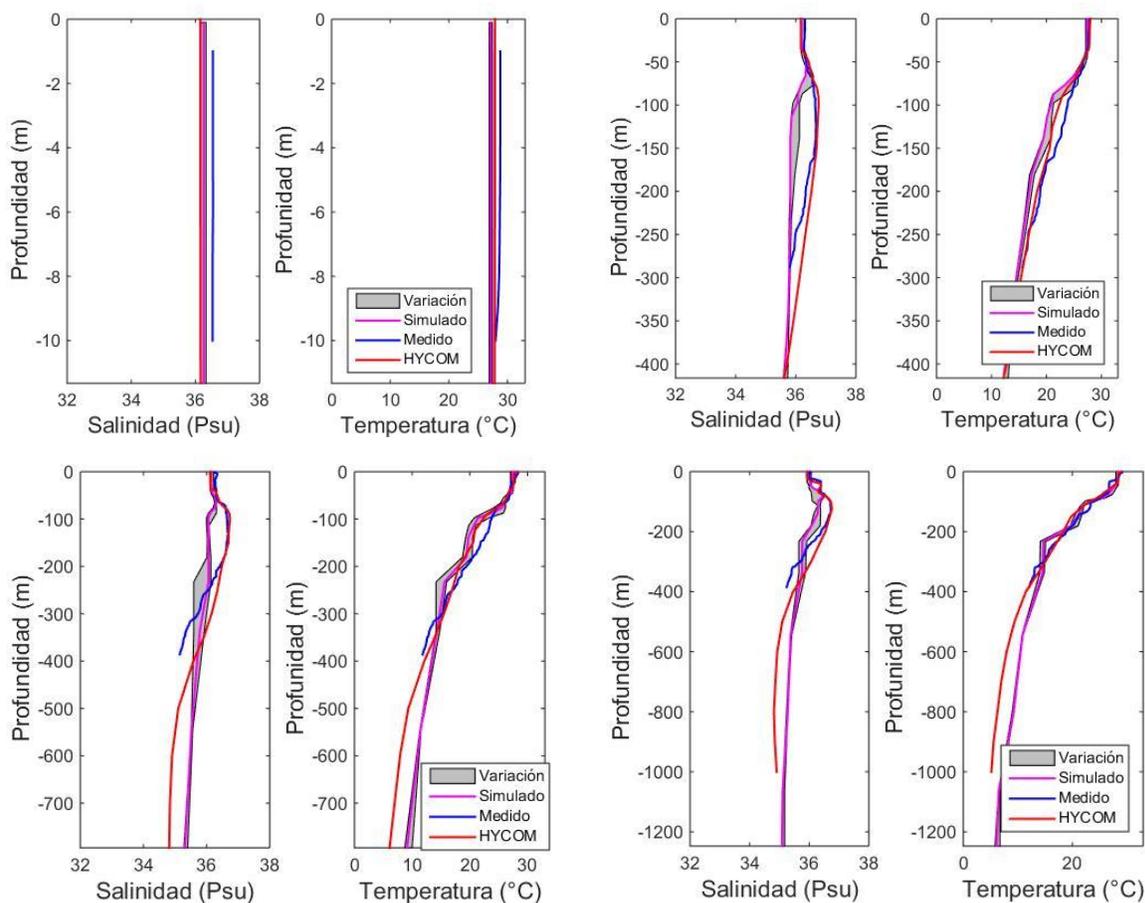


Figura 3-15. Calibración final a) Pto 02 b) Pto 06 c) Pto 20 d) Pto 31

Tabla 3-10. Estadísticos de desempeño. Modelado vs mediciones

	RMSE		Concordancia		MAE	
	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura
Pto 02	0.371	0.653	0.021	0.214	0.371	1.185
Pto 06	0.496	2.007	0.456	0.943	0.408	1.712
Pto 20	0.389	1.544	0.659	0.975	0.334	1.319
Pto 31	0.327	1.150	0.794	0.988	0.289	0.968

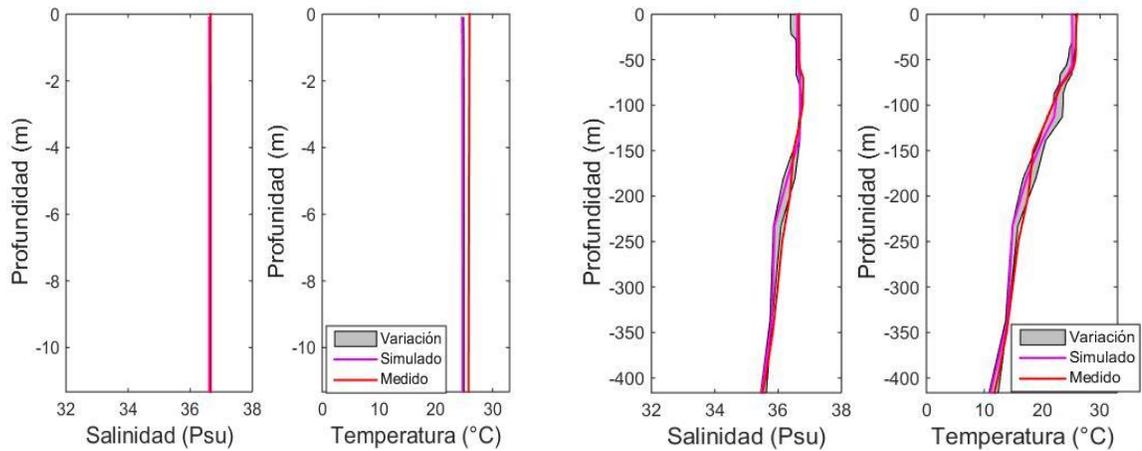
Tabla 3-11. Estadísticos de desempeño. Modelado vs base de datos HYCOM

	RMSE		Concordancia		MAE	
	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura
Pto 02	0.025	0.345	0.333	0.437	0.024	0.297
Pto 06	0.520	1.088	0.539	0.987	0.425	0.955
Pto 20	0.438	2.041	0.803	0.970	0.395	1.696
Pto 31	0.381	2.098	0.868	0.973	0.354	1.879

Los resultados obtenidos muestran un mejor ajuste estadístico en la concordancia con la temperatura que con la salinidad, sin embargo estos resultados deben interpretarse bajo un criterio físico adecuado y mirando los otros indicadores. La estructura de los perfiles de salinidad y temperatura están bien representadas y su variación promedio es baja a la luz de los estadísticos RMSE y MAE ya que éstos tienen las mismas unidades que la variable a estudiar y muestran ser bajos en cada caso. En las profundidades cercanas a los 100 m una zona en la que el gradiente salino no es bien representado, la hipótesis es que se puede mejorar a partir del análisis de otras mallas verticales, sin embargo en este momento se dejará la calibración hasta este punto.

▪ **Validación**

En vista de que no hay más datos de campo disponibles se decide usar la base de datos como referencia a la validación ya que previamente se mostró que los datos tomados en campo y los de la base de datos tienen un comportamiento similar, tanto en sus valores como en sus tendencias. El período de validación seleccionado corresponde a los meses de Marzo y Abril de 2016 y, nuevamente, se comparan la salinidad y la temperatura y se estiman los indicadores estadísticos. En la Figura 3-16 se muestran los perfiles estimados y en la Tabla 3-12 los estadísticos de desempeño.



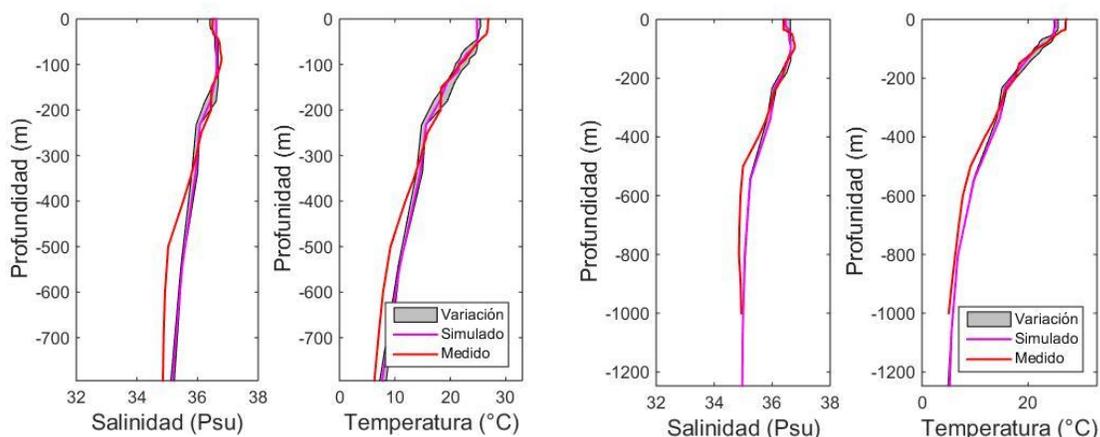


Figura 3-16. Validación final a) Pto 02 b) Pto 06 c) Pto 20 d) Pto 31

Tabla 3-12. Estadísticos de la validación

	RMSE		Concordancia		MAE	
	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura	Salinidad	Temperatura
Pto 02	0.0506	1.093	0.3047	0.0699	0.0506	1.0913
Pto 06	0.1443	0.7796	0.9677	0.9924	0.1182	0.6878
Pto 20	0.3242	1.5705	0.9273	0.9798	0.2687	1.3551
Pto 31	0.2012	1.0453	0.9744	0.9924	0.1715	0.913

Los resultados de la validación son satisfactorios. Se puede notar cómo el modelo representa la estructura térmica y salina en la vertical, observándose que el gradiente de salinidad y temperatura hacia el fondo se captura de una buena manera y por lo tanto el perfil de densidad tendrá un comportamiento similar. Adicionalmente, los puntos mostrados están distribuidos en la zona de interés y por tanto también muestran una variabilidad espacial adecuada. Para mirar la validación temporal se hizo un análisis de la serie de tiempo para la salinidad, temperatura y las componentes de las corrientes en dirección Norte-Este (V, U) a diferentes profundidades en el punto 31. Los resultados se muestran en la Figura 3-17.

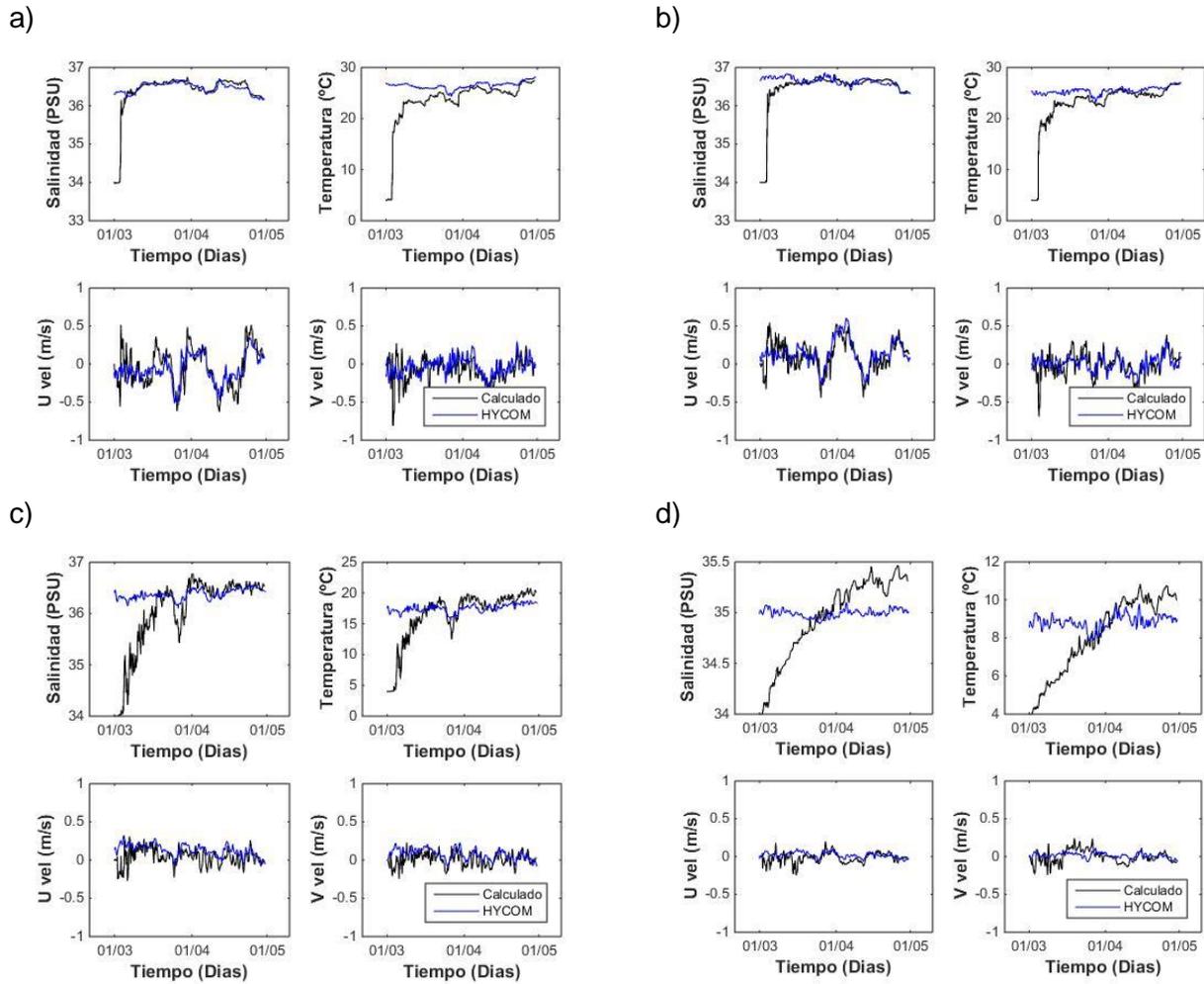


Figura 3-17. Validación temporal de los resultados en el punto 31 a diferentes profundidades. a) 10 m b) 50 m c) 200 m y d) 500 m.

La validación temporal muestra que el modelo sigue las tendencias de los datos en todas sus variables a diferentes profundidades, aunque a los 500 m de profundidad incluso muestra mayores variaciones de las mismas ya que tiene una resolución temporal mayor a la de la base de datos lo que da confiabilidad en los resultados y en que los procesos a representar son capturados de manera adecuada.

Una vez hecho el proceso de calibración y validación se pueden realizar los análisis deseados para la zona de estudio. En los siguientes literales se analiza la estructura térmica y salina de los escenarios descritos en el literal 3.2.

4. Dinámica oceánica

Una vez calibrado y validado el modelo se procede a hacer la descripción de la dinámica oceanográfica. Para ello se toman los escenarios planteados (meses de mayor y menor viento en año Normal, El Niño y La Niña) y en cada uno de ellos se miran las estructuras de corriente que se puedan dar. En este trabajo se analizarán las corrientes usando campos de velocidad, rosas de direcciones de corrientes en distintos puntos a diferentes profundidades, la vorticidad relativa en superficie para caracterizar estructuras y el comportamiento de la salinidad y temperatura y su relación con las corrientes. Los resultados se comparan para los diferentes escenarios.

4.1 Descripción de las corrientes

Antes de comenzar esta descripción es importante mostrar el comportamiento de las condiciones de frontera, pues con ellas se puede ver con claridad si los resultados obtenidos son coherentes. Se muestra entonces la evolución temporal de las velocidades en 3 puntos, cada uno cercano a la frontera Este, Norte y Oeste respectivamente. En la Figura 4-1 se muestra la convección usada y en Figura 4-2 se muestra el periodo de vientos altos en el año Normal y en la Figura 4-3 se muestra el mismo perfil que en la Figura 4-2 el resto de casos se deja a los anexos.

