



**UNIVERSIDAD  
DE ANTIOQUIA**

**ANÁLISIS DINÁMICO DE LOS PROCESOS  
FÍSICOS, PARALELOS Y PERPENDICULARES AL  
*INNER-SHELF* Y *SURF ZONE* DE LA PLAYA LA  
MARTINA, TURBO (CARIBE COLOMBIANO)**

**Autor**

**Daniel Fernando Valbuena Sierra**

**Universidad de Antioquia**

**Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental**

**Turbo, Colombia**

**2021**



Análisis dinámico de los procesos físicos, paralelos y perpendiculares al *inner-shelf* y *surf*  
*zone* de la playa La Martina, Turbo (Caribe Colombiano)

**Daniel Fernando Valbuena Sierra**

Trabajo de grado  
como requisito para optar al título de:  
**Ingeniero Oceanográfico**

Asesores

Vladimir G. Toro

*PhD.* Oceanografía Física, Docente Universidad de Antioquia, Sede Ciencia del Mar

Manel Grifoll

*PhD.* Ingeniería de Caminos, Docente Universitat Politècnica de Catalunya (UPC-  
BarcelonaTech), España

Universidad de Antioquia  
Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental  
Turbo, Colombia  
2021

## **Dedicatoria**

*Dedico este trabajo a mis padres por confiar en mi en todo momento, por su apoyo incondicional y sacrificio para salir adelante. A mi esposa y mis hijos por darme las fuerzas cada día para continuar trabajando por un mejor futuro y bienestar. A todas las personas, amigos y familiares que me han acompañado en este largo camino de lucha y sacrificio constante.*

*¡Gracias por todo su apoyo!*



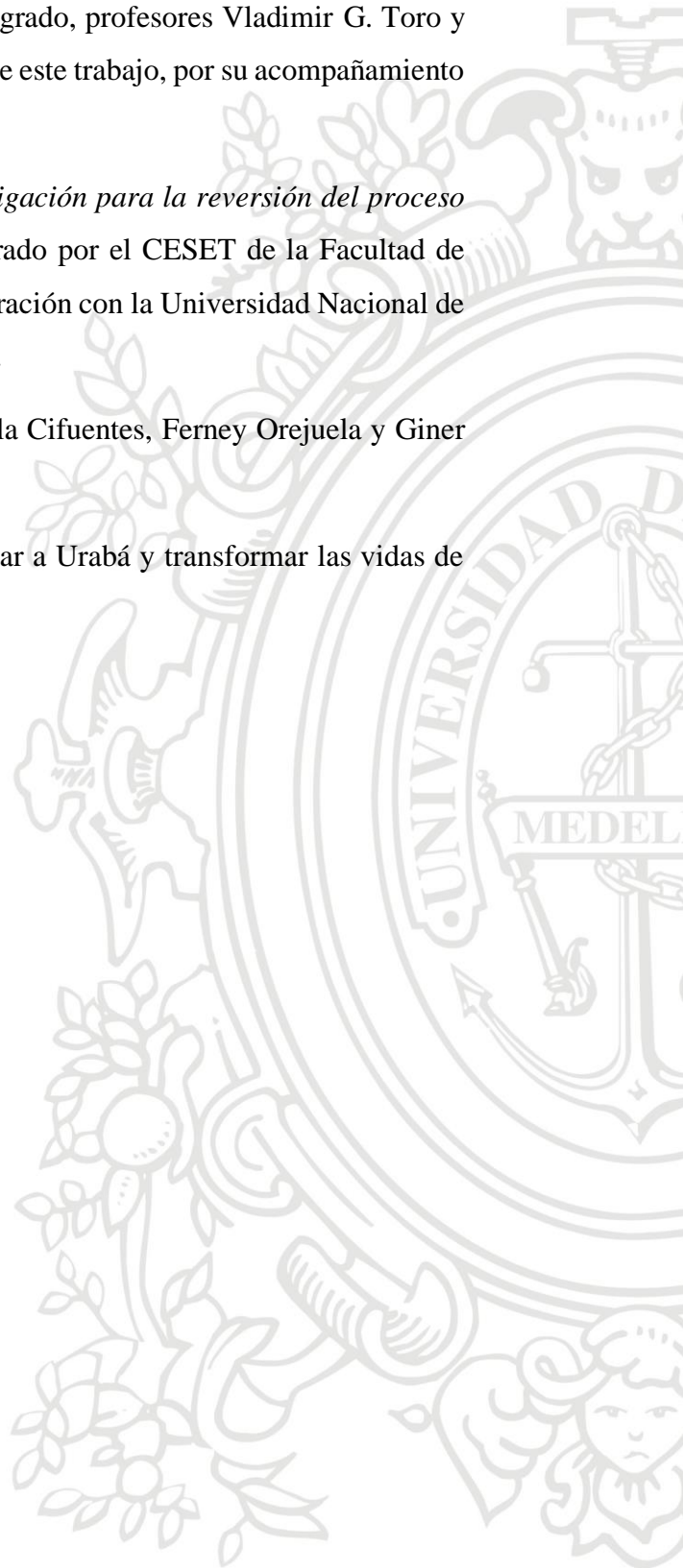
## **Agradecimientos**

Especial agradecimiento a mis asesores de trabajo de grado, profesores Vladimir G. Toro y Manel Grifoll, por toda la dedicación en el desarrollo de este trabajo, por su acompañamiento y asesoría constante.

A la Gobernación de Antioquia y al proyecto *“Investigación para la reversión del proceso de erosión en las costas del mar de Antioquia”* liderado por el CESET de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Antioquia y en colaboración con la Universidad Nacional de Colombia (Sede Medellín) y la Universidad del Norte.

A mis compañeros e ingenieros Javier Campo, Daniela Cifuentes, Ferney Orejuela y Giner Jiménez, por su asesoría y disposición.

A toda mi Universidad de Antioquia, gracias por llegar a Urabá y transformar las vidas de quienes habitamos esta hermosa región.





## Resumen

Existe una relación entre los gradientes de presión, la tensión del viento local y los forzamientos termohalinos con la circulación a lo largo de la *inner-shelf* (plataforma interior) y la *surf zone* (zona de rompientes). La playa La Martina (costa este del Golfo de Urabá, Colombia) es uno de los principales destinos turísticos de Urabá. La demanda del turismo generó asentamientos costeros, provocando la modificación de su entorno. Estacionalmente, la playa muestra aumentos y disminuciones de ancho. Sin embargo, existe una tendencia a la reducción a largo plazo, debido a los procesos erosivos. De acuerdo con lo anterior, surge la necesidad de avanzar en el conocimiento de la hidrodinámica local y así contribuir adecuadamente a la caracterización de las fuerzas naturales de erosión. Para ello, se llevó a cabo una campaña de medición de variables oceanográficas, meteorológicas y geomorfológicas entre el 20 y 28 de febrero de 2019. Se midieron variables relacionadas con la velocidad de la corriente, velocidad y dirección del viento, altura de las olas, nivel del mar, temperatura y salinidad. En este trabajo se analizan los procesos físicos que actúan paralela y perpendicularmente sobre la *inner-shelf* y la *surf zone*.

Se encontró que los vientos paralelos y perpendiculares a la costa alcanzan valores de hasta 20 m/s y 8 m/s, respectivamente. Las corrientes presentaron un comportamiento similar con valores máximos en la corriente paralela entre 0.35 (fuera de la zona de rompientes; fzr) y 0.6 m/s (dentro de la zona de rompientes; dzr) y perpendicular de 0.1 m/s (para fzr e dzr). Con respecto a las corrientes perpendiculares, se observó que fzr la dirección predominante fue hacia el este, mientras que para dzr la dirección es hacia el oeste. Estos resultados coinciden con los valores del esfuerzo del viento paralelo y perpendicular en la superficie de  $0,9 \text{ N/m}^2$  y  $0,35 \text{ N/m}^2$ , respectivamente. Las olas presentaron alturas significativas hasta 0.9 m, con un período pico de 5 s y con una dirección promedio hacia el sureste. En cuanto a temperatura y salinidad, se encontró que en toda la capa de agua (hasta 6m) los valores son similares (entre 28 y 29 ° C; entre 8 y 10 gr/kg). En general, los resultados sugieren que los procesos paralelos a la plataforma interior fueron más intensos que los perpendiculares y, por lo tanto, modulan significativamente la dinámica de la playa La Martina.

**Palabras claves:** inner-shelf, surf zone, golfo de Urabá

## Tabla de contenido

1. Introducción.....	10
2. Objetivos.....	12
2.1. Objetivo general.....	12
2.2. Objetivos específicos .....	12
3. Marco teórico.....	13
3.1. Zonificación costera y elementos del perfil de playa.....	13
3.2. <i>Inner-shelf</i> .....	14
3.3. Viento.....	15
3.3.1. Vientos alisios .....	15
3.3.2. Vientos locales .....	15
3.3.3. Brisas Mar – Tierra .....	15
3.4. Corrientes.....	16
3.5. Oleaje .....	18
3.6. Mareas y nivel del mar.....	22
3.7. Salinidad y temperatura del agua de mar.....	22
4. Metodología.....	24
4.1. Área de estudio .....	24
4.2. Experimento playa La Martina .....	25
4.3. Procesamiento y análisis de datos.....	28
4.3.1. Mediciones de viento .....	28
4.3.2. Corrientes .....	28
4.3.3. Nivel del mar.....	29
4.3.4. Oleaje .....	29
4.3.5. Temperatura y salinidad.....	29

5. Resultados y análisis.....	31
5.1. Procesos paralelos al <i>inner-shelf</i> y <i>surf zone</i> .....	31
5.2. Procesos perpendiculares al <i>inner-shelf</i> y <i>surf zone</i> .....	33
6. Conclusiones.....	43
7. Bibliografía.....	44
8. Anexos .....	50

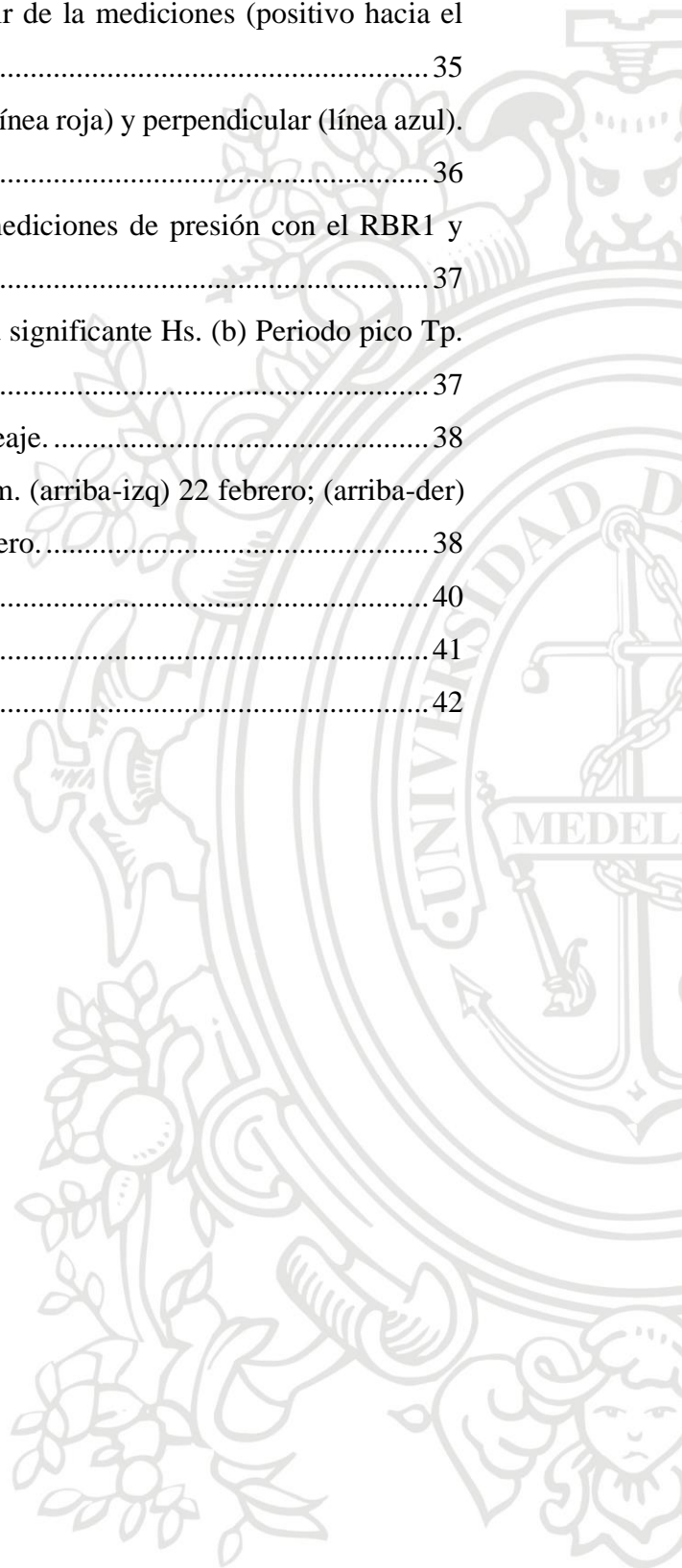


## Lista de figuras

Figura 1. Zonificación y elementos del perfil de playa. Tomado y modificado de Komar (1998).....	14
Figura 2. Brisa de marinas (a) durante el día; (b) durante la noche. Tomado de sailandtrip.com .....	16
Figura 3. Perfil vertical de una onda idealizada, mostrando su dimensión lineal y su forma sinusoidal. Tomada de Recinos (2013).....	18
Figura 4. Características de la zona de generación del oleaje llamado Fetch. Tomada de Recinos (2013).....	19
Figura 5. Esquema del movimiento de las partículas de agua en función de la profundidad relativa. Tomado y modificado de Árbo y Canela (2011).....	20
Figura 6. Área de estudio. Ubicación geográfica de la playa La Martina, Turbo. Tomado de Cifuentes y Campo (2021).....	24
Figura 7. Equipos oceanográficos utilizados en el Experimento La Martina. A. Aquadopp Profiler 2 MHz - ADCP. B. Estación meteorológica Davis Vantage Pro2. C. Sensor de presión RBR DR-1060. D. CTD Castaway. E. OBS 5+. F. LISST-200X. G. Ecosonda Knudsen Sounder 16. H. DGPS.....	26
Figura 8. Ubicación espacial de los equipos del Experimento La Martina. ....	27
Figura 9. Línea de tiempo de mediciones, Experimento La Martina. ....	27
Figura 10. Ubicación de transeptos de mediciones CTD. Recuadro Rojo T1_E. Recuadro Azul T2_W. Recuadro Verde T3_N. Recuadro Negro T4_S y Recuadro Amarillo T5_C..	30
Figura 11. Serie de tiempo filtrada del viento paralela al inner-shelf y surf zone (velocidad positiva hacia el norte).....	31
Figura 12. Serie de tiempo filtrada de corriente paralela al inner-shelf y surf zone (velocidad positiva hacia el norte).....	32
Figura 13. Perfil vertical de velocidad de las corrientes paralelas al inner-shelf y surf zone (positiva hacia el norte). (izq) ADCP01; (der) ADCP02.....	32
Figura 14. Serie de tiempo filtrada del viento perpendicular al inner-shelf y surf zone (velocidad positiva hacia el este).....	33
Figura 15. Serie de tiempo filtrada de las corrientes perpendiculares al inner-shelf y surf zone (velocidad positiva hacia el este).....	33



Figura 16. Perfil vertical de la velocidad de las corrientes perpendiculares al inner-shelf y surf zone (positiva hacia el este). (izq) ADCP01; (der) ADCP02.....	34
Figura 17. Esfuerzo total del viento calculado a partir de la mediciones (positivo hacia el norte).....	35
Figura 18. Magnitud del esfuerzo del viento paralelo (línea roja) y perpendicular (línea azul). .....	36
Figura 19. Nivel del mar calculado a partir de las mediciones de presión con el RBR1 y RBR2. ....	37
Figura 20. Parámetros integrales del oleaje. (a) Altura significante $H_s$ . (b) Periodo pico $T_p$ . .....	37
Figura 21. Espectro en función de la frecuencia del oleaje. ....	38
Figura 22. Espectros direccionales del oleaje a las 5am. (arriba-izq) 22 febrero; (arriba-der) 24 febrero; (abajo-izq) 25 febrero; (abajo-der) 27 febrero. ....	38
Figura 23. Salinidad en el transepto T1_E. ....	40
Figura 24. Temperatura en el transepto T1_E. ....	41
Figura 25. Densidad en el transepto T1_E. ....	42



## 1. Introducción

Las playas son lugares estratégicos ya que proporcionan oportunidades únicas desde el punto de vista económico, social y recreativo (McCall, 2008). Sin embargo, es un sistema bastante complejo desde el punto de vista físico, ya que su geomorfología es dinámica en diversas escalas temporales y espaciales y está relacionada con procesos antropogénicos y naturales como la hidrodinámica litoral (Rangel *et al.* 2015).

En la actualidad la franja litoral del Urabá Antioqueño se encuentra sometida a un intenso proceso de erosión. En los últimos años algunos autores han avanzado en la caracterización de agentes, principalmente naturales, que la causan y han propuesto soluciones a los graves problemas generados por el retroceso de la línea de costa. Las obras construidas hasta el momento no han conseguido resolver este complicado problema erosivo principalmente por dos motivos: por su extensión, comparado con el tamaño de las obras y porque en algunos casos no se han realizado estudios hidrodinámicos adecuados (AQUATERRA, CIOH y DIMAR, 2005). A todo esto, se suma, la carencia de información sistemática medida *in situ* y la falta de herramientas para el monitoreo costero y oceanográfico dentro del golfo de Urabá, que permitan identificar de manera adecuada las causas de sus procesos erosivos.

Recientemente Barrientos y Mosquera (2018) caracterizaron el campo de corrientes dentro del golfo de Urabá. De la misma manera, Hernández y Romaña (2018), Orejuela (2020) y Ruiz-Parody (2020) se concentraron en los procesos costeros de algunos sitios específicos del golfo. En general estos autores sugieren la necesidad de realizar mediciones que permitan un entendimiento adecuado de la hidrodinámica litoral y de paso una correcta calibración de modelos numéricos. De manera particular Alcántara-Carrió *et al.* (2019) sugieren realizar mediciones hidrodinámicas en el área del delta del río Turbo, cerca del cual está ubicada playa la Martina, con el fin de entender de una mejor manera su evolución.

La playa La Martina está ubicada al norte de la cabecera municipal de Turbo y a uno 6.5 km del delta del río Turbo. Esta playa es uno de los principales destinos turísticos para los habitantes de la zona centro y sur de la subregión de Urabá. La demanda del turismo generó necesidades de asentamientos, llevando a la modificación de su entorno. A nivel estacional, la playa muestra aumentos y reducción de su ancho (Alcántara-Carrió *et al.* 2019). Sin embargo, hay una tendencia a la reducción y los comerciantes del lugar han visto como ha

disminuido la llegada de turistas, afectando notablemente su economía. Ellos mismos han realizado intervenciones, poco técnicas, para controlar los cambios en la dinámica costera.

De acuerdo con lo anterior surge la necesidad de avanzar en el conocimiento de la hidrodinámica local para así poder contribuir de manera adecuada a la caracterización de los forzadores naturales de la erosión del lugar. Con este fin, en otros sitios, se han realizado mediciones hidrodinámicas que involucran múltiples sensores. En este sentido autores como Cudaback *et al.* (2005), Gutiérrez *et al.* (2006), Maza *et al.* (2006), Grifoll *et al.* (2012) y Lentz y Fewings (2012) han propuesto el análisis de los procesos paralelos y perpendiculares a la línea de costa. Estos autores sugieren que existen relaciones entre los gradientes de presión y viento local con la circulación costera a lo largo de la *inner-shelf* (plataforma interior) y la *surf zone* (zona de rompientes).

Así pues, en este trabajo se analizan los principales procesos físicos que actúan de forma paralela y perpendicular sobre la *inner-shelf* y la *surf zone* en la Playa La Martina. Esto con el fin de caracterizar de manera adecuada los procesos hidrodinámicos que modifican o intervienen la dinámica costera del lugar. Cabe resaltar que este trabajo se desarrollará con datos obtenidos en el marco del proyecto “*Investigación para la reversión del proceso de erosión en las costas del mar de Antioquia*” en el cual se realizó un experimento de mediciones físicas *in situ* durante el mes de febrero de 2019. En el desarrollo de este trabajo será mencionado como Experimento La Martina.

## 2. Objetivos

### 2.1. Objetivo general

Analizar la dinámica de los principales procesos físicos paralelos y perpendiculares sobre la *inner-shelf* y *surf zone* de la playa La Martina, mediante el uso de mediciones *in situ*.

### 2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar los posibles forzadores de la circulación como viento local, nivel del mar y oleaje de forma paralela y perpendicular.
- Determinar los posibles procesos cíclicos mediante análisis espectrales de la zona de estudio.
- Determinar los efectos de la circulación en la *inner-shelf* y el *surf zone* en variables como la temperatura y la salinidad.





### 3. Marco teórico

#### 3.1. Zonificación costera y elementos del perfil de playa

El litoral costero es la zona que se extiende desde la playa trasera hasta el lugar donde alcanza a tener acción el oleaje (también llamada zona de cierre). Es una zona de transición entre el continente y el medio oceánico. El litoral está caracterizado por la presencia de ecosistemas propios como las playas, así como por la ocurrencia de una serie de procesos relacionados con el oleaje, el viento, las mareas, las corrientes litorales y las descargas fluviales (Guillén, 2020). Según Torres y Ortiz (2003) el litoral (*nearshore*) se divide en varios subambientes: supralitoral o supramareal (*Backshore*), interlitoral o intermareal (*foreshore*) y sublitoral o infralitoral (*shoreface*).

Se define playa (*beach*) como la acumulación de sedimento no consolidado (arena, grava o canto rodado) que se sitúa entre la línea de máximo alcance del oleaje en temporal y la profundidad donde deja de producirse movimiento activo de sedimentos debido a la acción del oleaje (GIOC, 2000). Las playas se encuentran en la zona costera (*coastal zone*), que comprende el área de las plataforma continental y costera en la que los procesos morfodinámicos están modulados por la dinámica marina. Su ancho depende, por lo tanto, de la tipología de la costa, de las plataformas y del clima marítimo de la zona (Vega *et al.*, 2007). Las costas arenosas son ambientes variables tanto espacial como temporal por lo que la delimitación de sus sub-ambientes (zonificación morfológica) debe tomar en consideración agentes promotores como los procesos hidrodinámicos (Benavente, 2015).