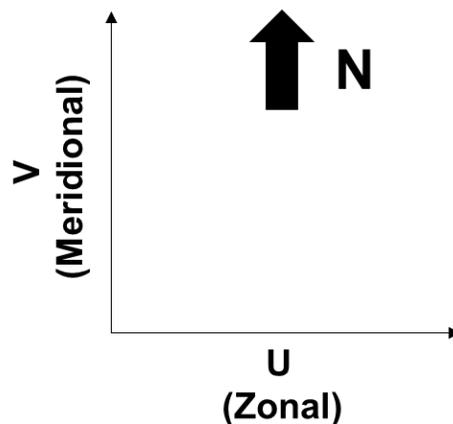


Figura 4-1. Convención de signos y dirección

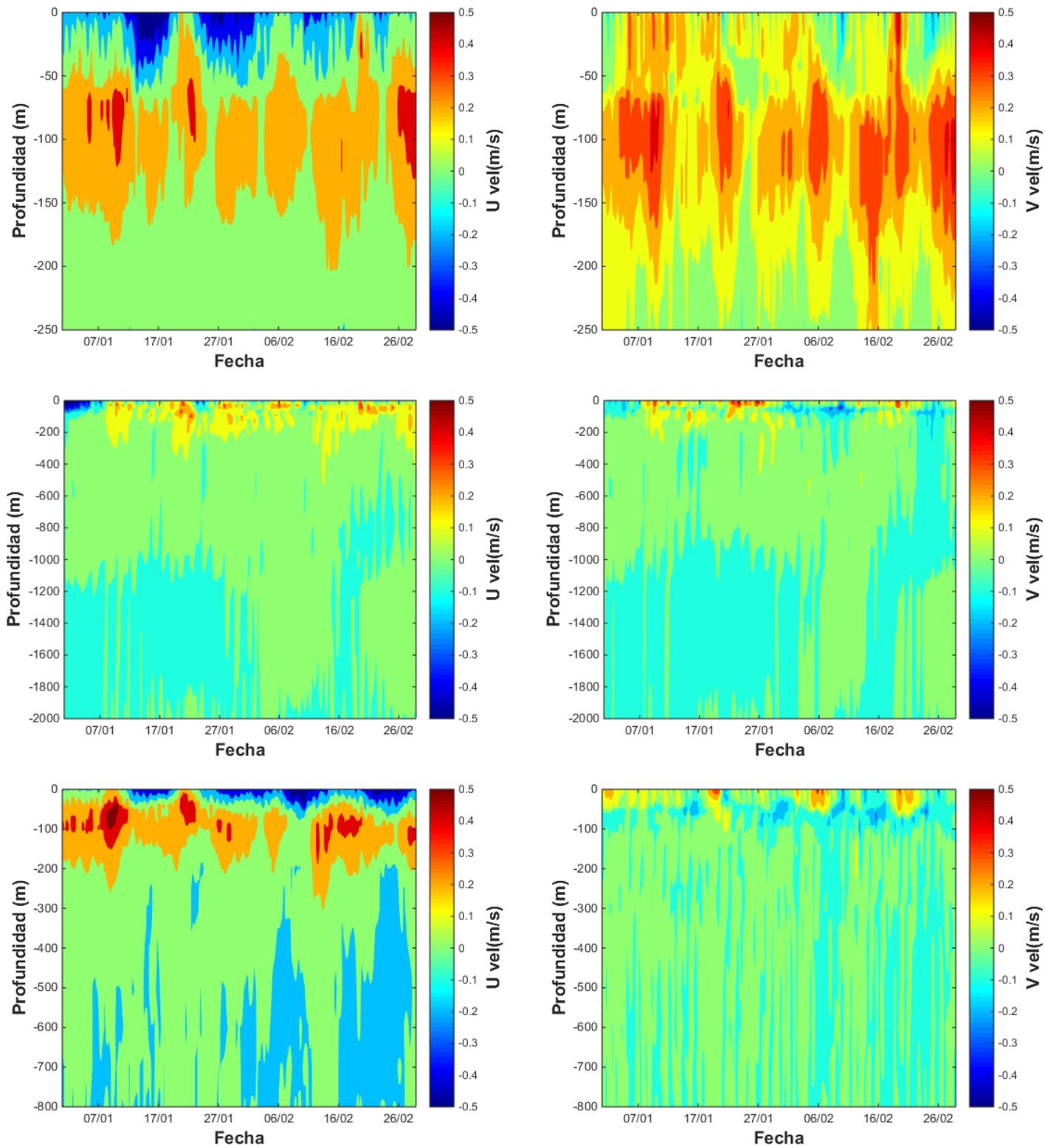


Figura 4-2. Evolución temporal de las componentes del perfil de corrientes en las fronteras. Este (arriba), Norte (centro) y Oeste (abajo)

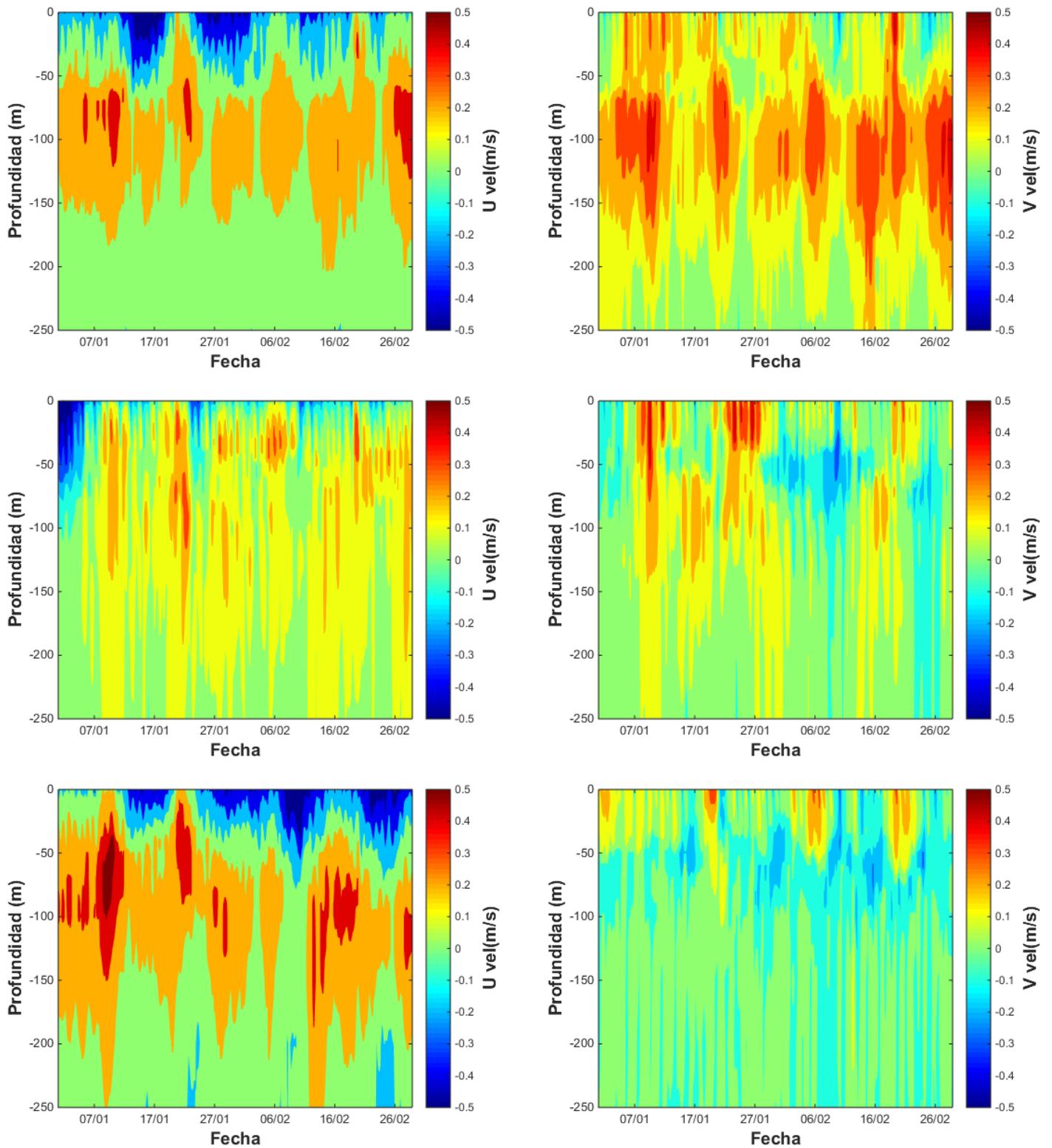


Figura 4-3. Detalle hasta 250 m Evolución temporal de las componentes del perfil de corrientes en las fronteras. Este (arriba), Norte (centro) y Oeste (abajo)

En la frontera Este se observa una corriente superficial con componente zonal negativa llegando a valores de hasta 50 cm/s, y una componente meridional predominantemente positiva y de mayor variabilidad en la magnitud. Hacia los 100 metros de profundidad se muestra una contracorriente que viaja con una componente zonal inversa a la de la superficie, pero con una componente meridional similar. Esto muestra que por esta frontera, en superficie, las corrientes entran al dominio, mientras que a una profundidad de 100m sale del mismo.

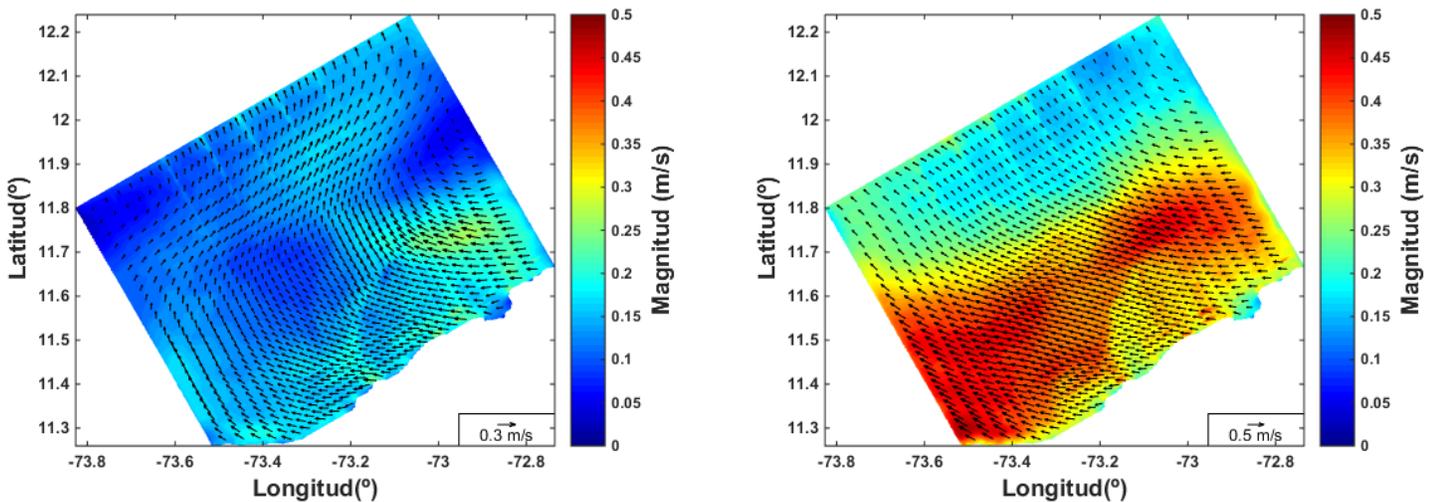
En la frontera Norte se observan corrientes con una magnitud menor tanto en sus componentes meridionales como zonales, la componente meridional es predominantemente positiva, mientras que la zonal muestra algunas variaciones y en general a profundidades mayores a los 200 m no se nota una dinámica fuerte. Este análisis nos muestra que la corriente superficial sale del dominio y que la batimetría es un parámetro condicionante en el comportamiento de las corrientes.

En cuanto a la frontera Oeste el comportamiento es similar a la frontera Este, sin embargo la componente meridional no muestra ser relevante pues su magnitud es baja en comparación a la componente zonal. En este caso la corriente sale del dominio en superficie e ingresa a él cerca de los 100 m de profundidad de forma horizontal.

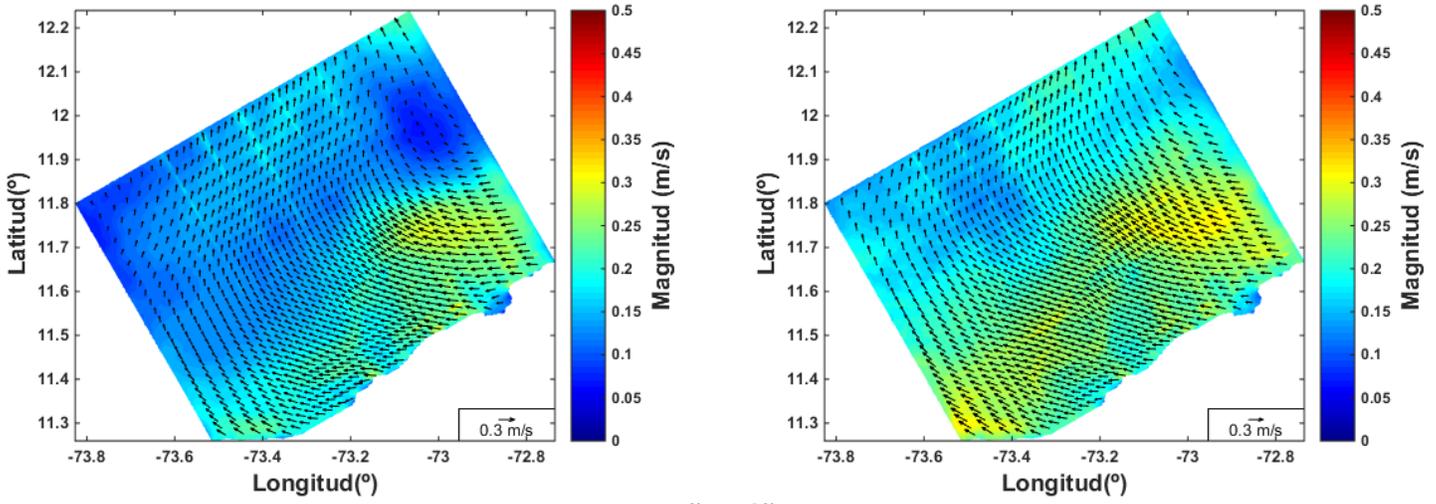
4.1.1 Campos de velocidad superficial

La primera comparación que se hace es de campos superficiales de velocidad, para ello se estiman los campos de velocidad promedio de cada escenario haciendo un promedio de sus componentes. Primero se analizan los resultados de los periodos de vientos altos en cada escenario. A continuación se muestran los campos de velocidad superficial promedio obtenidos:

Año Normal



Año Niño



Año Niña

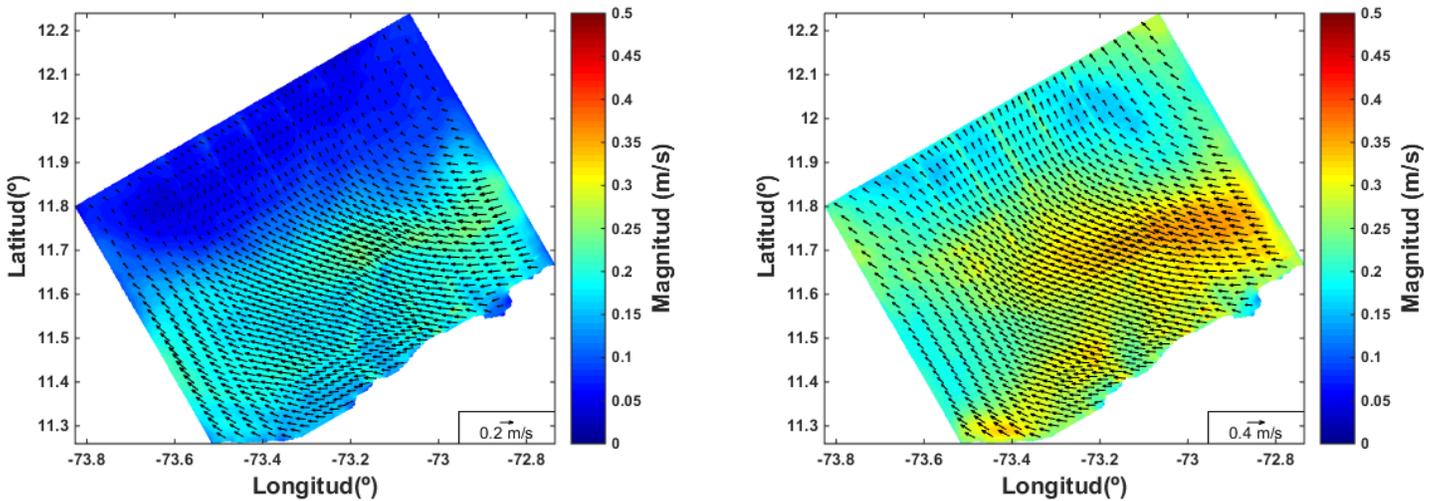


Figura 4-4. Campos superficiales de velocidad. Nov 2008- Feb 2009 (Arriba), Nov 2009- Feb 2010 (centro), Nov 2010- Feb 2011 (Bajo)

En todos los casos se puede observar una zona de alta velocidad cerca de los -73° , 11.7° (Lon, Lat), viajando hacia el Noroeste con magnitudes que sobrepasan los 30 cm/s en la época de vientos bajos y los 40 cm/s en las zonas de vientos altos, así como una corriente que viaja hacia el suroeste a lo largo de la costa. En todos los casos se muestra que en la época de vientos altos se aumentan considerablemente las velocidades, por tanto se corrobora lo mostrado en los trabajos anteriores (ver (Carlos A. Andrade & Barton, 2005; Montoya-Sánchez et al., 2018; Ruiz-Ochoa et al., 2012) ya que el viento es el principal forzador atmosférico. Llama la atención que el escenario de vientos altos para año Normal muestre un campo de corrientes con magnitudes mayores a sus contrapartes de año El Niño y año La Niña.