Komar (1998), propone una terminología para describir el perfil de playa, asociado con la acción dinámica del *nearshore* (Figura 1): *Playa trasera (backshore)* ubicada entre la pendiente asociada a la zona intermareal y el punto en donde se asienta la vegetación permanente o donde hay presencia de dunas. *Zona intermareal (foreshore)* es la zona que se encuentra entre las profundidades alcanzadas por las mareas más bajas y las altas medidas durante mareas vivas (sicigia). *Zona interior (inshore)* ubicada entre la parte final de la zona intermareal y el lugar donde rompen las olas. *Zona exterior (offshore)* zona que se extiende desde la zona de rompiente hasta el límite con la plataforma continental. Otras definiciones de esta zona son: *Línea de costa (shoreline)* es la intersección entre el mar y la tierra. *Zona de rotura (breakerzone)*, es la sección en la que el oleaje se asomera y rompe. *Zona de*

*rompientes (surf zone)*, es el área en la que el oleaje asomera formando un resalte (*bore*) y avanza hacia la playa. *Zona de tránsito (swash zone)* es el lugar donde, tras la rotura de la ola, el agua asciende por el *frente de playa (run-up)* y posteriormente retrocede hacia el mar por el efecto de la gravedad (*backwash*) (Ibarra y Belmonte, 2017).

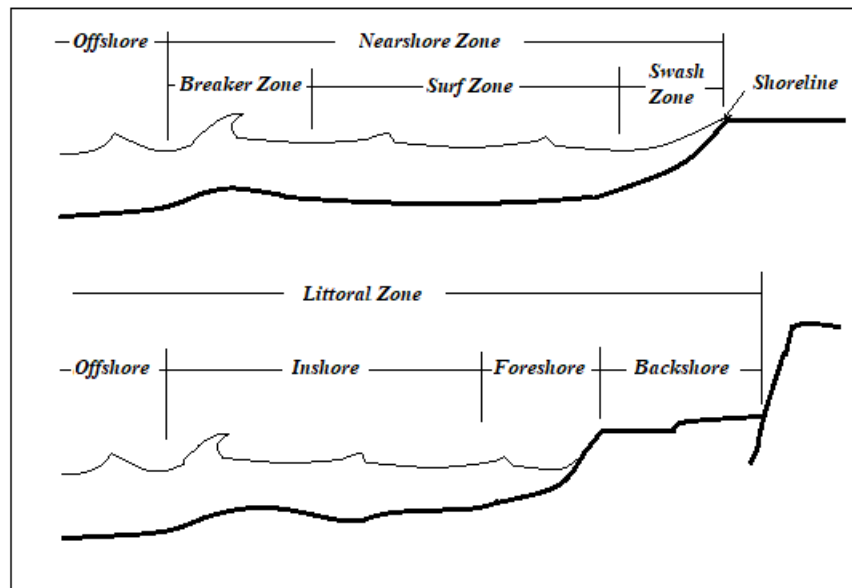


Figura 1. Zonificación y elementos del perfil de playa. Tomado y modificado de Komar (1998)

### 3.2. Inner-shelf

La *inner-shelf* es la región de transición entre el *surf zone* y la parte intermedia de la plataforma continental. Generalmente abarca profundidades desde unos pocos metros hasta unas pocas decenas de metros. Aunque existe un acuerdo general de que la *inner-shelf* está delimitada en el lado costero por el borde exterior del *surf zone*, no hay un acuerdo en la definición para la extensión costa afuera ya que depende de la dinámica particular del lugar (Garvine, 2004; Lentz y Fewings 2012). De acuerdo con Lentz (1995), el termino *inner-shelf* describe una región donde la superficie turbulenta y las capas límite del fondo ocupan toda la columna de agua. Por lo tanto, el ancho y la ubicación de la *inner-shelf* varían con el tiempo, porque los espesores de las capas límite de la superficie y el fondo dependen de la intensidad del viento, el forzamiento de las olas y la estratificación vertical (Lentz, 1995).

A nivel hidrodinámico el área de la *inner-shelf* está en función de la tensión superficial, la tensión del fondo, la estratificación y la variación del oleaje. En latitudes medias y para

velocidades de viento moderadas, la *inner-shelf* tiene una profundidad entre 60 y 100 m (Cudaback *et al.* 2005).

### **3.3. Viento**

Es producido por el movimiento de aire causado por el calentamiento diferencial de la superficie terrestre y la atmosfera, que presenta variaciones significativas en el tiempo y en el espacio (IDEAM, 2021). El viento es una magnitud vectorial con un desplazamiento determinado por la acción de las diferencias de presión sobre las parcelas de aire. Al descomponer el vector del viento se obtienen las componentes zonal (positivo – proveniente del oeste, negativo – proveniente del este) y meridional (positivo – proveniente del sur, negativo – proveniente del norte).

#### **3.3.1. Vientos alisios**

Se originan en el flanco ecuatorial en las celdas de alta presión, son por tanto vientos del Este, que son desviados por la fuerza de Coriolis. Tienen componente Este-Nordeste en el hemisferio Norte y Este-Sudeste en el hemisferio sur. Son de intensidad moderada y son muy regulares en cuanto a su dirección y velocidad. Los alisios del Norte y del Sur confluyen en la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) en la que el aire asciende formando nubes y precipitación. Los alisios no forman un cinturón continuo y su posición varía estacionalmente en función de los movimientos de las zonas de alta presión y máxima insolación. Esta variación es más exagerada en los continentes que en los océanos debido a la capacidad calorífica del agua de mar (Universidad de Murcia, 2021).

#### **3.3.2. Vientos locales**

Son modulaciones de la circulación general de la atmosfera, que se desarrollan en decenas de kilómetros. Están fuertemente influenciado por la topografía, uso del suelo, ecosistemas existentes, entre otros. En lugares donde la pendiente del terreno es muy inclinada, este tipo de circulación predomina sobre sistemas de circulación de mayor escala y prevalecen en ambientes donde los sistemas a escala sinóptica son débiles (IDEAM, 2021).

#### **3.3.3. Brisas Mar – Tierra**

Conocidas también como brisas marinas, se originan por el calentamiento diferencial entre el mar y la tierra producida en el día y en la noche. La superficie del suelo se calienta más rápido que el agua y el agua puede acumular más calor que la tierra. Por lo tanto, el gradiente

térmico generado entre el mar y la tierra genera a su vez un gradiente de presión, que permite el movimiento de las masas de aire, desde las zonas de mayor presión a las zonas de menor presión (IDEAM, 2021).

En el día, la superficie terrestre se calienta más rápido que el agua de mar formando una celda que fluye en su parte inferior desde el mar hacia la tierra (Figura 2a). El calentamiento en el océano es más lento en comparación el continente, debido a que la energía requerida para elevar la temperatura de una masa de agua es mayor comparada con la superficie terrestre (IDEAM, 2021).



Figura 2. Brisa de marinas (a) durante el día; (b) durante la noche. Tomado de sailandtrip.com

En la noche, la superficie terrestre se enfría más rápidamente, y en este caso la parte inferior de la celda fluye desde la superficie terrestre hacia el mar (figura 2b). Por lo tanto, la tierra presenta fluctuaciones significativas de temperatura en el ciclo diurno, contrario al agua de mar (IDEAM, 2021).

### 3.4. Corrientes

En general el océano en sus partes someras (menores a 100 m) se puede dividir en capas: superficial, intermedia y profunda cada una de las cuales puede tener su propio patrón (Pabón *et al.* 2001). Las corrientes oceánicas de estos lugares son originadas principalmente por fuerzas relacionadas con el fondo submarino, la forma de las costas, la acción del calentamiento diferencial del sol, la intensidad del viento y la rotación terrestre y su movimiento de traslación (Torres, 2015).



Según Barreiro (2021), la circulación oceánica se puede dividir en: la forzada por el viento y la termohalina. La primera es directamente forzada por el esfuerzo de los vientos sobre la superficie del agua. Mientras que para la segunda esta modulada por las variaciones de densidad debido a la diferencias de distribución de temperatura y salinidad.

La circulación forzada por el viento es la más energética, pero está confinada al primer kilómetro de profundidad. El viento ejerce un esfuerzo sobre la superficie proporcional al cuadrado de la velocidad. Esto produce olas que inyectan momento en la superficie oceánica. Sin embargo, la forma como el viento induce las corrientes depende de su intensidad y de su periodo de acción. Por lo tanto, bajo ciertas condiciones las direcciones del viento y las corrientes pueden ser contrarias (Barreiro, 2021).

En el caso de la circulación termohalina, el intercambio de calor y agua entre el océano y la atmósfera y la presencia de descarga de ríos alteran la densidad de las aguas en superficie. Un aumento de la temperatura y la presencia de lluvias aumentan la flotabilidad del agua, mientras que un enfriamiento y la evaporación la disminuyen. Las aguas más densas de superficie se hundirán hasta la profundidad de equilibrio. Para alcanzar el estado estacionario la pérdida de agua en la superficie debe ser reemplazada por agua menos densa en el interior, generando una circulación más lenta que la circulación forzada por el viento (Barreiro, 2021).

De acuerdo con Torres (2015), las corrientes marinas se pueden clasificar según la temperatura de las masas de agua que desplazan, sus características o de la profundidad donde se desarrollan. Según la temperatura de las masas de agua pueden ser: *Cálidas* donde el flujo de las aguas superficiales que tiene su origen en la zona intertropical se dirige hacia latitudes medias y altas en dirección contraria a la rotación terrestre. *Frías* donde el flujo de aguas circula como consecuencia del movimiento de rotación terrestre, en dirección este-oeste. Se producen en las costas occidentales de los continentes por el ascenso de agua de grandes profundidades en la zona intertropical y subtropical.

Según sus características están asociadas al fenómeno que permite su movimiento y pueden ser: *Oceánicas* producidas por el movimiento de rotación terrestre, en sentido este-oeste en la zona intertropical o en sentido oeste-este en las latitudes medias o altas. *De marea* son corrientes periódicas producidas por la atracción lunar y solar. En general, son corrientes superficiales de las aguas del mar e involucran aguas cálidas. *De oleaje* son las corrientes

que modifican en gran parte el litoral costero y son producidas por el viento. En especial, por las tempestades de origen continental o huracanes. *De deriva litoral* son la resultante de la acción de las corrientes oceánicas sobre la línea de costa y el rompimiento del oleaje oblicuo. Estas corrientes litorales generan un transporte de sedimentos a lo largo de la costa entre la zona de rotura del oleaje y la playa (Gómez, *et al.*, 2018). *De densidad* estas corrientes se producen por la presencia de dos masas de agua con distinta densidad. Se presentan en los lugares de contacto entre aguas de distinta temperatura o salinidad.

Según la profundidad en la que se genera, las corrientes pueden ser: *Profundas* son generadas debajo de los 1000 metros de profundidad, y su movimiento se debe principalmente debido a la rotación terrestre. *Superficiales* son las corrientes originadas principalmente por la acción del viento, los cuales generan corrientes circulares a escala terrestre (en la franja ecuatorial) o en forma de espiral, formando bucles en las latitudes próximas a los trópicos.

### 3.5. Oleaje

Las ondas de gravedad son oscilaciones periódicas de la superficie del mar causadas por agentes como el viento, las fuerzas de atracción gravitacional de la luna y el sol, maremotos, tormentas, entre otros (Arbó y Canela, 2011). Las ondas producidas por la acción del viento sobre la superficie transmiten energía. Al llegar a la línea de costa comienza a sufrir los efectos del fondo de tal manera que rompe, disipando gran parte de la energía (Palomino y Alamazán, 2000). Las variables que caracterizan una onda de mar idealizada se representan en la figura 3.