Hacia la frontera norte del dominio, en donde están las profundidades mayores, se observa una tendencia a tener velocidades menores y direcciones hacia el norte, lo que puede

mostrar una marcada influencia del viento típico de zonas de surgencia en la cual el agua se desplaza aguas adentro en el océano causando el ascenso de aguas profundas.

Otro comportamiento que se puede ver en los campos es la influencia de la topografía, pues en general se ve una zona de aceleración en la zona cercana a la costa y una zona de velocidades menores hacia la frontera norte; la zona de alta velocidad antes descrita está cerca de un cañón que se ve en la batimetría.

En este análisis no es clara la influencia del ENSO en la época de vientos bajos, se plantea entonces desarrollar otra clase de análisis como las rosas de direcciones para ver si hay o no una influencia fuerte de este fenómeno macroclimático. Estos análisis se muestran más adelante.

4.1.2 Evolución temporal de las corrientes

Continuando con la descripción se propone hacer un análisis temporal de las corrientes en varios puntos del dominio. En este caso, se toman los puntos 06, 20 y 31 en los que se realizó la calibración del modelo, ya que están distribuidos por la zona de interés y tienen diferentes profundidades. En este caso se analizará principalmente el punto 06 ya que está ubicado en la zona de mayor velocidad en todos los casos, además que alcanza las profundidades de interés; los puntos restantes se presentan como anexos. Como primer análisis se muestra la evolución temporal del perfil de velocidad de las componentes U y V. Se pretende identificar comportamientos comunes en las corrientes de los diferentes puntos y determinar la variación en la estructura vertical de las corrientes. En las Figura 4-7 y Figura 4-7 se muestran las componentes de velocidad en el punto 06 para el periodo de vientos altos y bajos respectivamente. Para facilidad del lector se vuelve a poner la figura con los puntos de observación.

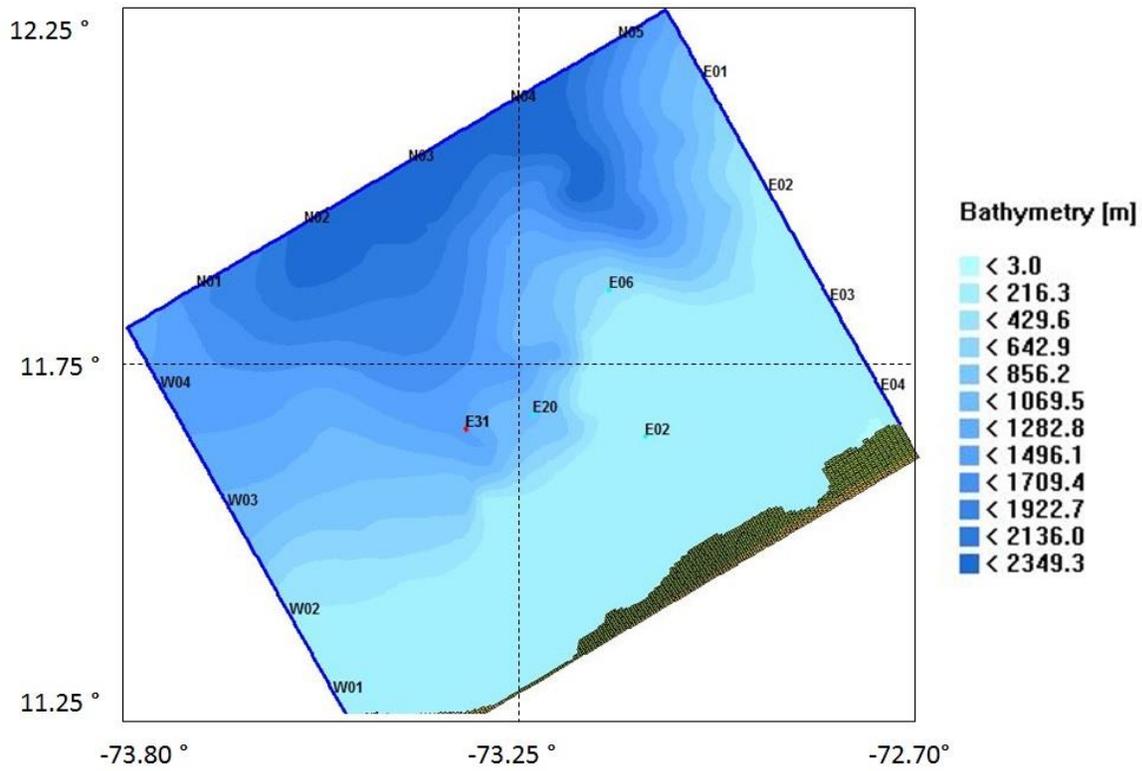
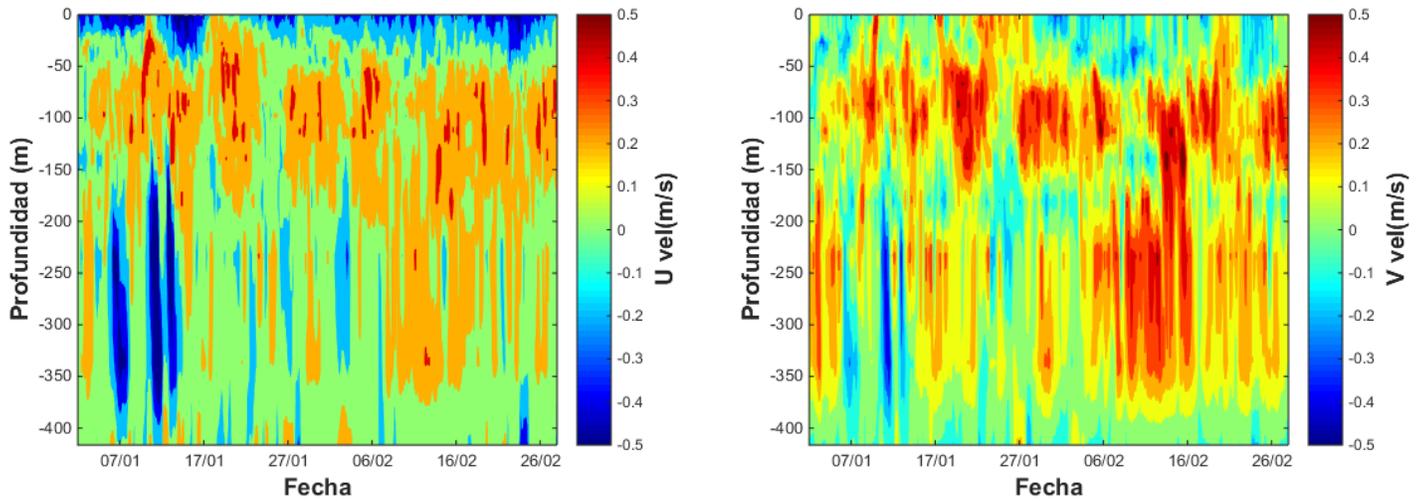


Figura 4-5. Puntos de observación (ver figura 4-4)



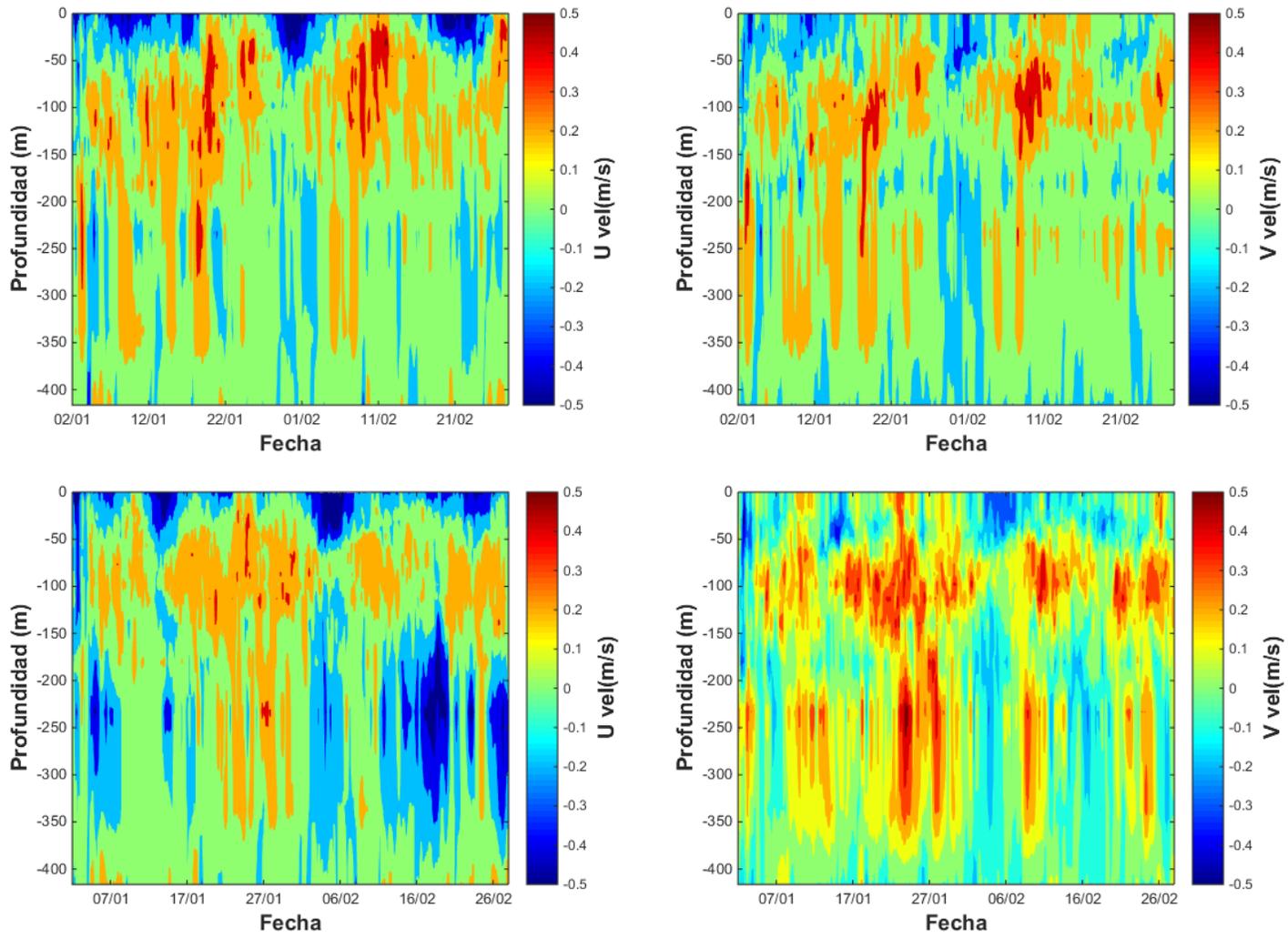
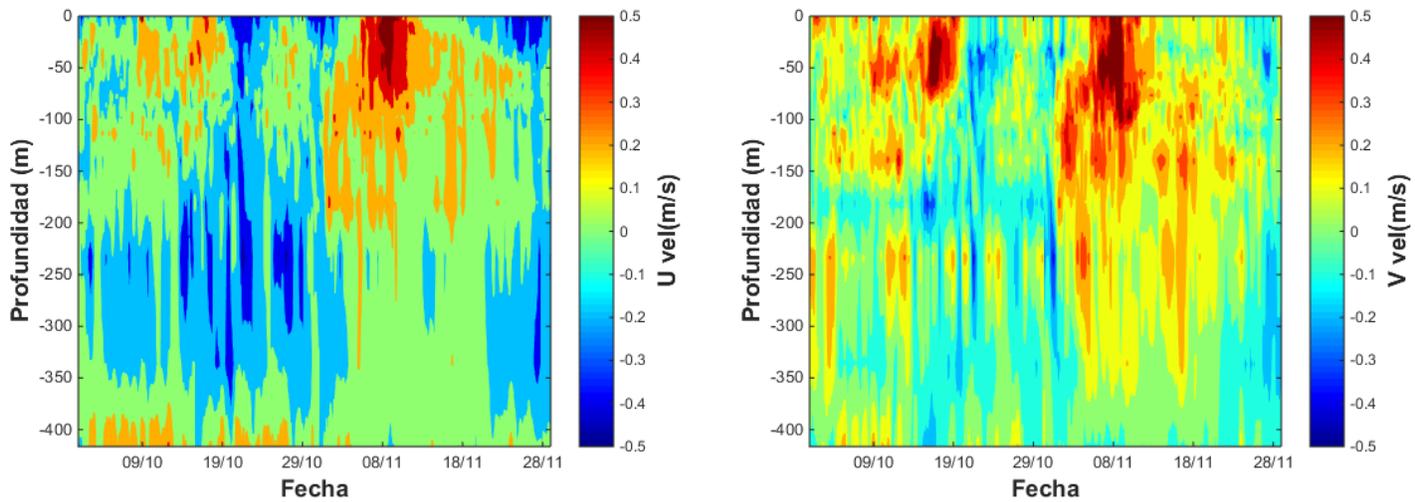


Figura 4-6. Variación temporal de las componentes del perfil de velocidad en el punto 06 para el periodo de vientos altos en año Normal (paneles superiores), Niño (paneles del medio), Niña (paneles de abajo)



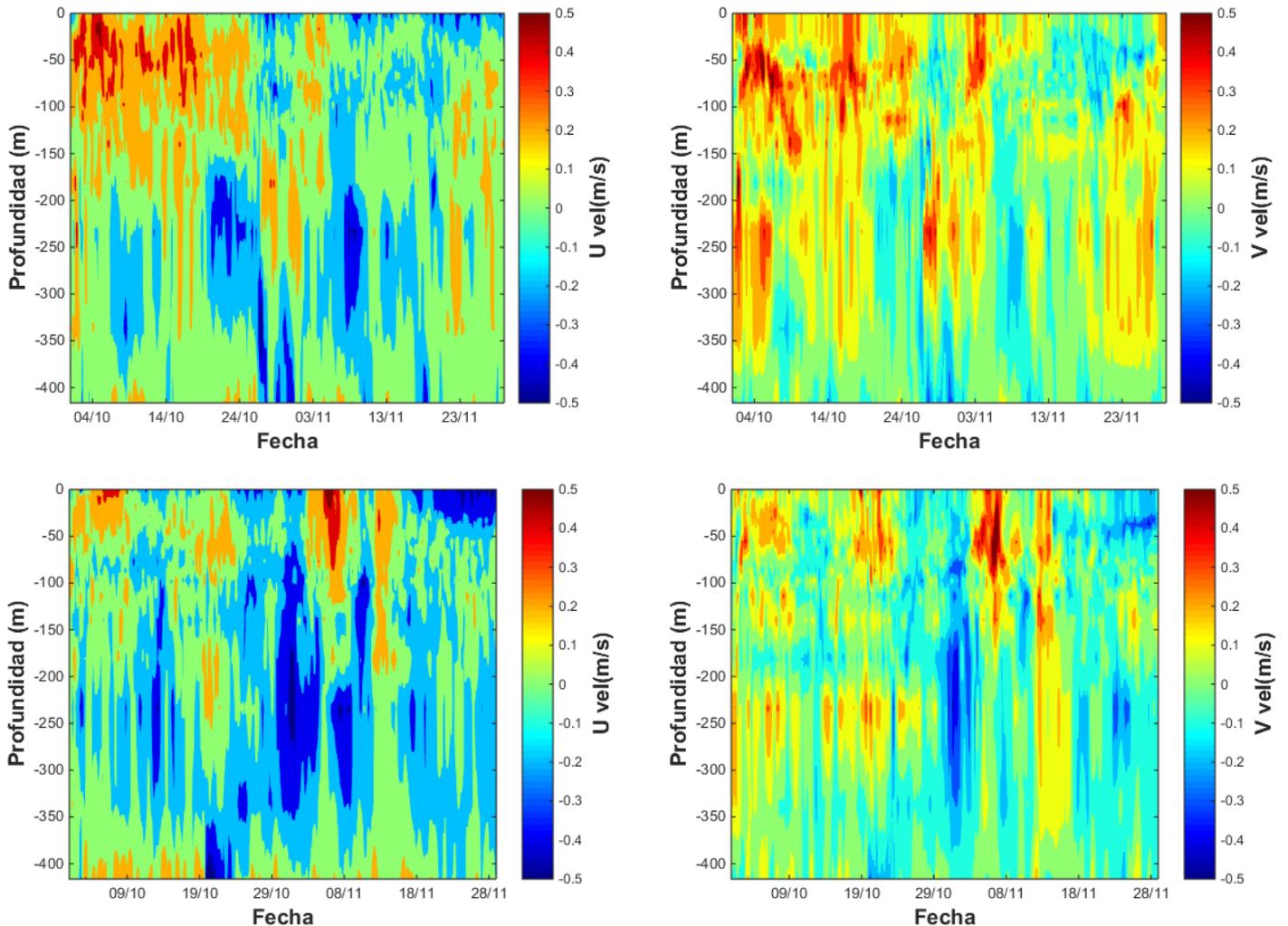


Figura 4-7. Variación temporal de las componentes del perfil de velocidad en el punto 06 para el periodo de vientos bajos año Normal (arriba), Niño (medio), Niña (abajo)

En los periodos de vientos altos se puede observar una corriente superficial con una componente zonal marcada hacia el Oeste alcanzando valores de hasta 50 cm/s, este comportamiento no se observa en la componente meridional ya que superficialmente no se puede determinar a simple vista un comportamiento predominante.

Por otra parte al analizar el perfil se puede observar que a 100 m de profundidad se observa un cambio en la dirección de la componente zonal hacia el Este, sin embargo también se observan velocidades elevadas en la componente meridional las cuales muestran una fuerte tendencia hacia el norte con velocidades de hasta 50 cm/s. Un comportamiento similar se puede notar en la zona comprendida entre los 200 m y los 350 m de profundidad, allí se notan momentos en los que la componente meridional se acelera con dirección norte y momentos en los que las velocidades se reducen casi hasta 0 cm/s, mientras que en la componente zonal no se identifica una tendencia fácilmente.

En lo que a la variación con el ENSO se refiere se observan velocidades mayores durante el evento La Niña, que en el evento El Niño. Se puede ver que aunque las tendencias anteriores también están presentes durante el periodo El Niño las velocidades son menores con valores de hasta 20 cm/s en las zonas en las que en la época de La Niña alcanzan hasta 50 cm/s.

En cuanto a la época de vientos bajos, la dinámica parece no mostrar los mismos patrones que en los vientos altos, o por lo menos no tan marcados; se sigue observando una componente zonal predominante en superficie, sin embargo la tendencia de la componente meridional a los 100 m y en la franja desde los 200m a los 350m no se presenta de igual manera, se puede notar que alrededor de 250 m se dan momentos de aceleración tanto zonal como meridional, sin embargo no es completamente clara esta tendencia.

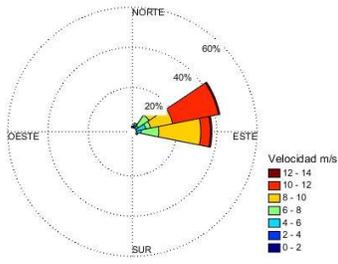
4.1.3 Rosas de corrientes y su relación con el viento

El numeral anterior plantea que en las épocas de vientos altos es posible que se den mayores corrientes, principalmente en superficie, a los 100 m y a los 250 m de profundidad y en épocas de vientos bajos solo en superficie, por lo tanto se plantea hacer un análisis de rosas de corrientes en superficie para las épocas de vientos altos y bajos y a 100m y 250 m para vientos altos.

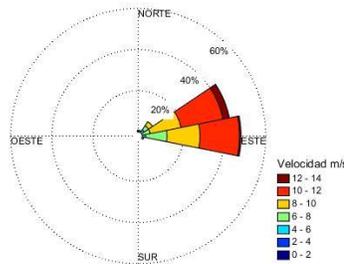
- **Corrientes superficiales**

Como parte de la descripción de las corrientes se usan las rosas de dirección teniendo en cuenta la dirección a la cual se dirigen. Debido a la resolución espacial del viento se tomó solo un punto en el dominio y, dado que se ha mostrado que el principal forzador de las corrientes es el viento, se hace una comparación entre la magnitud y dirección del viento con las corrientes en diferentes puntos. Los puntos usados para la calibración y validación serán los puntos de análisis ya que se encuentran distribuidos por la zona de interés y cada uno alcanza una profundidad diferente por lo que permiten realizar de una manera adecuada la caracterización de la zona. En la Figura 4-8 se muestra la rosa de direcciones de corrientes en los puntos 02, 06 y 31 para los meses de enero y febrero de los años 2009, 2010 y 2011. Todas las rosas corresponden a las velocidades superficiales.

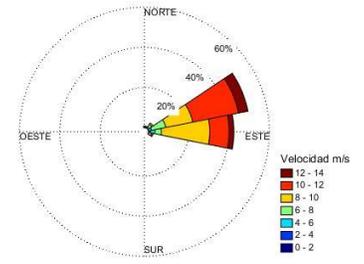
Ene-Feb 2009



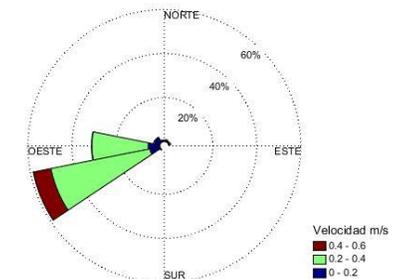
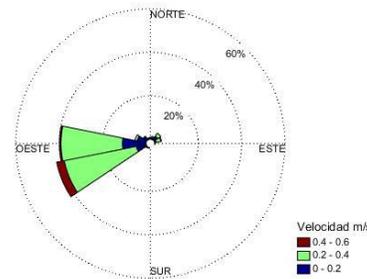
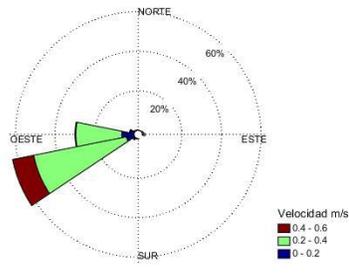
Ene-Feb 2010



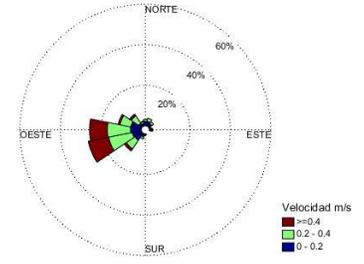
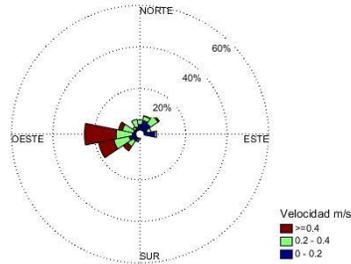
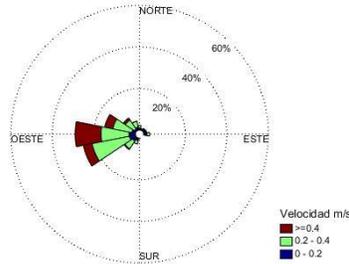
Ene-Feb 2011



P02



P06



P31

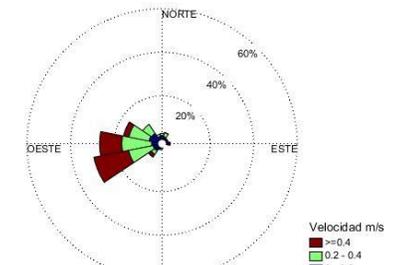
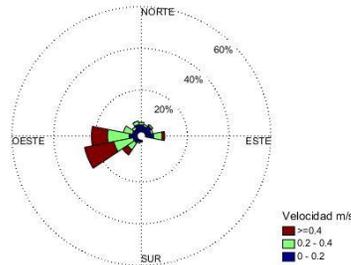
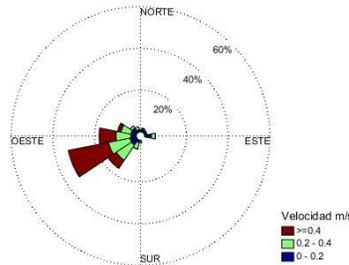


Figura 4-8. Rosas de direcciones de las corrientes para los meses de Enero y febrero en diferentes años. Fila 1. Rosas de vientos. Fila 2 Rosas de corrientes punto 02. Fila 3. Rosas de corrientes punto 06. Fila 4. Rosas de corrientes punto 31

Las rosas de viento muestran una tendencia bien marcada, con velocidades mayores a los 10 m/s y una dirección de procedencia predominante del Este tal como se esperaba. Para todos los puntos se puede ver que las corrientes toman direcciones hacia el Suroeste. El punto 02, que es el más cercano a la costa, muestra la dirección más definida en todos los casos con una tendencia hacia el SWW y el Oeste, con ángulos entre los 180° y 200° en el sistema cartesiano. La diferencia entre los 3 periodos es la magnitud de la corriente, aunque para todos los casos la magnitud media está entre los 0.2 y 0.4 m/s con velocidades máximas de hasta 0.5 m/s. Para el año El Niño la magnitud es menor que para los otros casos y en el año La Niña es ligeramente mayor.

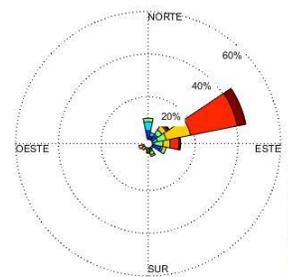
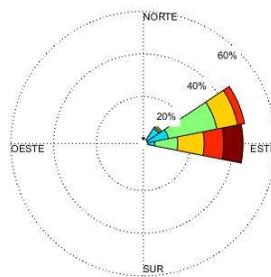
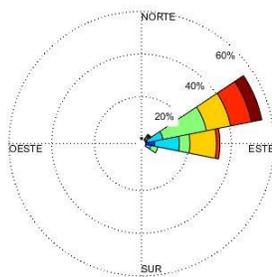
En los otros puntos la dirección predominante se mantiene hacia el cuadrante del Suroeste, sin embargo tiene más variación, incluso se nota que algunas corrientes tratan de ir hacia el Noreste. Nuevamente las magnitudes medias se encuentran cerca a los 0.4 m/s, pero en el año La Niña las velocidades fueron mayores y en el año El Niño menores.

En la Figura 4-9 se muestra la rosa de corrientes para los mismos puntos para octubre y noviembre de 2008, 2009 y 2010 respectivamente

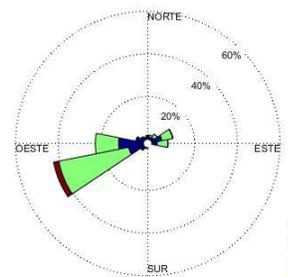
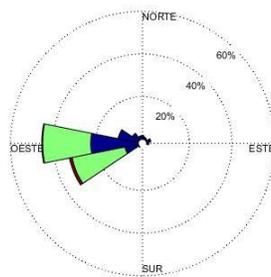
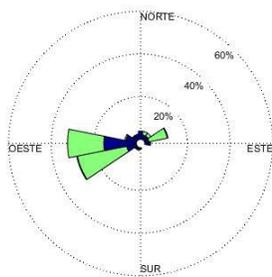
Oct-Nov 2008

Oct-Nov 2009

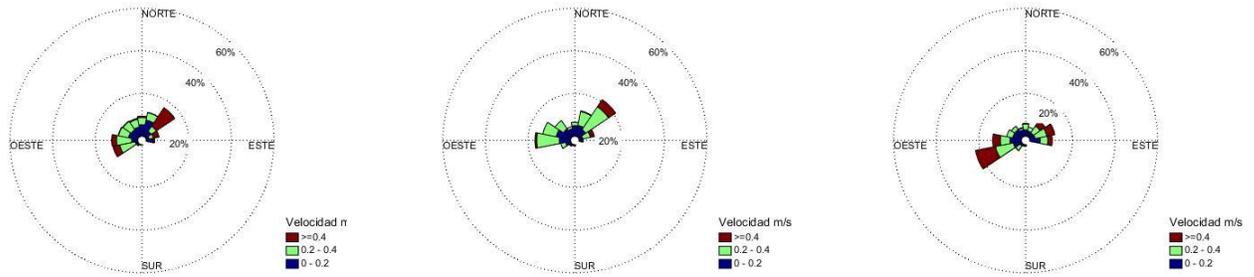
Oct-Nov 2010



P02



P06



P31

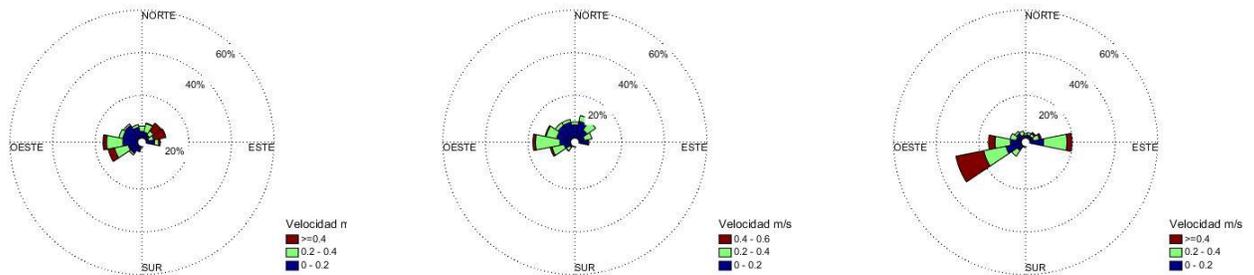


Figura 4-9. Rosas de direcciones de las corrientes para el periodo octubre-noviembre en diferentes años. Fila 1. Rosas de vientos. Fila 2 Rosas de corrientes punto 02. Fila 3. Rosas de corrientes punto 06. Fila 4. Rosas de corrientes punto 31

Al observar las rosas de los vientos la procedencia es similar al período de vientos altos, sin embargo se nota la diferencia de magnitudes mostrando que, en efecto, son menores en el período de Octubre y Noviembre que en Enero y Febrero. Al igual que para el período de vientos altos, el punto 02 muestra la misma dirección, predominante hacia el SWW con poca variación, las magnitudes son menores en comparación con la época de vientos altos, lo que es perfectamente lógico y confirma que la velocidad del viento es el principal forzador de la dinámica oceánica en la zona. En cuanto a la variabilidad con el ENSO no se nota el efecto de la misma manera que se notaba la época de vientos altos. Se plantea la discusión si hay un punto en la velocidad del viento a partir del cual las corrientes comienzan a organizarse con una dirección homogénea predominante.