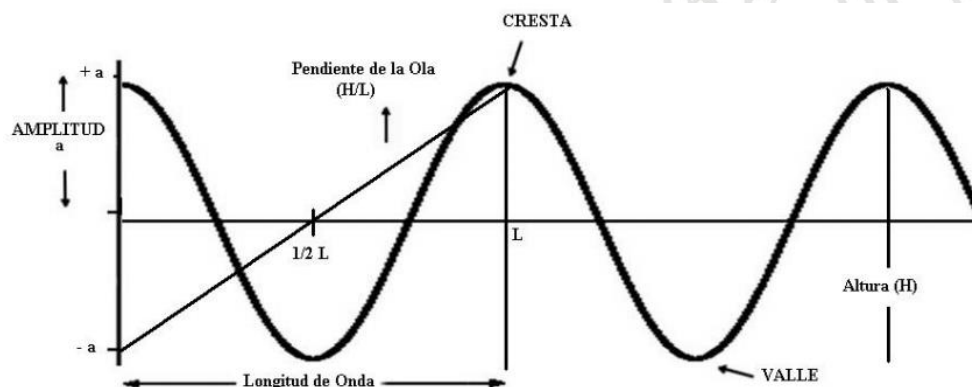


Figura 3. Perfil vertical de una onda idealizada, mostrando su dimensión lineal y su forma sinusoidal. Tomada de Recinos (2013)

En donde ( $H$ ) es la altura de la ola y se refiere al cambio vertical entre la cresta de la ola y el valle, la *amplitud* ( $a$ ) es dos veces  $H$ , ( $L$ ) es la longitud de la onda ( $L$ ) calculada como la distancia entre dos picos sucesivos (o dos valles sucesivos). La pendiente o inclinación se define como la  $H$  entre  $L$ . Cabe resaltar que no es la misma que la pendiente de la superficie del mar, la cual es la medida entre la inclinación de la cresta y el valle de la ola adyacente. Al intervalo de tiempo entre dos picos sucesivos que pasan por un punto dado se le llama periodo ( $T$ ) y su inverso es la frecuencia ( $f$ ) (Recinos, 2013).

La altura de las olas en aguas profundas se debe a las variaciones de la velocidad del viento, y a la cantidad de tiempo en la que el viento ha soplado. El área de generación del viento es llamada *Fetch* (Figura 4) y se define como la distancia rectilínea de una gran masa de agua superficial uniformemente afectada por vientos intensos (Recinos, 2013).

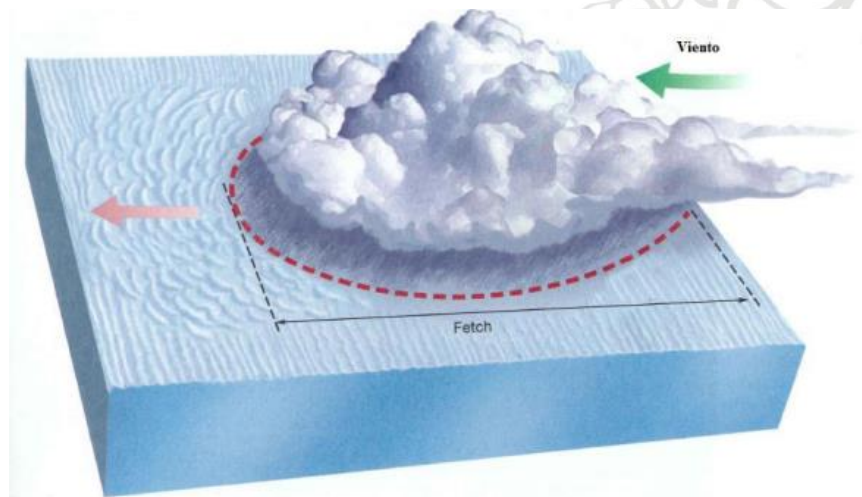


Figura 4. Características de la zona de generación del oleaje llamado Fetch. Tomada de Recinos (2013)

Las olas pueden ser clasificadas en función de la profundidad relativa (De la Hoz, 2018), entre las cuales se encuentran: De *aguas profundas*, caracterizado porque la trayectoria que siguen las partículas describe una órbita casi circular. La relación entre la profundidad y la longitud de onda es tal, que el fondo marino no afecta a la forma de la trayectoria ( $H/L > 0.5$ ). Según va aumentando la profundidad, el tamaño de la órbita decrece exponencialmente. De *aguas intermedias*, donde el fondo marino comienza a tener influencia sobre la forma de la órbita que siguen las partículas de agua ( $1/20 < H/L < 0.5$ ). El movimiento que siguen las partículas es elíptico y el tamaño de las órbitas decrece, pero de forma más suave que en aguas profundas. Y de *aguas someras* o poco profundas caracterizadas por tener un perfil

totalmente deformado por la proximidad al fondo marino ( $1/20 > H/L$ ). El movimiento de las partículas tiene una forma elíptica. En la Figura (5) se observa un esquema de esta clasificación.

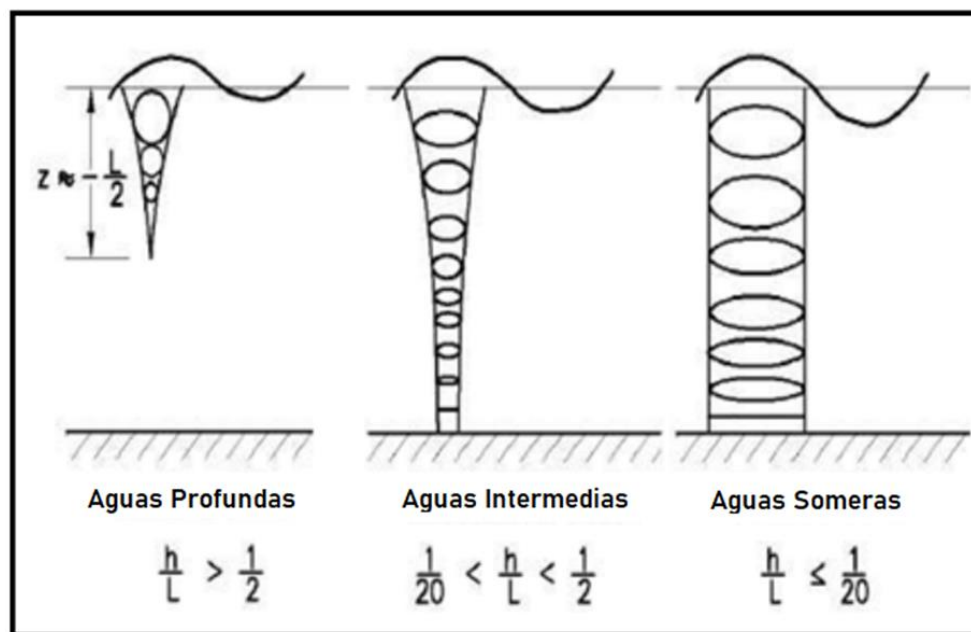


Figura 5. Esquema del movimiento de las partículas de agua en función de la profundidad relativa. Tomado y modificado de Árbó y Canela (2011)

Cuando las olas se propagan pierden energía debido entre otras cosas a la fricción con el aire. Las ondas más cortas son las primeras en desaparecer mientras que las más largas se propagan en distancias mayores. A medida que las olas se acercan a la costa, sus características se ven afectadas cuando la profundidad del agua comienza a ser menor que la longitud de onda, reduciéndose la velocidad y manteniéndose el periodo (Árbó & Canela, 2011). Los fenómenos que modifican las características del oleaje son la refracción, la difracción y la reflexión.

Las olas superficiales realmente no presentan un comportamiento lineal. La solución de las ecuaciones de movimiento depende de las condiciones de frontera, es decir, de las condiciones en la superficie del mar. La teoría lineal del oleaje supone que la amplitud de las olas en la superficie del mar es infinitamente pequeña, aproximando la superficie a ser plana (Anexo 1). En el caso de la frecuencia, se puede relacionar con el número de onda  $k$  (inverso de  $L$ ) por medio de la relación de dispersión (Anexo 2).



En cuanto a la velocidad del oleaje, es posible calcular la velocidad de fase ( $c$ ) como la razón entre  $L$  y  $T$ . Una forma de expresar esta velocidad en utilizando las deficiones de  $L$  y  $T$  en función  $k$  y de la velocidad angular ( $\omega$ ), como la razón entre  $\omega$  y  $k$  (Anexo 3).

Una de las variables fundamentales para definir la energía del oleaje es la velocidad de grupo, definida como la derivada de  $\omega$  con respecto a la derivada de  $k$ . Esta variable permite clasificar las olas entre dispersivas (aguas profundas) y no dispersivas (aguas someras). Es importante resaltar, que un grupo de olas en aguas profundas se mueve con una velocidad, igual a la mitad de la velocidad con la que avanzan cada una de las ondas que componen el grupo o paquete de ondas (Anexo 4) (Stewart, 2006). Con base en la velocidad de grupo es posible calcular la energía total ( $E$ ) por unidad de área, relacionada con  $\rho_w$  densidad del agua,  $g$  es la gravedad (ver Anexo 5).

Para describir el oleaje son comunmente usados los parametros integrales del oleaje. El primero de ellos es la *altura significativa* ( $H_{1/3}$  o  $H_s$ ) calculada como promedio del tercio superior de una serie de oleaje. Puede ser calculado a partir del primer momento del oleaje ( $\tau$ ), calculado como la integral del espectro en frecuencia del oleaje (ver Anexo 6).

Los otros dos parametros son la *frecuencia asociada al pico espectral*, calculada a partir del espectro en función de la frecuencia. Y la *dirección promedio*, calculada a partir del espectro direccional. Tanto el espectro en frecuencia como el direccional serán explicados a continuación.

Si observamos el mar nos damos cuenta de que las ondas en la superficie no son sinusoidales, la superficie aparenta estar compuesta de ondas al azar que contienen varias longitudes y periodos de onda. La mejor forma para describir esta superficie es por medio de espectros que explican cómo es la distribución de energía de la onda en diferentes frecuencias y longitudes de onda en la superficie del mar (Recinos, 2013). Este espectro es el direccional, el cual es la representación de un estado de mar durante un periodo determinado y es la mejor representación estadística del mismo. Es una función de la energía, la dirección y la frecuencia (Anexo 7).

Al integrar este espectro direccional en función de la dirección se obtiene un espectro en función de la frecuencia y la energía. Y finalmente al integrar este espectro se obtiene el primer momento espectral, usado para calcular la altura significativa.

### **3.6. Mareas y nivel del mar**

La marea es el movimiento periódico de ascenso y descenso de las aguas del mar, producido por las modulaciones gravitatorias del Sol y de la Luna sobre la Tierra. Su frecuencia y amplitud depende de la fase de la luna, siendo máxima con luna llena o luna nueva. En estos casos, se dice que hay *mareas vivas (o sicigias)* en caso contrario (menguante y creciente) son *mareas muertas (cuadratura)*. Cuando la marea sube y llega a su máximo nivel se dice que ha alcanzado la *pleamar*, cuando a continuación desciende y llega al mínimo se llama *bajamar* (Real Sociedad Española de Física, 2021).

La marea se compone de la marea astronómica (interacciones gravitacionales entre la Tierra, la Luna y el Sol) la cual es periódica y predecible y la marea meteorológica provocada por acción del viento y las fluctuaciones de la presión atmosférica (Cadena, 2012). Esta última es una variable estocástica, que no pueden ser pronosticada más allá de las escalas operacionales (Torres *et al.*, 2008).

### **3.7. Salinidad y temperatura del agua de mar**

La salinidad y la temperatura constituyen los rasgos más característicos e importantes del agua de mar. La salinidad es una propiedad conservativa del agua de mar, ya que los fenómenos atmosféricos no influyen notablemente sobre sus valores. De hecho, sólo los procesos de mezcla pueden modificar de manera sensible los valores de temperatura o salinidad una vez que las aguas han abandonado la zona superficial.

Teniendo en cuenta que la densidad del agua de mar es función directa de su temperatura y salinidad, es esencial para la oceanografía dinámica conocer su distribución ya que controlan los desplazamientos de las masas de agua (Pontificia Universidad Católica de Chile, 2021).