Respecto a los otros puntos las direcciones cambian de una forma más pronunciada aunque en su mayoría con tendencia hacia el sur, ya sea suroeste o sureste. En estos puntos las magnitudes de las velocidades sí se alteran con el ENSO, ya que en períodos La Niña se ve una mayoría de velocidades mayores a 0.4 m/s, mientras que en los otros períodos se notan velocidades menores y en un gran porcentaje menores a 0.2 m/s.

▪ Corrientes a 100 m y 250 m de profundidad

Tal como se propuso en el numeral anterior se presentan las rosas de direcciones para los puntos 06 y 31 a 100 m de profundidad en los escenarios de vientos altos para comparar

los resultados con los valores obtenidos en el análisis temporal. En la Figura 4-10 se muestran los resultados obtenidos.

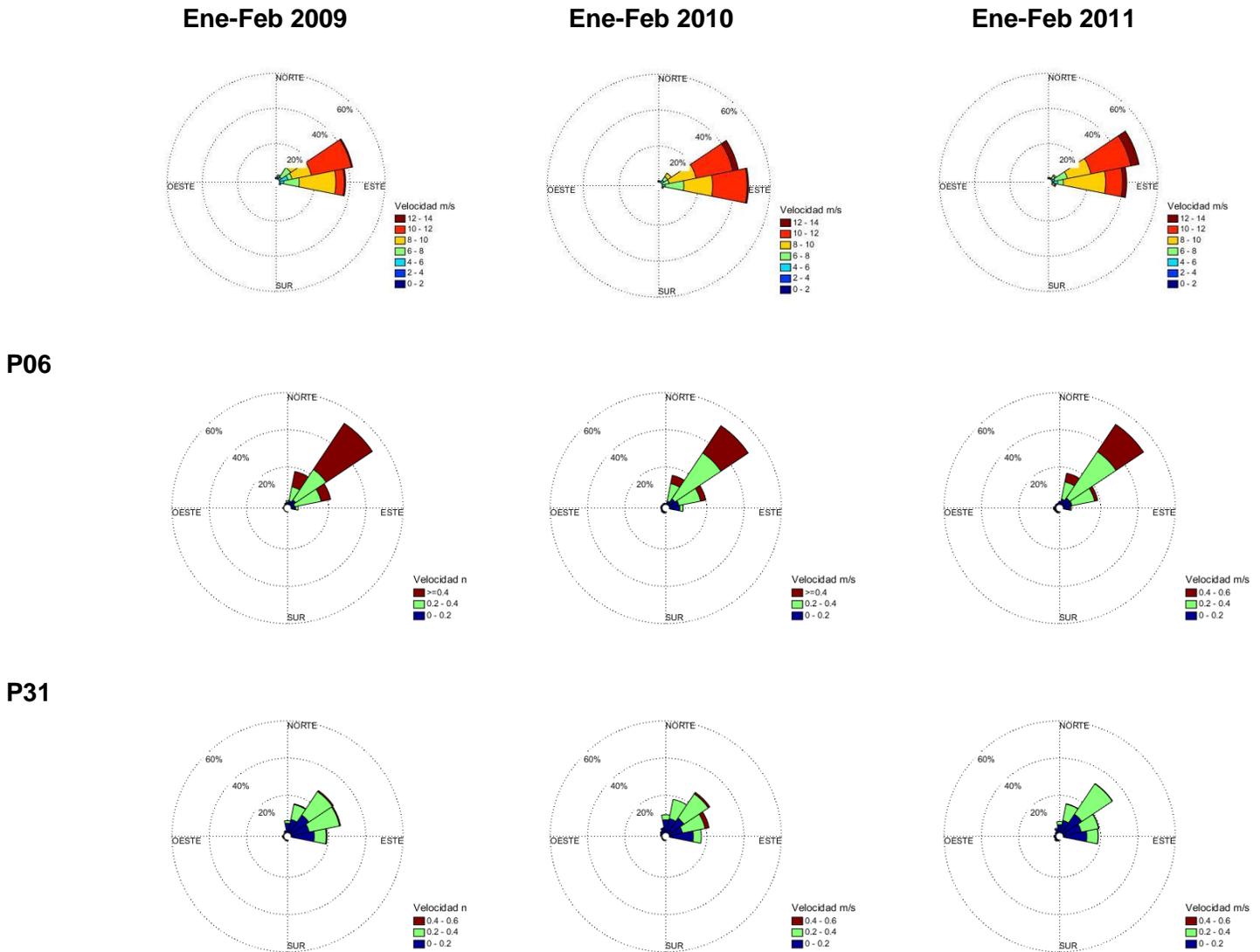


Figura 4-10. Rosas de corrientes en los puntos 06 y 31 a 100 m de profundidad

Tal y como lo mostró el análisis temporal del perfil de corrientes, a los 100 m de profundidad se presenta una corriente con una tendencia predominante hacia el norte, en este caso hacia el noreste. En todos los escenarios se evidencia esta tendencia tanto en el punto 06 como en el punto 31; en el punto 06 se ve una tendencia más marcada y con velocidades mayores, lo que es lógico ya que al analizar los campos se puede ver que es allí donde mayores velocidades se presentan.

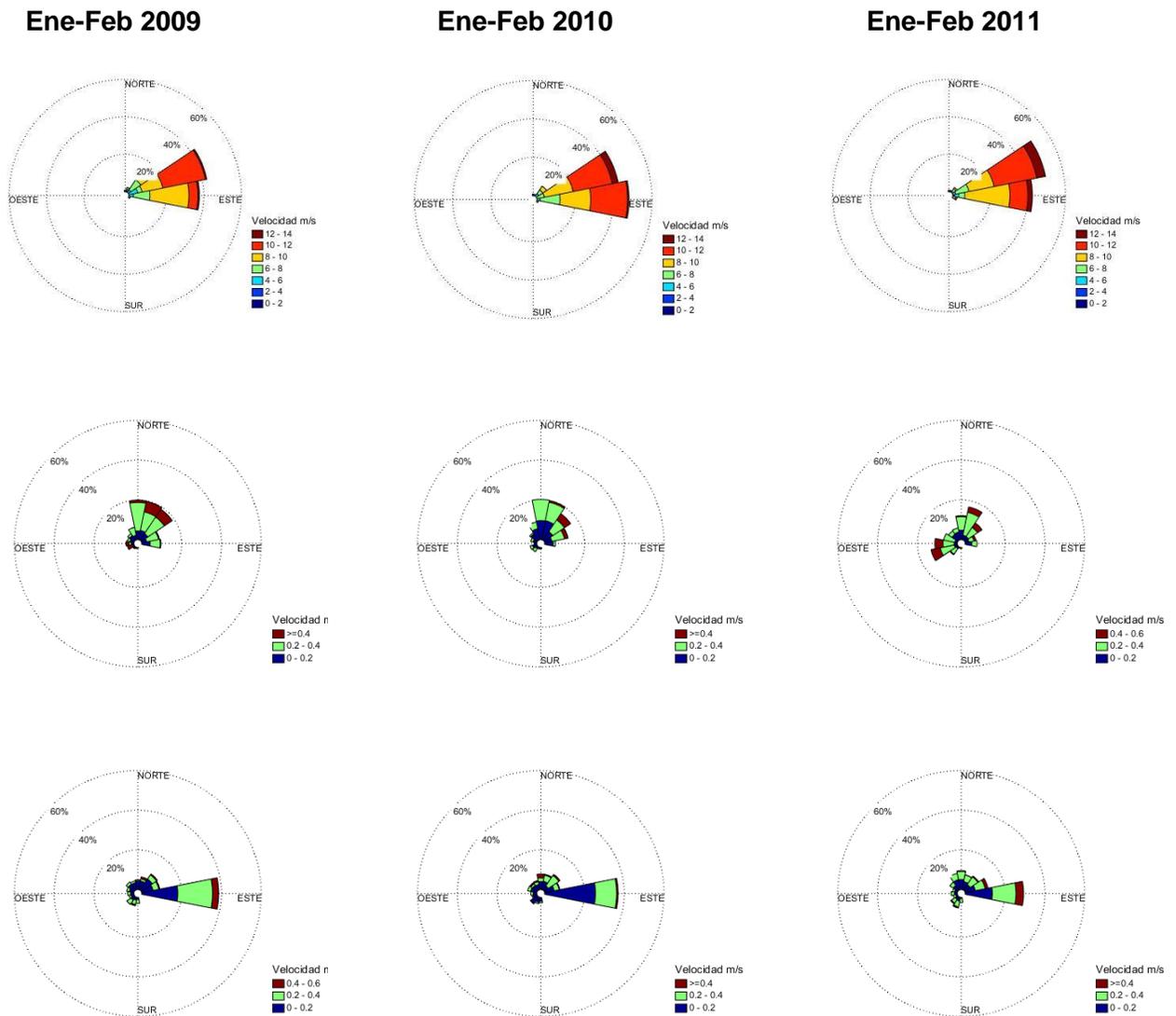


Figura 4-11. Rosas de corrientes en los puntos 06 y 31 a 250 m de profundidad

A los 250 m de profundidad se puede notar que en el punto 06 la componente meridional es predominante hacia al norte, mientras que la componente zonal varía de Este a Oeste sin una predominancia específica. En el punto 31 se nota una tendencia fuerte de las corrientes hacia el Este llegando a valores por encima de los 0.4 m/s, siendo esta una corriente profunda que puede estar condicionada por la topografía y el quiebre de la plataforma marina en dicha zona. La dirección en este punto es indiferente al fenómeno del ENSO ya que en todos los escenarios se presentó, sin embargo la magnitud se ve reducida por el mismo.

4.2 Estructura térmica y salina

Las simulaciones realizadas tuvieron en cuenta la salinidad y la temperatura, las cuales son las variables con las que se estima la densidad, las cuales a su vez, condicionan la estabilidad de la columna de agua. Como se ha mencionado anteriormente se ha identificado presencia de surgencia oceánica a lo largo de todo el año, por tanto las simulaciones permitirán ver este fenómeno en la zona de interés.

4.2.1 Análisis de temperatura

Al igual que con las corrientes, primero se hace un análisis temporal en los puntos de observación y así identificar patrones en la estructura térmica. En la Figura 4-12 se muestra la evolución temporal de la temperatura para la época de vientos altos.

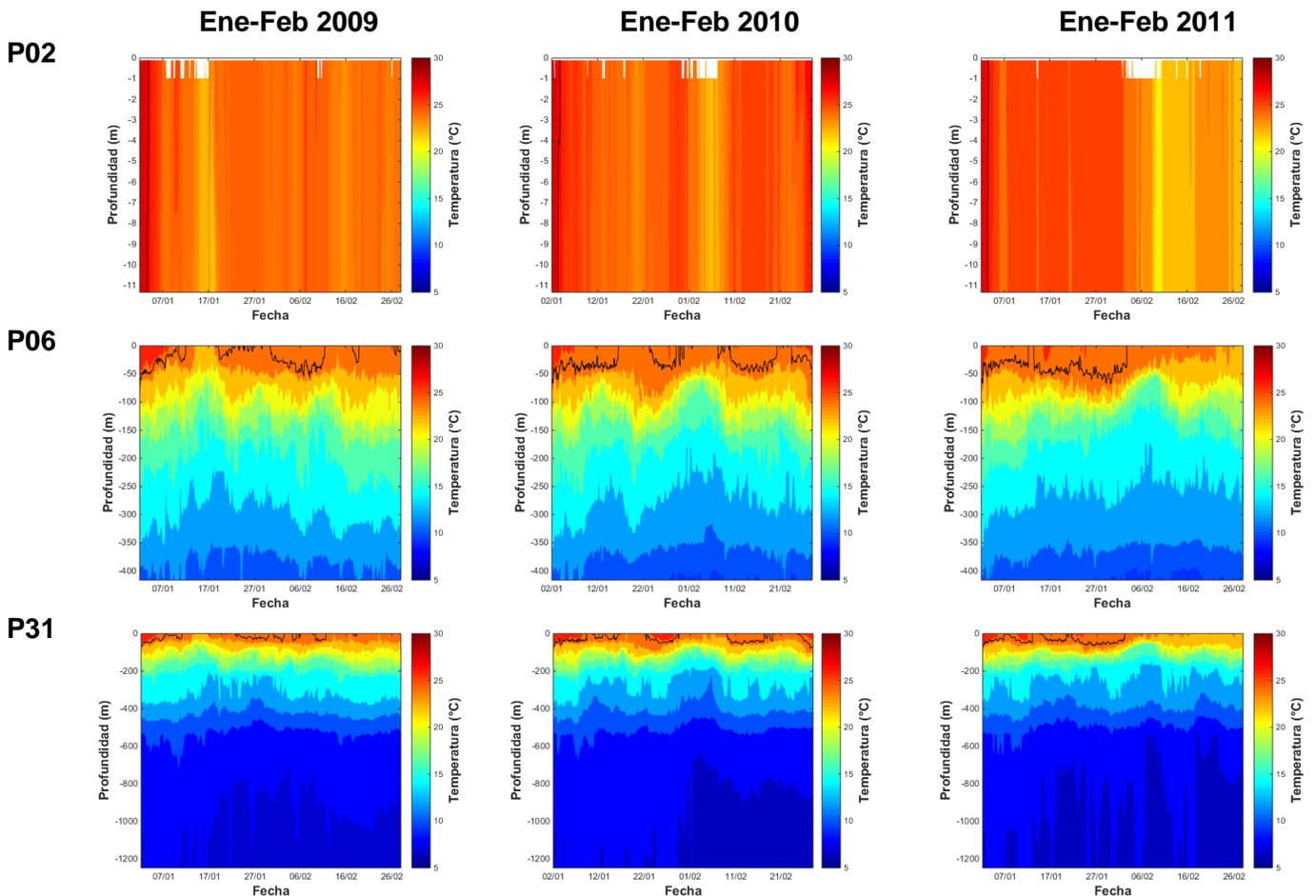


Figura 4-12. Variación temporal de la temperatura en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos. Línea negra es la isoterma de 25 °C

En el punto 02, el punto menos profundo, se nota una temperatura uniforme en los tres escenarios con una temperatura cercana a los 30 °C con una leve reducción en el escenario La Niña que en el mes de febrero muestra valores cercanos a los 28 °C. Se

evidencia, entonces, una capa bien mezclada en la cual la radiación puede penetrar sin problemas.

En los puntos 06 y 31 se puede notar una termoclina bien marcada que oscila entre los 50 m y los 150 m. También se pueden notar períodos en los que la isoterma de 25 °C se pierde mostrando que en superficie el agua se enfría ya sea por un descenso en los flujos de calor o por el ascenso de aguas profundas frías. Anteriormente se había mostrado que en superficie se dan corrientes de velocidades de hasta 50 cm/s principalmente debido a la componente zonal, lo que puede ocasionar surgencia, por lo tanto este enfriamiento se asocia a este proceso.