La *salinidad* resulta de la combinación de las diferentes sales que se encuentran disueltas en el agua oceánica, siendo las principales los cloruros, carbonatos y sulfatos. Se puede decir que básicamente el mar es una solución acuosa de sales, característica que le confiere su sabor. De estas sales, el cloruro de sodio, conocido como sal común, destaca por su cantidad,

ya que contribuye por sí sola el 80 por ciento de las sales. El restante 20 por ciento corresponde a los otros componentes.

Por su parte, el principal aporte calorífico que tiene el agua del mar está representado por las radiaciones energéticas que le llegan del Sol. Su calor específico tiene un valor elevado en comparación con el calor específico de las demás sustancias existentes en la superficie del planeta; esto confiere al mar una extraordinaria capacidad para almacenar calor. Conforme la profundidad aumenta van penetrando menos radiaciones, por lo que la temperatura disminuye (Cifuentes *et al.*, 1997).



## 4. Metodología

### 4.1. Área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en el sector conocido como playa La Martina al norte de la cabecera municipal del distrito de Turbo y a 6.5 km del delta del río Turbo. En la Figura 6 se observa la ubicación espacial en Colombia y en la región de Urabá y de manera específica de la playa La Martina. Esta playa tiene una extensión aproximada de 2 km, limita al norte con Punta Cangrejo y al sur con el río Cope.

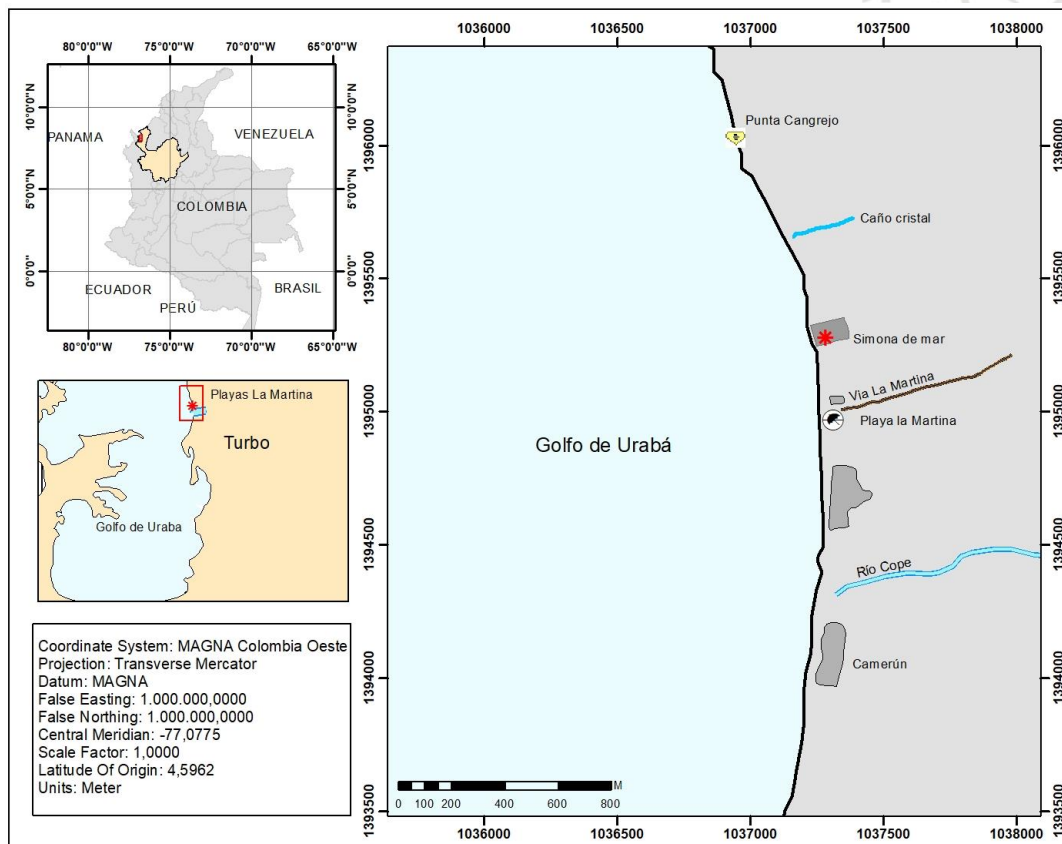


Figura 6. Área de estudio. Ubicación geográfica de la playa La Martina, Turbo. Tomado de Cifuentes y Campo (2021)

Las variables climáticas y oceanográficas que modulan los procesos de la playa La Martina son gobernadas principalmente por los procesos que ocurren dentro del Golfo de Urabá. El clima se rige por el desplazamiento latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), el cual genera dos épocas climáticas diferenciadas entre sí por cambios considerables en los patrones de las lluvias y los vientos. En general, la época seca se presenta entre diciembre y abril y se caracteriza por precipitaciones medias entre 40 y 100 mm/mes. En esta



época predominan los vientos alisios del Norte y Noreste. Durante la época húmeda, entre mayo y noviembre, las lluvias se encuentran entre 200 y 300 mm/mes y los vientos predominantes del sur (Barrientos y Mosquera, 2018; Mercado y Hernández, 2020). Durante los meses de junio y julio se han presentado ligeros incrementos en la intensidad de los vientos alisios, y por lo tanto estos meses son considerados también como una época de transición (Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas - CIOH, 2021).

El comportamiento del oleaje también está determinado por la migración de la ZCIT. Por lo tanto, el oleaje *swell* (de fondo) del NNW-NNE llega desde el mar Caribe durante gran parte del año, con valores de Hs más altos durante la época seca y más bajos durante la época húmeda. Los vientos locales generan un oleaje local (*wind sea*) proveniente del sur en temporada de lluvias (Padilla, 2018). con valores de Hs de 0,4 m y periodo pico (Tp) de 4 s. (Molina-Florez, 2014; Alcántara-Carrió *et al.* 2019). Las mareas astronómicas corresponden a un régimen semidiurno mixto con amplitudes máximas de 0,5 m (Higuita y Quintana, 2020).

#### **4.2. Experimento playa La Martina**

La información *in situ* utilizada para desarrollar este trabajo fue medida durante la campaña de mediciones denominada *Experimento playa La Martina*, entre los días 20 y 28 de febrero del 2019. Las mediciones obtenidas durante esta campaña corresponden a un conjunto de datos obtenidos a partir mediciones con equipos como ADCPs, una estación meteorológica, sensores de presión y CTD (Figura 7). Cabe resaltar que durante el experimento se utilizaron otros equipos como OBS5+, que midió sedimentos en suspensión; sensor LISST200X, utilizado para medir la distribución y concentración del tamaño de partículas en el perfil, una ecosonda monohaz, con la que se realizó una batimetría detallada del área de estudio; y equipos topográficos como DGPS y estación total, con los que se midió las variaciones del perfil de playa.

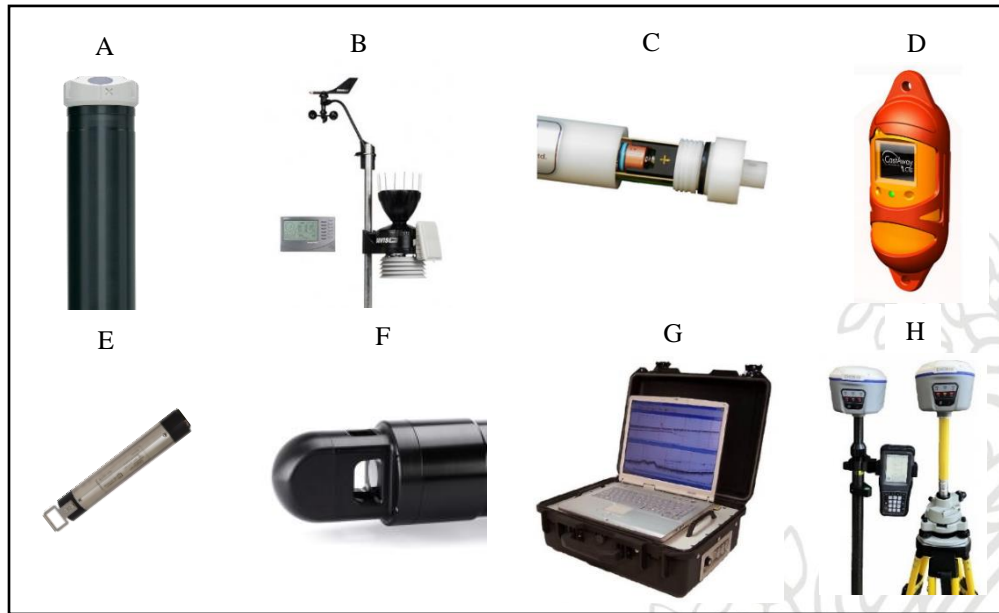


Figura 7. Equipos oceanográficos utilizados en el Experimento La Martina. A. Aquadopp Profiler 2 MHz - ADCP. B. Estación meteorológica Davis Vantage Pro2. C. Sensor de presión RBR DR-1060. D. CTD Castaway. E. OBS 5+. F. LISST-200X. G. Ecosonda Knudsen Sounder 16. H. DGPS.

En la Figura 8 se observa la ubicación espacial de los equipos utilizados en el experimento mencionado. Se utilizaron dos Aquadopp Profiler 2 MHz, identificados en este trabajo como ADCP01 y ADCP02 y ubicados dentro y fuera de la *surf zone* respectivamente. La estación meteorológica se ubicó sobre la playa en el sector conocido como Simona del Mar. Los sensores de presión identificados como RBR 1 y RBR 2 se ubicaron en los mismos puntos que los ADCPs. Las mediciones con CTD se hicieron por fuera de la *surf zone*, y se realizaron aproximadamente 17 perfiles por día. En esta figura también se detalla el sistema de referencia a utilizar, eje  $x$  positivo hacia el este y eje  $y$  positivo hacia el norte.

Por su parte, en la Figura 9 se presenta la línea de tiempo de medición de cada equipo. El ADCP01 midió datos entre el 21 y 22 y desde el mediodía del 24 hasta el 27 de febrero. El ADCP02 midió continuamente desde el 21 hasta el 27 de febrero. Los perfiles de CTD, LISST y OBS se realizaron diariamente entre el 21 y 27 de febrero. Las mediciones topográficas con DGPS y Estación total se hicieron en jornadas diurnas desde el 21 hasta el 28 de febrero.

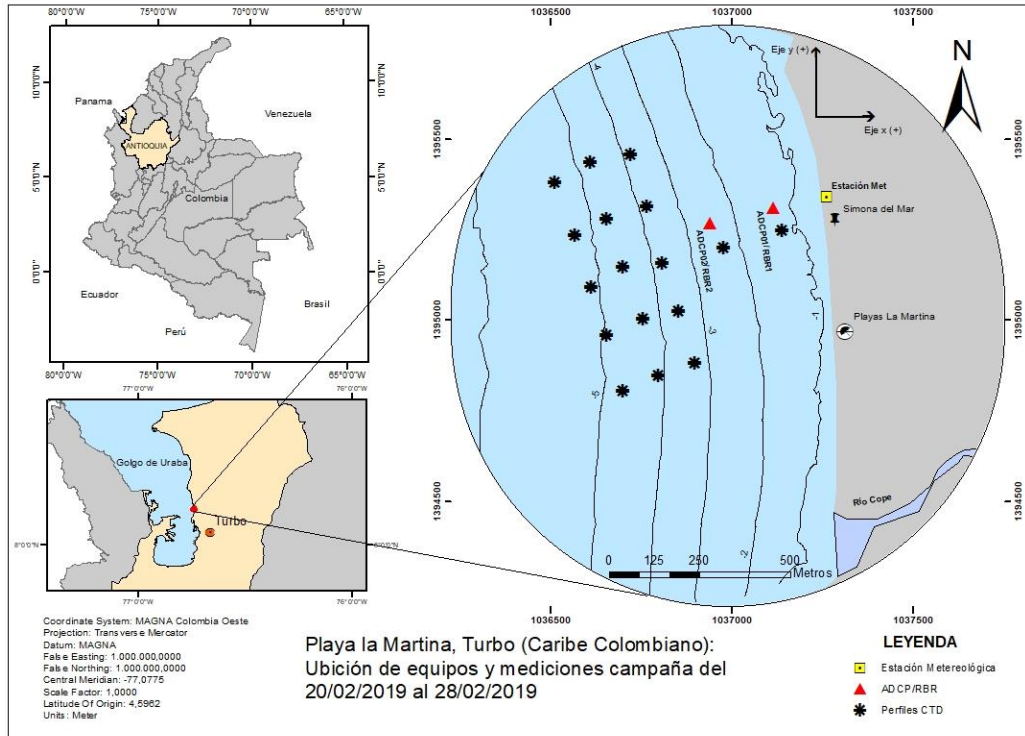


Figura 8. Ubicación espacial de los equipos del Experimento La Martina.

La batimetría se realizó en una sola jornada el día 28 de febrero. La estación meteorológica fue instalada el día 20 de febrero y registró datos continuamente hasta el día 27 de febrero. Los sensores de presión se desplegaron el día 21 de febrero, sin embargo, el sensor RBR 1 presenta un salto en su serie de unas pocas horas el día 24 de febrero y continuó midiendo hasta el 28 de febrero. El RBR 2 midió continuamente entre el 21 y el 28 de febrero.

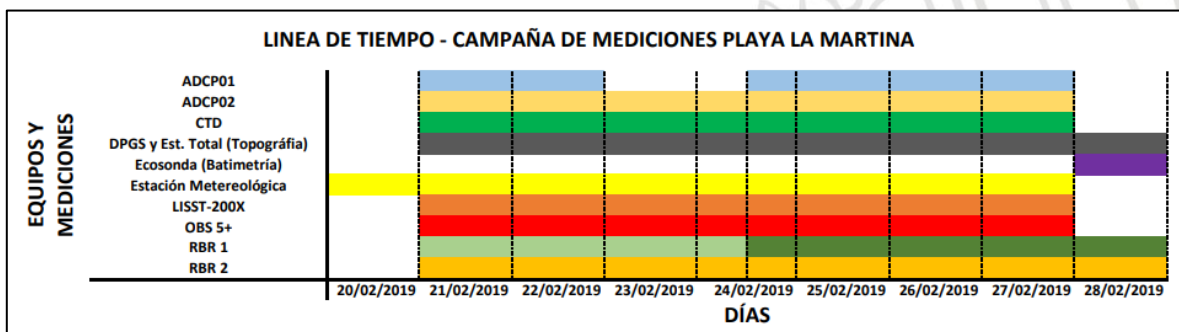


Figura 9. Línea de tiempo de mediciones, Experimento La Martina.

### 4.3. Procesamiento y análisis de datos

#### 4.3.1. Mediciones de viento

Las mediciones de viento se realizaron con una estación Meteorológica Davis Vantage Pro2™. El sensor de dirección (indica de donde viene el viento) y magnitud del viento (m/s) se instaló a 8 m de altura. Los datos de dirección del viento utilizan la unidad estándar en grados (en el sentido de las agujas del reloj), en donde 0° equivale a la dirección Norte, 90° Este, y así sucesivamente. La frecuencia de medición fue de cada 5 minutos. Con esta información se calcularon la componente paralela (norte-sur) y perpendicular (este-oeste) a la playa La Martina, utilizando la descomposición vectorial como indican las siguientes ecuaciones:

$$u = \|V\| \sin(\theta) \quad (1)$$

$$v = \|V\| \cos(\theta) \quad (2)$$

donde,  $u$  es la componente perpendicular  $v$  es la componente paralela y  $\|V\|$  es la magnitud de la velocidad del viento (m/s).  $\theta$  es la dirección de la velocidad del viento (rad). Con esta información se graficaron  $u$  y  $v$  en función del tiempo.

Por otro lado, con las velocidades del viento se calculó el esfuerzo siguiendo la ley de arrastre neutral, propuesta por Large y Pond (1981) y sugerida en Grifoll *et al.* (2012). Los resultados se graficaron tanto para la componente paralela como para la perpendicular. A las series de tiempo de la velocidad y esfuerzo del viento les fue aplicado un filtro Butterworth pasa bajas de segundo orden.

#### 4.3.2. Corrientes

Las corrientes se midieron utilizando dos Aquadopp Profiler de 2 MHz (ADCP). El ADCP01 se ubicó inicialmente dentro de la *surf zone* (cerca a la costa) a una profundidad de 1.7 m. El 22 de febrero se interrumpió la medición debido a problemas de sedimentación del equipo. Luego el equipo fue instalado a una profundidad de 1.3 m, reiniciando mediciones el 24 de febrero. Por su parte, el ADCP02 fue instalado fuera de la *surf zone* (más profundo) a una profundidad de 2.5 m.

Las mediciones del perfil de velocidad se hicieron cada 10 min con una frecuencia de 1Hz durante 1 min. La resolución en profundidad fue de 0.1 m con una distancia de blanqueo de



0.2 m. Se utilizó el sistema de convención ENU (East-North-Up) en el cual las velocidades tienen componente  $u(v_1)$  positiva en dirección Este,  $v(v_2)$  positiva en dirección norte y  $w(v_3)$  positiva hacia arriba. A las series de tiempo de la velocidad de las corrientes le fue aplicado un filtro Butterworth pasa bajas de segundo orden. Además, se promediaron los registros de velocidad en el tiempo para cada una de las profundidades y así obtener un perfil promedio durante el experimento.

#### **4.3.3. Nivel del mar**

El nivel del mar se calculó indirectamente utilizando mediciones hechas por dos sensores de presión RBR DR-1060 instalados en la misma ubicación que los ADCPs. Para efectos de este trabajo los sensores se identifican como RBR1 y RBR2. Estos equipos cuentan con los mismos tiempos de medición que los ADCPs, con RBR1 reubicado igualmente por problemas de sedimentación. La frecuencia de medición de los sensores de presión fue de 1 Hz. Los registros de presión se convirtieron a profundidad (cm). A las series de tiempo del nivel del mar también le fue aplicado un filtro Butterworth pasa bajas.

#### **4.3.4. Oleaje**

Las series de oleaje fueron obtenidas a partir de las mediciones del ADCP02. El equipo fue configurado para registrar oleaje en la celda superior, en intervalos de 1 hora durante los cuales se tomaron 1024 muestras. Sin embargo, descartando las mediciones no validas, como al momento de instalar o retirar el equipo. Con el fin de calcular los parámetros integrales del oleaje y los espectros en frecuencia se utilizaron los métodos propuestos por Gordon (2001).

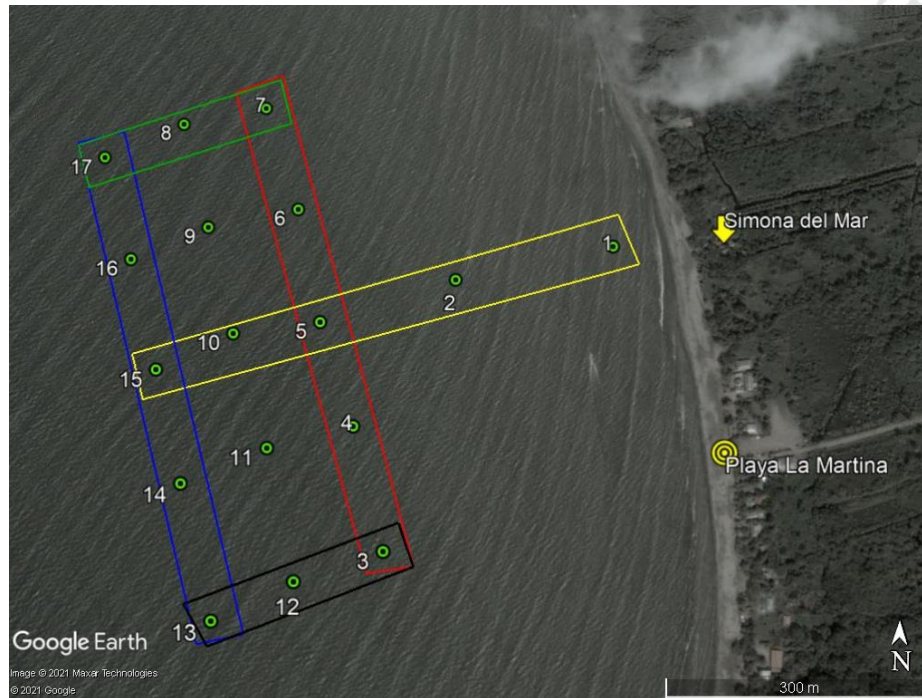
#### **4.3.5. Temperatura y salinidad**

Los datos de temperatura, salinidad y densidad fueron obtenidos a partir de mediciones realizadas con un CTD Castaway. Se hicieron mediciones durante los días 21 al 27 de febrero de 2019, con 15 perfiles el día 21 y 17 perfiles los días restantes.

Los resultados se presentan en transeptos paralelos y perpendiculares a la línea de costa como se muestran en las figura 10. El primer transepto T1\_E (recuadro Rojo) consta de 5 perfiles ubicados latitudinalmente en el costado este de la zona. El segundo transepto T2\_W (recuadro Azul) corresponde a los 5 perfiles ubicados en el costado oeste. El tercer transepto T3\_N (recuadro Verde) lo conforman 3 perfiles ubicados longitudinalmente en la parte norte.



El cuarto transepto T4\_S (recuadro Negro) consta de 3 perfiles ubicados de igual forma en la parte sur. Y, por último, el quinto transepto T5\_C (recuadro Amarillo) consta de 5 perfiles ubicados longitudinalmente en el centro e incluye dos puntos cercanos a la costa donde se encontraban ubicados los ADCPs y RBR. En los resultados de este trabajo se presentan los transeptos T1\_E y T5\_C, paralelo y perpendicular a la línea de costa respectivamente. Los demás se presentan en el Anexo 8.



*Figura 10. Ubicación de transeptos de mediciones CTD. Recuadro Rojo T1\_E. Recuadro Azul T2\_W. Recuadro Verde T3\_N. Recuadro Negro T4\_S y Recuadro Amarillo T5\_C.*

## 5. Resultados y análisis

### 5.1. Procesos paralelos al *inner-shelf* y *surf zone*

En la figura 11 se presenta la serie de tiempo filtrada de la magnitud de la velocidad del viento paralela al *inner-shelf* y *surf zone*. Se observan vientos predominantes del norte con intensidades máximas de 20 m/s hacia el sur. Algo muy evidente en la serie es el carácter cíclico que presenta a lo largo del tiempo. Cada día se observan picos con valores altos alrededor del mediodía y un descenso cercano a cero cerca de la media noche. Sin embargo, los días 21, 22 y 23 antes del descenso a cero la velocidad se mantiene unas horas cercano a 10 m/s.