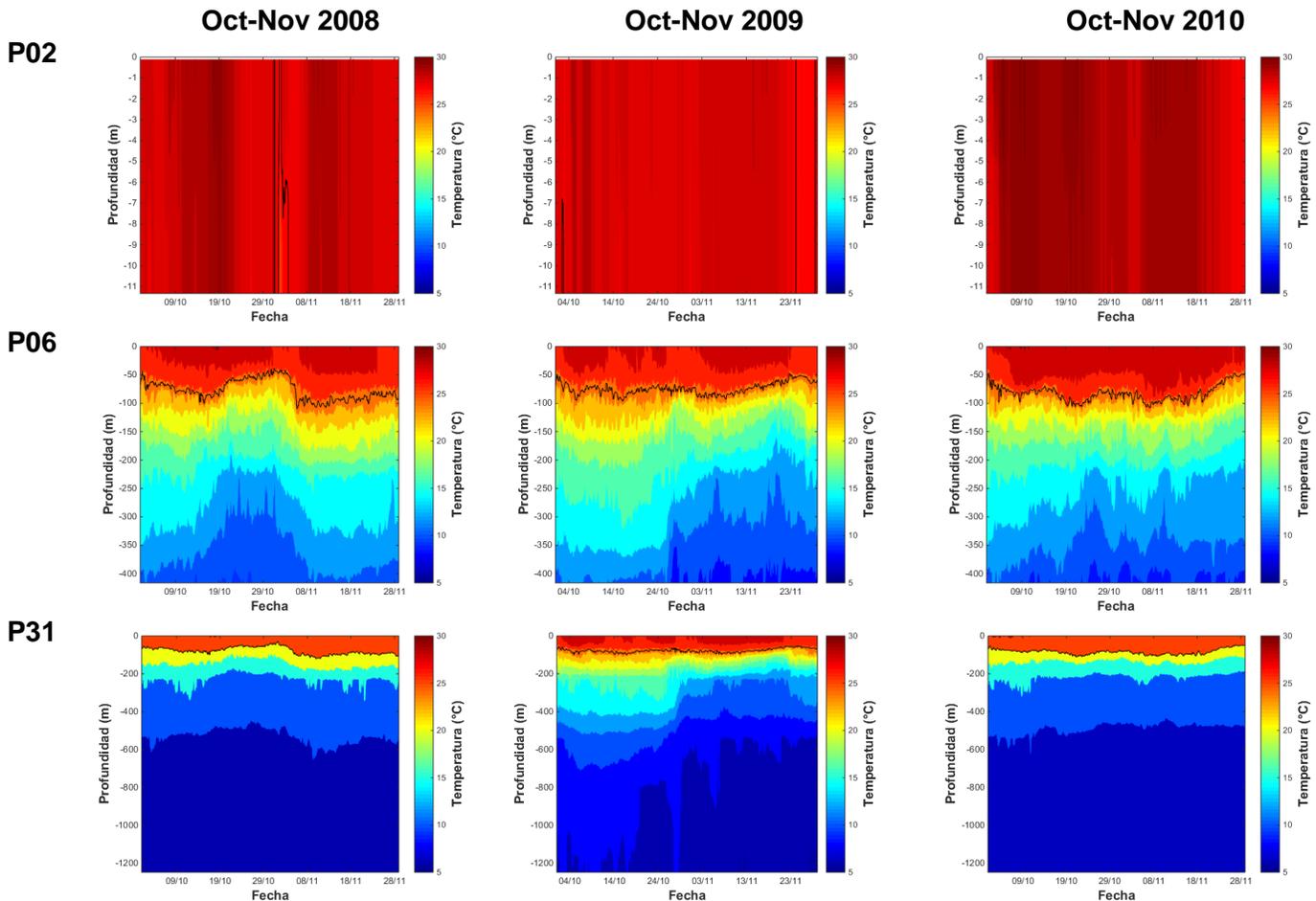


Figura 4-13. Variación temporal de la temperatura en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos. Línea negra es la isoterma de 25 °C

En la Figura 4-13 se muestra la variación temporal para la época de vientos bajos, donde se observa que el agua es más cálida respecto a los escenarios de vientos altos ya que la temperatura superficial alcanza los 30 °C, la isoterma de 25 °C no logra alcanzar la superficie en ninguno de los casos cosa que sí se da en la época de vientos altos. Por otro lado, al igual que en los escenarios de vientos altos, se puede ver una termoclina definida que oscila entre los 50m y los 100m de profundidad. Adicionalmente al observar los puntos 06 y 31 se puede observar que las aguas frías tratan de ascender desde el fondo lo que

se puede ver en que las temperaturas cercanas a los 10 °C se mueven desde los 400 m hasta profundidades de 200 m. En épocas de vientos bajos se nota que la estratificación térmica es más estable que en vientos altos.

4.2.2 Análisis de salinidad

Al igual que con la temperatura, el análisis de la salinidad permitirá estudiar la estabilidad de la columna de agua en la vertical, especialmente debida a los cambios de densidad que pueden presentarse los cuales pueden generar corrientes ascendentes y condicionar el flujo. Para este análisis también se presenta la variación temporal en los puntos de observación comenzando con la época de vientos altos. En la Figura 4-14 se muestran los resultados.

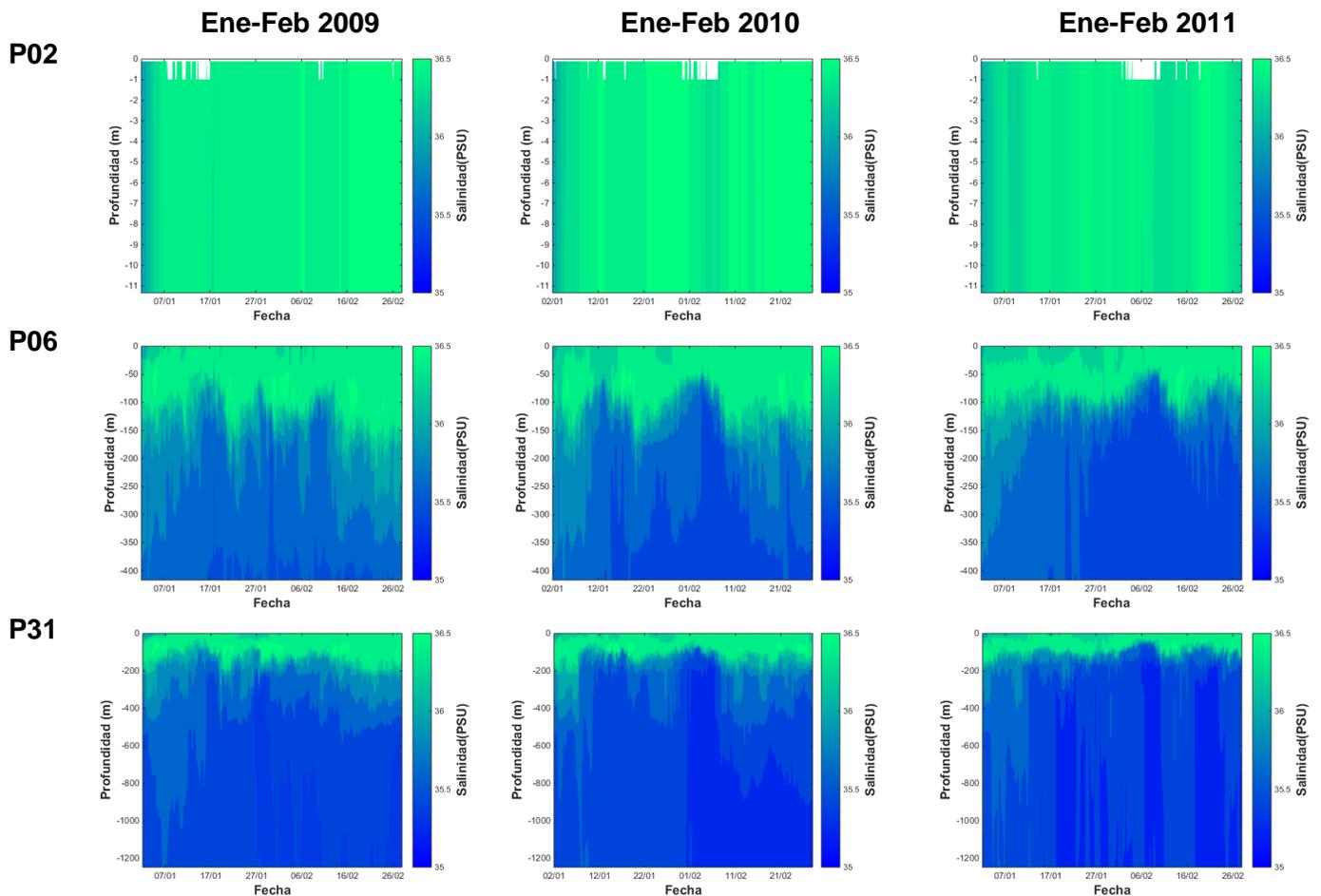


Figura 4-14. Variación temporal de la salinidad en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos altos.

Al igual que con la temperatura, se observa que en el punto 02 la salinidad permanece constante en la vertical a lo largo del tiempo con valores cercanos a los 36 PSU. Se nota también que en los puntos 06 y 31 la salinidad muestra una capa superficial con valores mayores a la salinidad del fondo y una haloclina cercana a los 150 m con una variación menor que la termoclina, lo que es muy particular pues siempre se espera que el agua más

salada se ubique hacia el fondo ya que debería ser más densa. Surge entonces la hipótesis de que la densidad no se ve controlada por la salinidad sino por la temperatura ya que ésta tiene una variación mayor en la vertical que la salinidad y su efecto puede ser mayor.

En condiciones de vientos bajos, la variación temporal de la salinidad se muestra en la Figura 4-15.

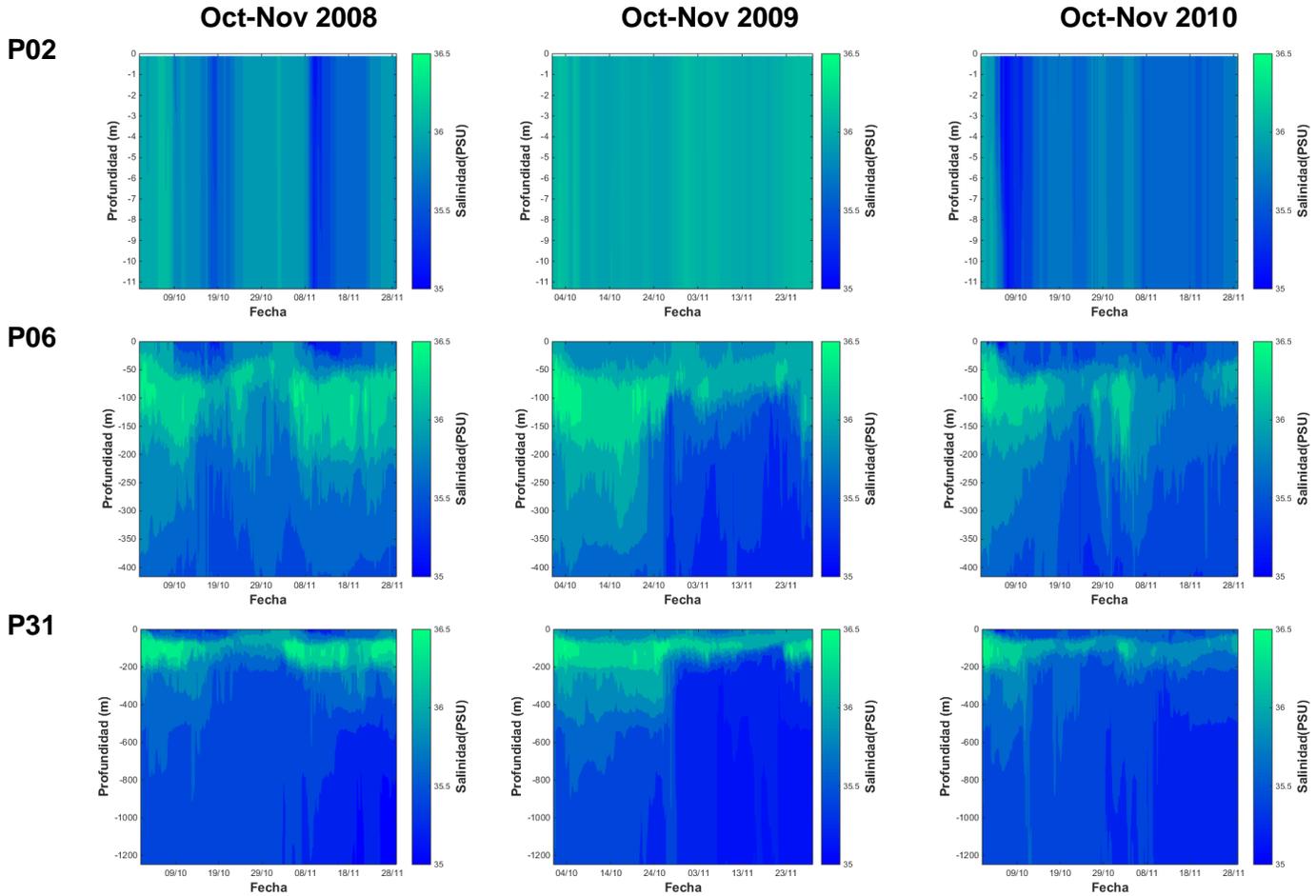


Figura 4-15. Variación temporal de la salinidad en los puntos 02, 06 y 31 para el periodo de vientos bajos

En este caso la estructura salina no muestra la misma intensidad en la estratificación; no se observa que el valor mayor de salinidad se dé en la superficie sino hasta después de 50 m. En los puntos 06 y 31 se observa una mayor mezcla en los 3 escenarios de vientos bajos que en los escenarios de vientos altos y, aunque se observa una franja de salinidad mayor entre los 50 y los 150 m, no se ve la misma estructura que en los escenarios de vientos altos. En cuanto al ENSO parece que en el año La Niña se dio una mayor mezcla pues los perfiles parecen más homogéneos que en los otros casos.

El análisis de la densidad en este caso será muy importante pues aunque hay menos estratificación salina, la estratificación térmica es fuerte por tanto al analizar la densidad se conocerá con certeza la influencia de cada variable.

4.2.3 Análisis de la Densidad

Como se mostró anteriormente la zona de mayor salinidad es la parte superficial lo que plantea la discusión sobre cuál parámetro es el que controla la densidad, si la salinidad o la temperatura. El análisis solo se hará para los puntos 06 y 31 pues los resultados en el punto 02 muestran que la salinidad y la temperatura son homogéneas y que por lo tanto la variación de la densidad será poca. A continuación se muestran los resultados en la Figura 4-16

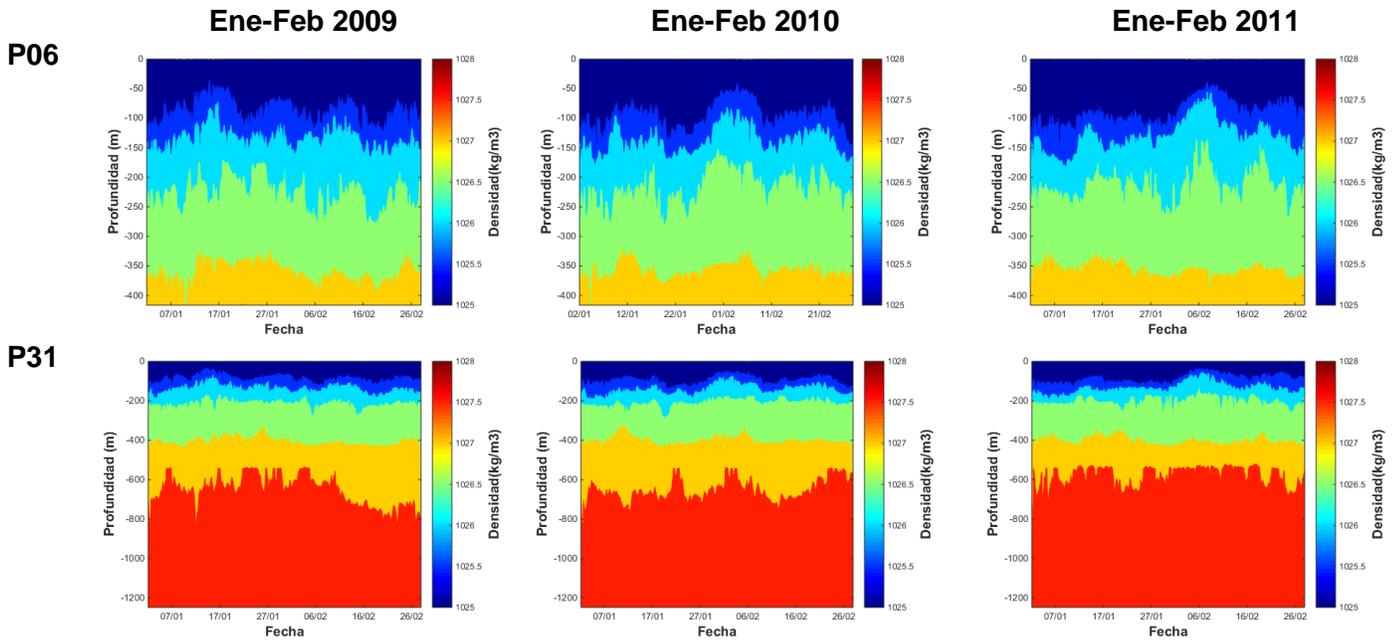
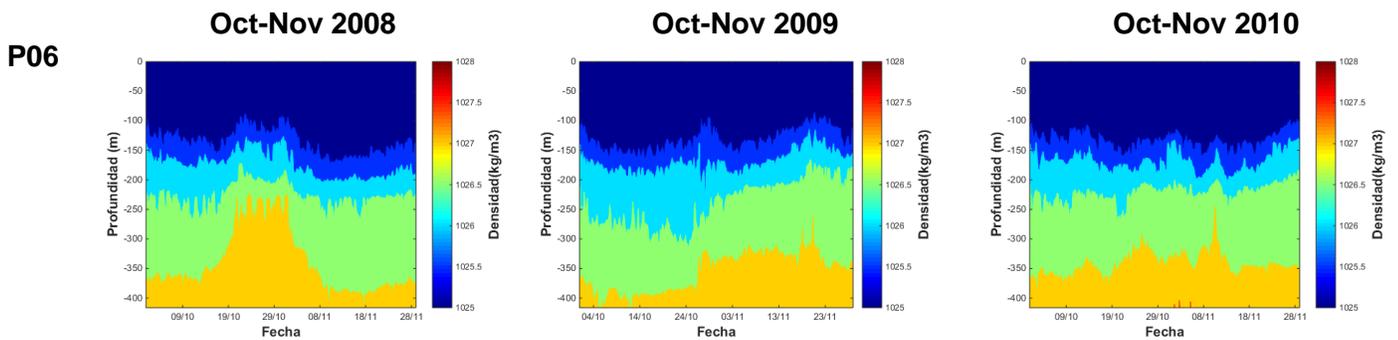


Figura 4-16. Evolución temporal del perfil de densidad en los puntos 06 y 31 en la época de vientos Altos



P31

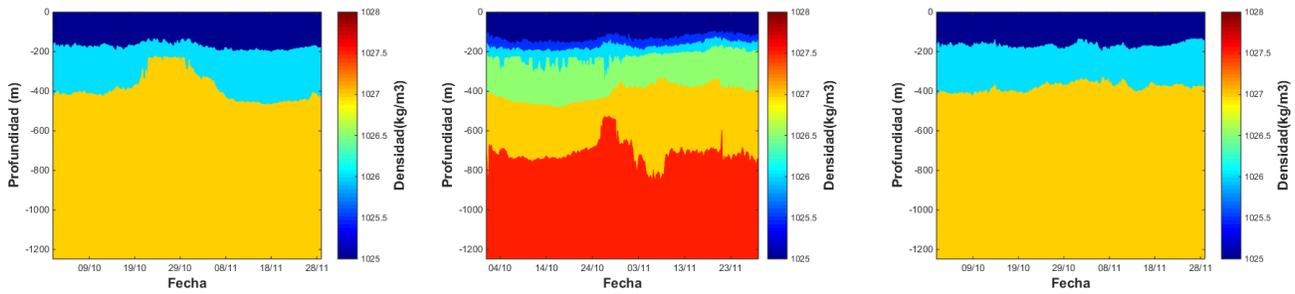


Figura 4-17. Evolución temporal del perfil de densidad en los puntos 06 y 31 en la época de vientos bajos

Los resultados muestran que el perfil de densidad tiene mayor similitud con el perfil de temperatura que con el de salinidad, pues se puede observar que mientras la temperatura desciende hacia el fondo la densidad aumenta hacia el fondo, cosa que no ocurre con la salinidad ya que evidencia una franja de densidad similar a la franja que muestra el análisis de la salinidad.

En cuanto a la variabilidad entre épocas se puede notar que en la época de vientos altos la densidad presenta un gradiente cerca de la superficie, mientras que en la época de vientos bajos este gradiente se da a profundidades mayores. El valor de la densidad en aguas profundas también es mayor en épocas de vientos altos, lo que es lógico pues el viento genera mayor pérdida de energía térmica favoreciendo los flujos de calor y por tanto aumentando la densidad.

La capa superficial es más homogénea en época de vientos bajos lo que es coherente con el comportamiento térmico de la época, ya que en ella se pudo observar que la estructura térmica era más estable que en los vientos altos y como ya se mostró antes, la densidad responde principalmente a esta variable.

4.3 Discusión

En este trabajo se logró la correcta implementación de un modelo contrastando sus resultados con mediciones hechas en campo, garantizando su funcionalidad. Ésto permitió obtener el campo de velocidades, la estructura térmica y salina y por ende la estratificación por capas de una región oceánica cercana a la costa de la Guajira en la submesoescala en escenarios de vientos altos y bajos para la fase positiva y negativa del ENSO. El modelamiento se hizo con un procedimiento de *downscaling* en tiempo variable, tanto en los forzadores ambientales como en los forzadores oceánicos, lo que muestra un avance respecto a los trabajos realizados por (Pérez & Calil, 2017) y (Guerrero-Gallego, 2016) en los cuales se abordó el trabajo de modelación en la submesoescala de mayor tamaño y en casos estacionarios y al trabajo de (Alonso et al., 2015) en donde se hizo el análisis de la surgencia en la zona de punta gallinas a partir de imágenes satelitales. Además la

modelación se hizo usando el modelo DELFT3D, el cual es diferente al modelo usado en los trabajos anteriormente mencionados (ROMS).

En cuanto a las corrientes se logró identificar que a nivel superficial la magnitud media de las corrientes responde directamente a la magnitud del viento igual a lo mostrado en (Carlos A. Andrade & Barton, 2005; Montoya-Sánchez et al., 2018; Ruiz-Ochoa et al., 2012), en los escenarios de vientos altos la magnitud de las corrientes a lo largo del dominio fue siempre mayor a la de vientos bajos, además cerca de los -73° , 11.7° (Lon, Lat) se presentó una zona de altas velocidades, común para todos los casos, incluyendo los vientos bajos. La topografía en esta parte del dominio comienza a ser encañonada causando que la magnitud de las velocidades se reduzcan, generando la zona de mayor desaceleración. Este proceso se evidencia en los 6 escenarios propuestos, sin embargo son más evidentes en la época de vientos bajos.

En las rosas de corrientes mostradas a nivel superficial en cada uno de los puntos se nota que las corrientes viajan predominantemente hacia el Suroeste, mientras que a los 100 m de profundidad viajan hacia el Noreste. La corriente superficial que se presenta responde a la dirección del viento, mientras que la corriente de fondo a 100 m pareciera responder a la dinámica de la Contracorriente del Giro Panamá Colombia, ambas retratadas en el trabajo de Andrade, (2003) en el cual se hicieron transectos en la zona de la Guajira alta, mientras que en la Guajira baja, donde se encuentra el dominio de simulación, se hizo un balance geostrófico entre dos estaciones de medición en Noviembre de 1998, mostrando una corriente superficial cercana a los 30 cm/s con componente negativa, mientras que entre los 50 m y los 100 m, la magnitud es cercana a los 10 cm/s con componente positiva; además señala que en la época de vientos altos la corriente superficial presenta magnitudes hasta 3 veces mayores que en la época de vientos bajos, mientras que la contracorriente es hasta 2 veces mayor. Los contornos de velocidad de la sección 4.1.2 y las rosas de corriente de la sección 4.1.3 muestran este comportamiento. En la Figura 4-18 se muestra el sitio del transecto calculado por Andrade y el perfil de velocidad estimado.

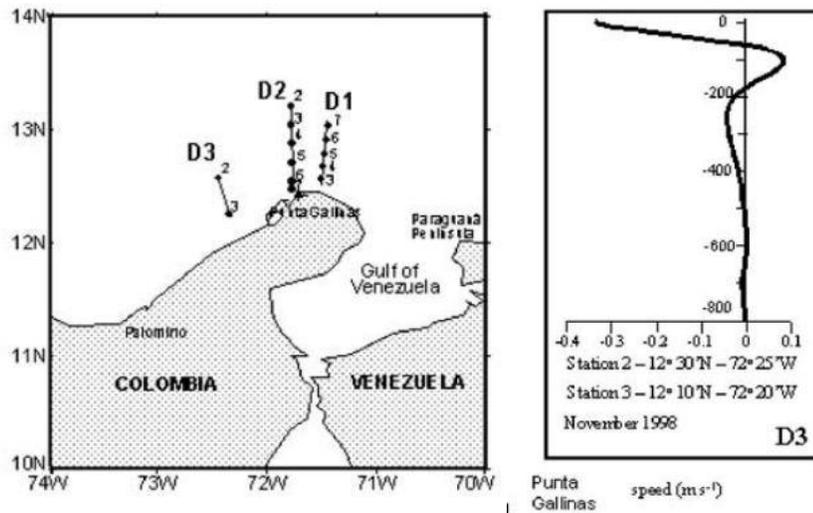


Figura 4-18. Transectos de CTD medidos y perfil de velocidad estimado en la el transecto D3. Tomado de (Andrade, 2003)

En cuanto a las condiciones de salinidad y temperatura se puede observar que en los primeros metros ambas variables tienen valores homogéneos y no se notan cambios aparentes en la profundidad, sin embargo cerca de 50 m se empiezan a presentar los gradientes térmicos. En el trabajo presentado por (Montoya-Sánchez et al., 2018) se toman los datos del re-análisis GlorysS2V4 desde el año 1993 hasta el 2015 en un punto cercano al dominio y estiman que el valor medio de la profundidad de la isoterma de 25°C debe ser aproximadamente 60 m en los meses de Enero y Febrero y aproximadamente 100 m en los meses de Octubre y Noviembre, sin embargo los resultados de la modelación muestran que en los escenarios escogidos la época de vientos altos no cumple exactamente esta premisa, en los puntos analizados se puede ver que durante varios días la isoterma de 25°C está por encima de la superficie es decir que la temperatura máxima está por encima de este valor. Este resultado es aún más evidente en el escenario de vientos altos con fenómeno de La Niña ya que allí los vientos son mayores y se espera que el proceso de surgencia sea más intenso, los resultados muestran que durante todo el mes de febrero de cada escenario evaluado el agua no alcanza el valor de 25°C. Esta diferencia solo se nota en los escenarios de vientos altos, ya que en los escenarios de vientos bajos la isoterma de 25°C sí se encuentra cerca de los 100 m aproximadamente.

Respecto a la salinidad los resultados de las mediciones hechas por Andrade & Barton, (2005), muestran dos transectos de salinidad medidos cerca al dominio de simulación, uno de ellos tomado en Abril de 1994 a los -72° de longitud va desde los 12.5° hasta los 13° de latitud; el segundo en Noviembre de 1998, el cual fue un año La Niña, a los -72.5° de longitud, entre los 12° y los 12.6° aproximadamente. Ambos transectos muestran una mayor salinidad en la parte superficial que en la parte más profunda con valores mayores a los 36.5 PSU, en el transecto de Noviembre se notan valores de 36 PSU en los primeros 20 m, luego se alcanza valores de 36.5 PSU desde los 20 m hasta los 200 m. Ambos transectos una capa haloclina a los 200 m de profundidad y luego se alcanzan valores de

hasta 35.5 PSU en la parte más profunda; estos resultados son similares a los obtenidos por las modelaciones, sin embargo existen algunas diferencias: en la época de vientos altos la región de alta salinidad superficial es bien definida y presenta valores cercanos a los 36.5 PSU al igual que en los transectos de Andrade & Barton, (2005), sin embargo la haloclina es bien definida, se ubica a una profundidad menor, parece mostrar un proceso de mezcla claro y oscila entre los 100 m y los 150 m de profundidad en la época de vientos altos, mientras que en la época de vientos bajos se puede ver una capa superficial de agua fresca menos salada que se profundiza hasta los 50 m y luego una capa de salinidad menos marcada, con mayores gradientes y mayor variabilidad temporal lo cual dificulta determinar exactamente donde se encuentra la haloclina. Esto muestra que las modelaciones también se acogen a lo descrito por (Montoya-Sánchez et al., 2018) donde muestran que en las épocas de vientos bajos no se logra inducir completamente los procesos de surgencia haciendo que se dé una mayor estratificación por las aguas frescas que puedan llegar la Guajira

5. Conclusiones y trabajos futuros

5.1 Conclusiones

El modelo ELCOM resultó ser un modelo poco adecuado para la ejecución de las simulaciones que se pretendían realizar pues aunque su formulación matemática y física es correcta, su desarrollo computacional no está enfocado a cuerpos de agua con varias fronteras abiertas lo que terminó siendo una limitante para poder trabajar con la resolución espacial y temporal de los datos en cuestión.

El modelo DELFT3D mostró una alta sensibilidad a la distribución de la malla en la vertical, al usar la misma cantidad de celdas y refinar en las zonas en las que se ven mayores gradientes térmicos o salinos, los perfiles se adaptan mucho mejor, dando resultados más confiables según los valores de referencia tomados.

Los análisis realizados fueron hechos a un nivel descriptivo capturando los procesos de corrientes que se dan en la escala de interés, mostrando que con la metodología adecuada se puede ejecutar un *downscaling* en una zona oceánica y describir sus características 3D de cualquier variable de interés. Numericamente hablando esto solo fue posible en el modelo DELFT3D usando las condiciones de frontera tipo Riemman, las condiciones de fronteras de corrientes o niveles por separado causaron inestabilidades numéricas y resultados ilógicos que llevaban a mallas con celdas muy pequeñas o a pasos de tiempo muy pequeños y en ambos casos a tiempos de cómputo elevados para cualquier simulación.

En la descripción de campos de velocidad y en el análisis temporal y espacial hecho se pudieron identificar varios patrones de circulación presentes que por el tamaño del pixel usado son considerados patrones de submesoescala. Algunos de ellos son:

- Las corrientes superficiales en general tienen una componente zonal definida hacia el Oeste con valores que alcanzan hasta los 50 cm/s que responden a un chorro superficial inducido por el CLLJ. En este caso se pudo observar que a lo largo de la costa se sigue esta tendencia, sin embargo en las zonas de aguas profundas las corrientes tienden a ir en dirección de la Corriente del Caribe
- A 100 m de profundidad se encontró una contracorriente con componente zonal predominantemente hacia el Este al igual que la componente meridional, alcanzando valores por encima de los 40cm/s. Esta se asocia con el

comportamiento de la Contracorriente subsuperficial del giro Panamá-Colombia y que al parecer presenta poca variabilidad en la época de vientos altos, ya que en los 3 escenarios (Normal, Niño y Niña) mostró la misma tendencia, solamente cambió la magnitud de la misma. Este mismo proceso también se evidencia a 250 m de profundidad con corrientes con tendencia a viajar hacia el Noreste, pero con magnitudes menores a las encontradas a los 100 m.

- En todos los casos se detectó que en la región en donde la topografía tiende a encañonarse se presentaron las mayores velocidades. Esta región también mostró ser la de mayor desaceleración, ya que cuando la corriente tiende a pasar por la parte encañonada más profunda las velocidades se reducen y cambian de dirección con una tendencia hacia el norte.

A nivel superficial el viento es el parámetro que domina la formación de corrientes, sobre todo en los puntos de aguas someras. Las rosas de dirección en el punto 02 muestran que en todos los escenarios la dirección de la corriente sigue la dirección del viento con muy poca variabilidad; de hecho, en las épocas de vientos bajos es cuando mayor variabilidad se da. En los puntos 06 y 31 este efecto no es tan pronunciado, debido a que son puntos de mayor profundidad y la topografía también controla las corrientes. Esto reconfirma que, incluso en estas escalas menores, en la zona de surgencia el comportamiento de las corrientes igual se ajusta a los patrones de escalas mayores descritos en la literatura y que a nivel superficial la variabilidad es poca en la zona más cercana a la costa, ya que en la región del dominio más alejada a la línea de costa el comportamiento de las corrientes es mucho más variable, presentando cambios de dirección y reducción de las velocidades, pasando de velocidades de entre 35 y 40 cm/s a velocidades cercanas a los 10 cm/s; en la medida que el viento fue más intenso este patrón también fue más homogéneo.