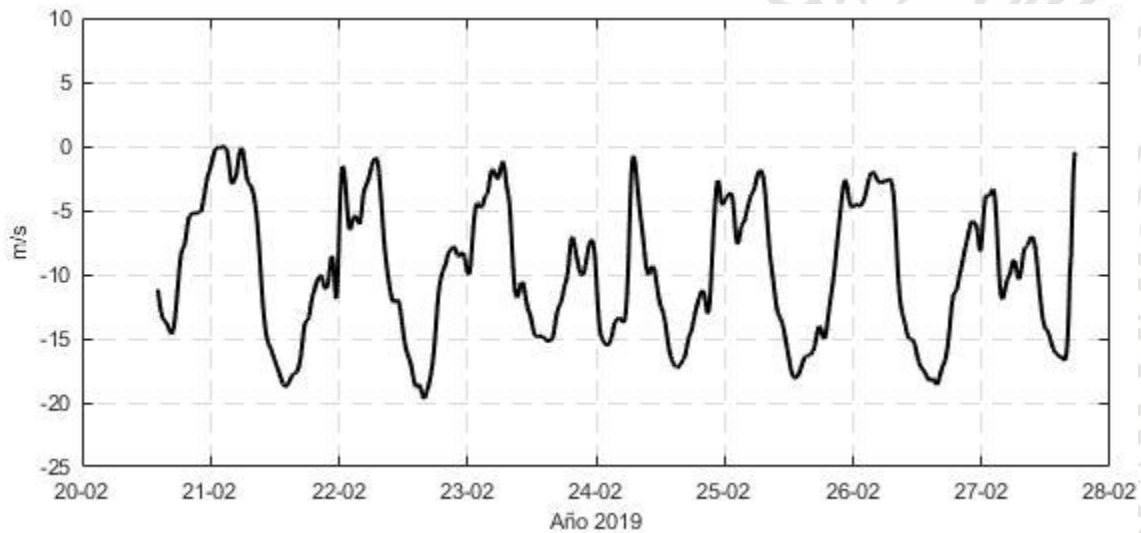


Figura 11. Serie de tiempo filtrada del viento paralela al *inner-shelf* y *surf zone* (velocidad positiva hacia el norte).

Con respecto a las corrientes paralelas, la Figura 12 presenta la serie de tiempo filtrada de la velocidad de las corrientes con una dirección predominantemente hacia el sur para ambos puntos de medición (ADCP01 y ADCP02). Sin embargo, se presentan magnitudes mayores en el ADCP01 (0.6 m/s), respecto al ADCP02 (0.35 m/s).

De manera similar al viento, las corrientes paralelas muestran un comportamiento cíclico en la serie, presentándose los valores más altos después del medio día y disminuyendo hacia la media noche. Los resultados sugieren que esto obedece al esfuerzo que ejerce el viento sobre la superficie, siendo más notorio cerca de la línea de la costa (ADCP01).

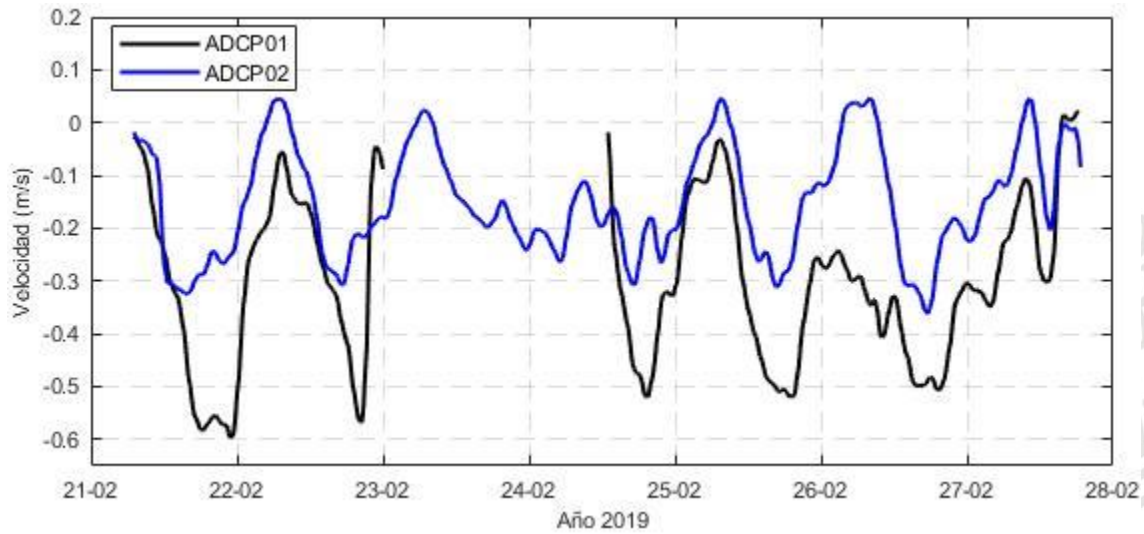


Figura 12. Serie de tiempo filtrada de corriente paralela al inner-shelf y surf zone (velocidad positiva hacia el norte).

Por otro lado, en la figura 13 observamos el perfil promedio de velocidad paralela para ambos puntos de medición (ADCP01 y ADCP02). Se observa como para el ADCP01 la magnitud de la velocidad es mayor que para el ADCP02, con valores promedio de 0.3 m/s y 0.1 m/s, respectivamente. Ambos perfiles ratifican nuevamente la dirección predominante de las corrientes hacia el sur, con los valores mayores cerca de la superficie, sugiriendo nuevamente la modulación debido al esfuerzo que ejerce el viento.

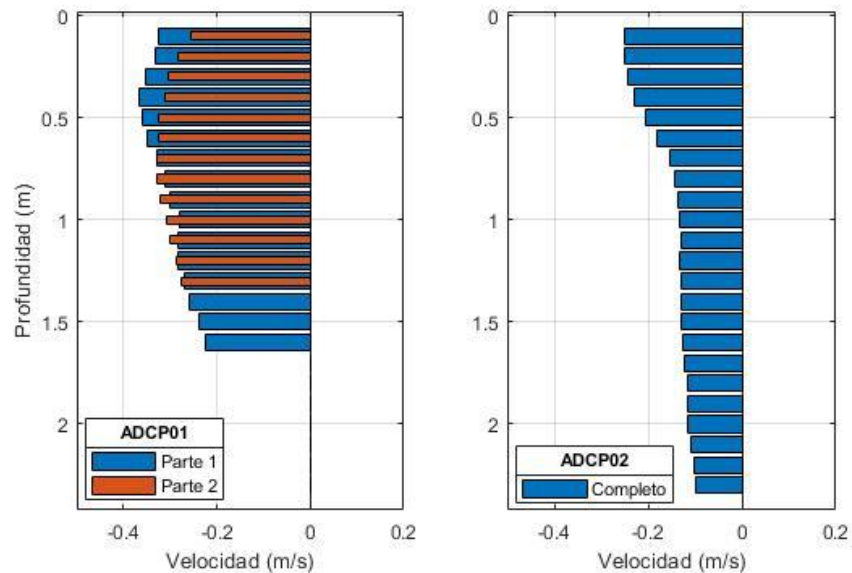


Figura 13. Perfil vertical de velocidad de las corrientes paralelas al inner-shelf y surf zone (positiva hacia el norte). (izq) ADCP01; (der) ADCP02.

## 5.2. Procesos perpendiculares al *inner-shelf* y *surf zone*

En la figura 14 se observa la serie de tiempo filtrada de la velocidad del viento perpendicular (positiva hacia el este). Predominan los vientos del oeste con valores máximos de 8 m/s aproximadamente, comúnmente cerca del mediodía. En todos los días de medición en horas de la media noche se presentaron valores cercanos a cero (0 m/s)

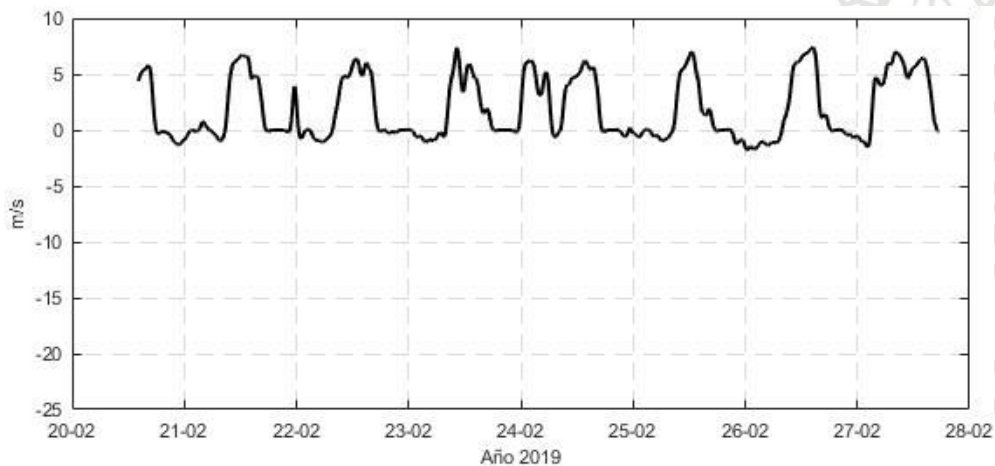


Figura 14. Serie de tiempo filtrada del viento perpendicular al *inner-shelf* y *surf zone* (velocidad positiva hacia el este).

El comportamiento de las corrientes perpendiculares se observa en la figura 15. La serie de tiempo muestra valores bajos que no superan los 0.1 m/s, en ambos puntos de medición (ADCP01 y ADCP02). Sin embargo, mientras que en ADCP01 las corrientes van hacia el norte, en ADCP02 van hacia el sur cuando los valores del viento perpendicular son diferentes de 0 m/s.

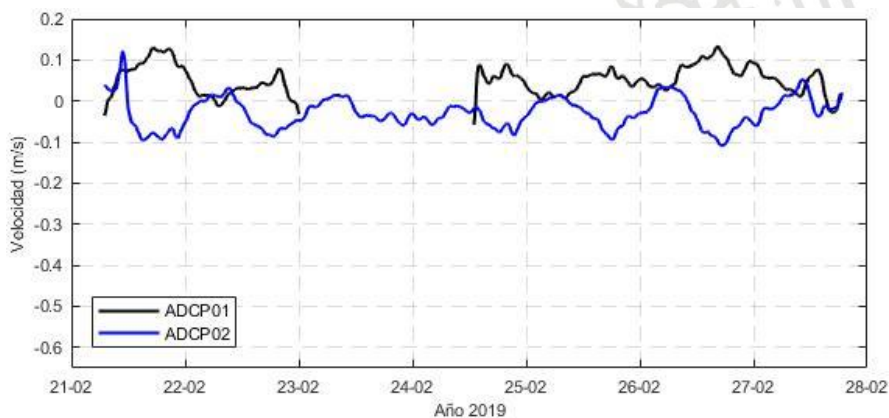


Figura 15. Serie de tiempo filtrada de las corrientes perpendiculares al *inner-shelf* y *surf zone* (velocidad positiva hacia el este).



Las corrientes perpendiculares promedio para ambos puntos de medición (ADCP01 y ADCP02) se presentan en la Figura 16. Se observan direcciones contrarias, ADCP01 hacia el este y ADCP02 hacia el oeste. En cuanto a la magnitud los valores son notoriamente más bajos que las observadas en la componente paralela, con valores máximos en superficie de 0.1 m/s y de 0.07 m/s para el ADCP01 y ADCP02, respectivamente. Cabe resaltar que, en ambos perfiles, las magnitudes del fondo se incrementaron ligeramente en comparación con los valores de mitad del perfil (1 m).