En las épocas de vientos altos las aguas superficiales son más frías, la evolución temporal muestra cómo las aguas frías que están en el fondo, a profundidades cercanas a los 100 m, ascienden generando procesos de mezcla, mientras que en las épocas de vientos bajos el agua se mantiene mucho más estable y, aunque se dan ascensos desde el fondo, éstos son mucho menores que en las épocas de vientos altos. Este fenómeno ha sido reportado en la literatura en la caracterización de la surgencia, ésta al ser ocasionada principalmente por el rotacional del viento también se debilita cuando los vientos reducen su intensidad. Es importante resaltar que debido a la escala de trabajo y a la zona escogida los resultados de la estructura térmica difieren de los valores medios reportados en la literatura, en todos los casos de vientos altos la isoterma de 25°C estuvo por fuera de la superficie, mostrando que el agua es mucho más fría que lo que se reportan en los análisis estacionarios de las bases de datos.

Las simulaciones muestran que en esta zona la densidad está controlada principalmente por los cambios en la temperatura. Estos gradientes son lo suficientemente altos como

para dominar por encima de la salinidad. Esto se puede observar en el hecho que el agua más salada se encuentra en la capa superficial, mientras que el agua más densa se encuentra a mayores profundidades. Este resultado se ve confirmado por las mediciones hechas en los trabajos científicos para la descripción de la surgencia, sin embargo no es el mismo que se describe en los estudios de análisis estacionarios. Es posible que ello se deba a la resolución espacial y temporal de la base de datos usada en el análisis estacionario, mostrando que la escala de trabajo del modelo captura procesos más detallados que la base de datos y que por ende permite que se pueda indagar más para encontrar la causa de estas diferencias.

En cuanto al ENSO su efecto parece ser importante principalmente por la variabilidad de los vientos del CLLJ que responden a la migración de la ZCIT según se advierte en la literatura. En los periodos de La Niña evaluados se notaron corrientes más definidas, de mayor magnitud, aguas más frías a nivel superficial y a la vez más saladas, capas de mezcla definidas que dan muestra de procesos de surgencia completos. En los periodos El Niño por el contrario se encontró un comportamiento de las corrientes más errático, con mayores variaciones en la magnitud y dirección en los diferentes niveles de profundidad, se logró ver un flujo más estratificado, con una termoclina bien definida, ya que el proceso de surgencia solo se da parcialmente; el agua salada muestra una capa superficial de agua más fresca que se vuelve más salina en la medida que hay mayor profundidad hasta un punto en el cual la salinidad vuelve a caer.

5.2 Trabajos futuros

Para seguir esta línea de estudio se propone describir las corrientes desde un punto de vista lagrangiano usando el módulo de “particle tracking” y así estimar otros indicadores como los exponentes de Lyapunov

Se sugiere también realizar un análisis espectral de energía cinética turbulenta y corroborar y/o completar los resultados mostrados por (Pérez & Calil, 2017)

De igual manera seguir el proceso de *downscaling* permitirá alcanzar la microescala y analizar los procesos que allí se presentan teniendo en cuenta que se debe usar un modelo con módulos no-hidrostáticos.

Relacionar estos resultados con la actividad biológica relacionada con el ascenso de nutrientes

Bibliografía

- Abouali, M. (2013). *developing a nested hydrodynamical model for San Diego Bay, CA using Delft3d and Delftdashboard*. Faculty of San Diego State University. Retrieved from https://sdsu-dspace.calstate.edu/bitstream/handle/10211.10/3978/Abouali_Mohammad.pdf?sequence=1
- Alonso, J., Blázquez, E., Isaza-Toro, E., & Vidal, J. (2015). Internal structure of the upwelling events at Punta Gallinas (Colombian Caribbean) from modis-sst imagery. *Continental Shelf Research*, *109*, 127–134. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2015.09.008>
- Andrade, C. A. (2003). Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research*, *108*(C6), 3185. <http://doi.org/10.1029/2002JC001549>
- Andrade, C. A., & Barton, E. D. (2005). The Guajira upwelling system. *Continental Shelf Research*, *25*(9), 1003–1022. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2004.12.012>
- Apel, J. R. (1989). *Principles of Ocean Physics*. *Eos, Transactions American Geophysical Union* (Vol. 38). <http://doi.org/10.1029/89EO00003>
- Appendini, C. M., Urbano-Latorre, C. P., Figueroa, B., Dagua-Paz, C. J., Torres-Freyermuth, A., & Salles, P. (2015). Wave energy potential assessment in the Caribbean Low Level Jet using wave hindcast information. *Applied Energy*, *137*, 375–384. <http://doi.org/10.1016/j.apenergy.2014.10.038>
- Betancur Pérez, G. A. (2013). *Metodología para la selección de modelos hidrodinámicos tridimensionales*. Universidad Nacional de Colombia.
- Chadee, X. T., & Clarke, R. M. (2014). Large-scale wind energy potential of the Caribbean region using near-surface reanalysis data. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *30*, 45–58. <http://doi.org/10.1016/j.rser.2013.09.018>
- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., ... Bleck, R. (2007). The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, *65*(1–4), 60–83. <http://doi.org/10.1016/J.JMARSYS.2005.09.016>
- Deltares. (2014). *Delft3D*. Retrieved from http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf
- Escobar, C. A., Velásquez, L., & Posada, F. (2015). Marine Currents in the Gulf of Urabá, Colombian Caribbean Sea. *Journal of Coastal Research*, *316*, 1363–1374. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00186.1>
- Escribano, R., Rosales, S. A., & Blanco, J. L. (2004). Understanding upwelling circulation off Antofagasta (northern Chile): A three-dimensional numerical-modeling approach. *Continental Shelf Research*, *24*(1), 37–53. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.005>

- Flöser, G., Burchard, H., & Riethmüller, R. (2011). Observational evidence for estuarine circulation in the German Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 31(16), 1633–1639. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2011.03.014>
- García, M., Ramírez, I., Verlaan, M., & Castillo, J. (2015). Application of a three-dimensional hydrodynamic model for San Quintin Bay, B.C., Mexico. Validation and calibration using OpenDA. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, 273, 428–437. <http://doi.org/10.1016/j.cam.2014.05.003>
- Gargett, A. E. (1984). Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. *Journal of Marine Research*, 42(2), 359–393. <http://doi.org/10.1357/002224084788502756>
- Gómez Giraldo, A., Osorio, A. F., Toro, F. M., Osorio Cano, J. D., & Álvarez-Silva, O. (2009). Efecto del cambio de los caudales del Canal del Dique sobre el patrón de transporte horizontal en la bahía de Barbacoas. *Boletín Científico CIOH No. 27*. Retrieved from http://www.cioh.org.co/dev/publicaciones/mostrarPdf.php?nbol=cioh_bcc2708.pdf
- Gordon, A. L. (1967). Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 72(24), 6207–6223. <http://doi.org/10.1029/JZ072i024p06207>
- Guerrero-Gallego, J. (2016). *Modelación de los patrones de circulación oceánica a niveles de submesoescala en el Mar Caribe Colombiano*. Retrieved from <http://bdigital.unal.edu.co/52395/1/1128281377.2016.pdf>
- Guerrero-Gallego, J., Toro, F. M., Osorio, A. F., Álvarez-silva, O., & Giraldo, A. (2012). Modelación hidrodinámica de los patrones de circulación en Isla Gorgona (Colombia), para el año 2011. In *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, San José, Costa Rica* (p. 10).
- Harcourt-Baldwin, J.-L., & Diedericks, G. P. J. (2006). Numerical modelling and analysis of temperature controlled density currents in Tomales Bay, California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66(3–4), 417–428. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.10.001>
- Hernandez-Guerra, A., & Joyce, T. M. (2000). Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters*, 27(21), 3497–3500. <http://doi.org/10.1029/1999GL011230>
- Johns, W. E., Townsend, T. L., Fratantoni, D. M., & Wilson, W. D. (2002). On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2), 211–243. [http://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00041-3](http://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00041-3)
- Jouanno, J., & Sheinbaum, J. (2013). Heat Balance and Eddies in the Caribbean Upwelling System. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5), 1004–1014. <http://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0140.1>
- Jouanno, J., Sheinbaum, J., Barnier, B., Molines, J. M., & Candela, J. (2012). Seasonal and Interannual Modulation of the Eddy Kinetic Energy in the Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 42(11), 2041–2055. <http://doi.org/10.1175/JPO-D-12-048.1>

- Lonin, S. a., Hernández, J. L., & Palacios, D. M. (2010). Atmospheric events disrupting coastal upwelling in the southwestern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 115(C6), C06030. <http://doi.org/10.1029/2008JC005100>
- Luo, H., Bracco, A., Cardona, Y., & McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale circulation in the northern Gulf of Mexico: Surface processes and the impact of the freshwater river input. *Ocean Modelling*, 101, 68–82. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.03.003>
- Mazeika, P. A. (1973). Circulation and water masses east of the Lesser Antilles. *Deutsche Hydrografische Zeitschrift*, 26(2), 49–73. <http://doi.org/10.1007/BF02232264>
- McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale currents in the Ocean. *Proceedings of the Royal Society A*, 472. <http://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>
- Mejía, J. M., Chejne, F., Smith, R., Rodríguez, L. F., Fernández, O., & Dyner, I. (2006). Simulation of wind energy output at Guajira, Colombia. *Renewable Energy*, 31(3), 383–399. <http://doi.org/10.1016/j.renene.2005.03.014>
- Montoya-Sánchez, R. A., Devis-Morales, A., Bernal, G., & Poveda, G. (2018). Seasonal and intraseasonal variability of active and quiescent upwelling events in the Guajira system, southern Caribbean Sea. *Continental Shelf Research*, 171(October), 97–112. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2018.10.006>
- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87(C6), 4207. <http://doi.org/10.1029/JC087iC06p04207>
- Muller-Karger, F. E., & Castro, R. A. (1994). Mesoscale processes affecting phytoplankton abundance in the southern Caribbean Sea. *Continental Shelf Research*, 14(2–3), 199–221. [http://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)90013-2](http://doi.org/10.1016/0278-4343(94)90013-2)
- Nencioli, F., D'Ovidio, F., Doglioli, A. M., & Petrenko, A. A. (2013). In situ estimates of submesoscale horizontal eddy diffusivity across an ocean front. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 7066–7080. <http://doi.org/10.1002/2013JC009252>
- Novak, P., Guinot, V., Jeffrey, A., & Reeve, D. E. (2010). *Hydraulic Modelling – an Introduction*.
- Osorio, A. F. A., Peláez-Zapata, D. S., Guerrero-Gallego, J., Álvarez-Silva, O., Osorio-Cano, J. D., Toro, F. M., & Giraldo, A. (2014). Hidrodinámica aplicada a la gestión y la conservación de ecosistemas marinos y costeros: Isla Gorgona, Océano Pacífico Colombiano. *Revista de Biología Tropical*, 62, 133–147. <http://doi.org/10.15517/rbt.v62i0.15983>
- Palacio, C., García, F., & Garcia, U. (2010). CALIBRACIÓN DE UN MODELO HIDRODINÁMICO 2D PARA LA BAHÍA DE CARTAGENA. *Dyna*, 164, 152–166. Retrieved from <http://www.scielo.org.co/pdf/dyna/v77n164/a16v77n164.pdf>

- Pérez, J. G., & Calil, P. H. (2017). Regional turbulence patterns driven by meso- and submesoscale processes in the Caribbean Sea. *Ocean Dynamics*, 67(9), 1217–1230. <http://doi.org/10.1007/s10236-017-1079-7>
- Poveda, G. (2004). La Hidroclimatología De Colombia : Una Síntesis Desde La Escala Inter-Decadal Hasta La Escala Diurna. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias*, XXVIII(107), 201–222.
- Poveda, G., & Mesa, O. J. (1999). The superficial jet stream of west (of Choco) and other two jet streams in Colombia: Climatology and variability during the phases of the Enso. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 23(89), 517–528.
- Poveda, G., & Mesa Sánchez, Ó. J. (1999). The low level westerly jet (Choco jet) and two other jets in Colombia : Climatology and variability during ENSO phases (in Spanish). *Ciencias de La Tierra*, (August 2016).
- Rao, A. D., Dube, S. K., & Sinha, P. C. (1995). Numerical modelling of coastal upwelling in the Bay of Bengal. *Environment International*, 21(5), 667–670. [http://doi.org/10.1016/0160-4120\(95\)00077-X](http://doi.org/10.1016/0160-4120(95)00077-X)
- Rao, A. D., Joshi, M., & Babu, S. V. (2005). A three-dimensional numerical model of coastal upwelling along the west coast of India. *Mathematical and Computer Modelling*, 41(2–3), 177–195. <http://doi.org/10.1016/j.mcm.2004.08.004>
- Restrepo, J. C., Ortíz, J. C., Pierini, J., Schrottke, K., Maza, M., Otero, L., & Aguirre, J. (2014). Freshwater discharge into the Caribbean Sea from the rivers of Northwestern South America (Colombia): Magnitude, variability and recent changes. *Journal of Hydrology*, 509, 266–281. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.045>
- Richardson, P. L. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(3–4), 429–463. <http://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.11.001>
- Roemmich, D. (1981). Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *Journal of Geophysical Research*, 86(C9), 7993–8005. <http://doi.org/10.1029/JC086iC09p07993>
- Rueda-Bayona, J. G., Osorio-Arias, A. F., Guzmán, A., & Rivillas-Ospina, G. (2019). Alternative Method to Determine Extreme Hydrodynamic Forces with Data Limitations for Offshore Engineering. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 145(2), 5018010. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000499](http://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000499)
- Rueda-Roa, D. T., & Muller-Karger, F. E. (2013). The southern Caribbean upwelling system: Sea surface temperature, wind forcing and chlorophyll concentration patterns. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 78, 102–114. <http://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.04.008>
- Ruiz-ochoa, M. A. (2011). *Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur , vientos Alisios y procesos locales.*

- Ruiz-Ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., & Barton, E. D. (2012). Sea surface temperature variability in the Colombian Basin, Caribbean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 64, 43–53. <http://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.01.013>
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015–1057. <http://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Santodomingo, N., Reyes, J., Flórez, P., Chacón-Gómez, I. C., van Ofwegen, L. P., & Hoeksema, B. W. (2013). Diversity and distribution of azooxanthellate corals in the Colombian Caribbean. *Marine Biodiversity*, 43(1), 7–22. <http://doi.org/10.1007/s12526-012-0131-6>
- Santos, F., Gómez-Gesteira, M., Varela, R., Ruiz-Ochoa, M., & Dias, J. . (2016). Influence of upwelling on SST trends in La Guajira system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, (Figure 1), 1–14. <http://doi.org/10.1002/2015JC011486>.Received
- Stevens, I., & Johnson, J. (2003). A numerical modelling study of upwelling filaments off the NW African coast. *Oceanologica Acta*, 26(5–6), 549–564. [http://doi.org/10.1016/S0399-1784\(03\)00049-5](http://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00049-5)
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography* (2008th ed.).
- Thomas, L. N., Tandon, A., & Mahadevan, A. (2007). Submesoscale Processes and Dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 17–38. <http://doi.org/10.1029/177GM04>
- University, T. O. (1989). *Ocean Circulation*.
- Urrego, L. E., Correa-Metrio, A., González, C., Castaño, A. R., & Yokoyama, Y. (2013). Contrasting responses of two Caribbean mangroves to sea-level rise in the Guajira Peninsula (Colombian Caribbean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370, 92–102. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.11.023>
- Villegas, N. L., & Málikov, I. (2006). Modelación De La Estructura Dinámica De Las Aguas De La Cuenca Del Pacífico Colombiano. *Boletín Científico CCCP*, 13(December), 97–114. <http://doi.org/10.26640/01213423.13.97>
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422. <http://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., ... Wigley, R. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science*, 2(8), 331–345. <http://doi.org/10.1002/2015EA000107>
- Whyte, F. S., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., & Campbell, J. D. (2007). Features of the Caribbean low level jet. *International Journal of Climatology*, 28(1), 119–128. <http://doi.org/10.1002/joc.1510>
- Wilcox, D. E. (1994). *Turbulence modelling for CFD*. La Cañada, California.

Willmott, C. J., Robeson, S. M., & Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13), 2088–2094.
<http://doi.org/10.1002/joc.2419>