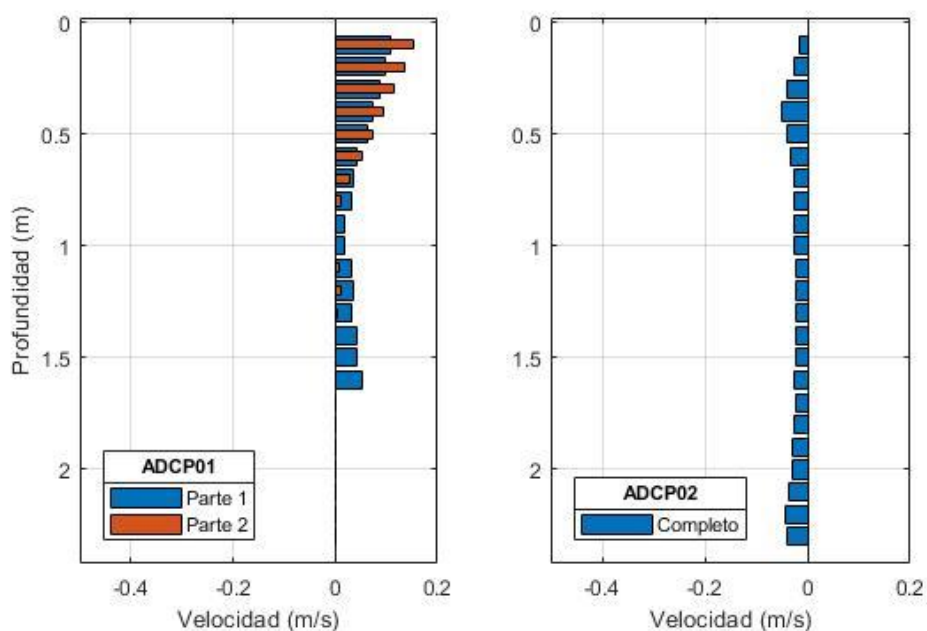


Figura 16. Perfil vertical de la velocidad de las corrientes perpendiculares al inner-shelf y surf zone (positiva hacia el este). (izq) ADCP01; (der) ADCP02.

La dinámica de la *inner-shelf* está fuertemente influenciada por la proximidad del litoral costero. De acuerdo con Pettigrew y Murray (1986) y Grifoll *et al.* (2012), una de las características dinámica más importantes de la *inner-shelf*, es que el flujo paralelo a la línea de costa es más intenso comparado con el perpendicular. En nuestro caso, la velocidad de las corrientes paralelas son de mayor intensidad que el flujo perpendicular, lo cual sugiere una influencia de la línea de costa y de la capa límite costera coincidiendo con los autores mencionados.

En la Figura 17, se presenta el esfuerzo total del viento, calculado a partir de las mediciones de la estación meteorológica. Se observan magnitudes máximas de hasta  $1 \text{ N/m}^2$ , con dirección predominante desde el noroeste. Estos resultados sugieren que las áreas poco profundas podrían estar influenciadas por el esfuerzo del viento el cual genera una fricción significativa sobre la superficie del mar. Según Grifoll *et al.* (2012) estos valores del esfuerzo podrían dar lugar a fuertes correlaciones entre el viento y las corrientes litorales.

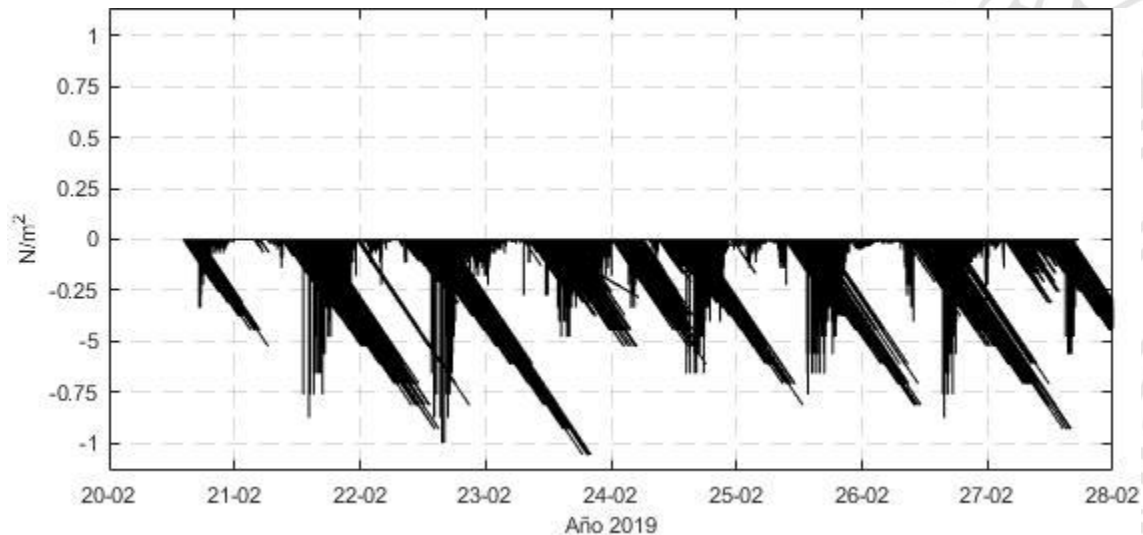


Figura 17. Esfuerzo total del viento calculado a partir de la mediciones (positivo hacia el norte).

Teniendo en cuenta la posible la relación entre el viento y las corrientes litorales, en la Figura 18 se presentan las magnitudes perpendiculares (línea azul) y paralelas (línea roja) del esfuerzo del viento. Las series de tiempo de las corrientes paralelas son similares con la serie de datos de la línea roja. En los días 21, 22, 24, 25 y 26 se presentan los mayores valores de los esfuerzos paralelos cercanos a  $0.8 \text{ N/m}^2$ . En estos días se presentan los valores máximos de las corrientes paralelas con valores promedios de  $0.55 \text{ m/s}$  y  $0.35 \text{ m/s}$  para ADCP01 y ADCP02, respectivamente. Las mayores velocidades corresponden a ADCP01, ubicado a menor profundidad, lo cual sugiere una fuerte influencia del viento en la columna de agua.

Por otro lado, los valores del esfuerzo perpendicular (línea azul) coinciden con el comportamiento de la magnitud de la velocidad del ADCP01, donde los valores del esfuerzo del viento y de la velocidad son máximos a medio día ( $0.25 \text{ N/m}^2$  y  $0.1 \text{ m/s}$ , respectivamente). Con respecto a ADCP02 la relación no es tan evidente y no se puede asociar su comportamiento al esfuerzo perpendicular del viento en ese punto.

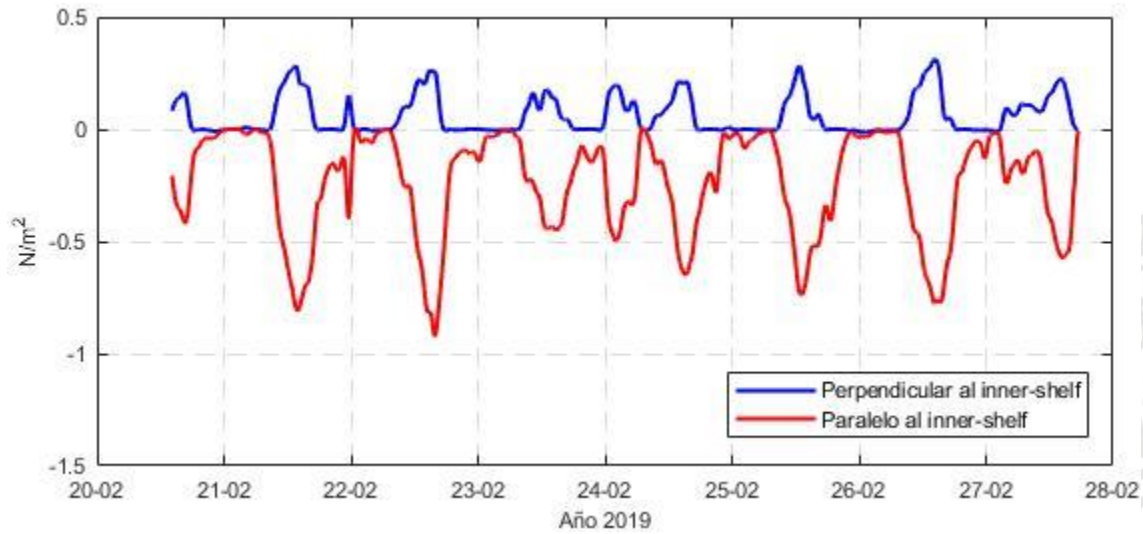


Figura 18. Magnitud del esfuerzo del viento paralelo (línea roja) y perpendicular (línea azul).

Este comportamiento de las corrientes en La Martina es similar a los resultados obtenidos por Cifuentes y Campo (2021). Estos autores encontraron en esta zona de estudio y para el mes de febrero, direcciones de viento predominantes del norte y velocidades promedio de las corrientes de entre 0.04 y 0.19 m/s hacia el sureste.

Respecto al comportamiento del nivel del mar (Figura 19), es posible asociar sus valores en un instante de tiempo con respecto al esfuerzo del viento y de las corrientes. Cuando la magnitud del viento es casi cero, el nivel de mar es mínimo, principalmente en las primeras horas del día. Esto es evidente en los días 22 y 23 para las corrientes paralelas, y en los días 22, 23, 24 y 25 para las corrientes perpendiculares. Por otro lado, los resultados sugieren que, en algunas horas del día, el incremento del nivel del mar coincide con el aumento del esfuerzo paralelo y la disminución de la velocidad de las corrientes paralelas fuera de la *surf zone*. En general, el comportamiento del nivel del mar obedece a la variación del nivel de marea, presentando dos picos positivos y dos picos negativos por día. Esto coincide con lo encontrado por Higueta y Quintana (2020) los cuales proponen que la marea del golfo se puede clasificar como mixta, predominantemente semidiurna. No se pudo obtener una estimación directa del gradiente presión paralela al *inner-shelf*, debido a que las distancias entre los equipos de medición de presión (RBR o ADCP) son muy cortas lo que permite que la relación señal-ruido de las series no sea adecuada (Grifoll *et al.*, 2016).

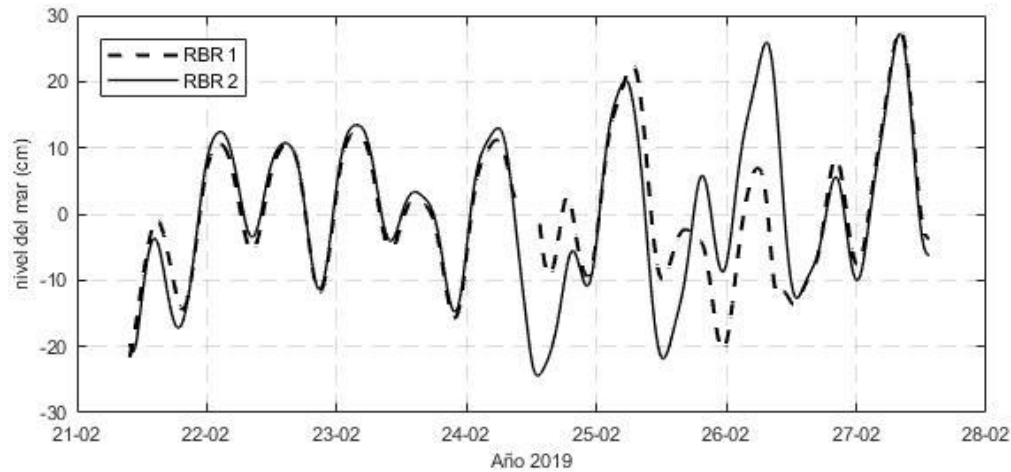


Figura 19. Nivel del mar calculado a partir de las mediciones de presión con el RBR1 y RBR2.

El oleaje es otro factor importante en la dinámica de la *inner-shelf*. En la figura 20 se muestran los resultados obtenidos para  $H_s$  y  $T_p$  a partir de los registros del ADCP02. Los resultados muestran valores de  $H_s$  entre 0.3 y 0.9 m aproximadamente. Los máximos valores se presentan en los días 21 y 24 de febrero de 2019. Los valores de  $T_p$  son en promedio de 5 s, con valores máximos de 10 s, asociados a los días de  $H_s$  máximos. Estos resultados coinciden con lo encontrado por Padilla (2018) por medio del modelo numérico SWAN. Los resultados sugieren que los valores máximos de  $H_s$  coinciden con los picos máximos del esfuerzo del viento local.

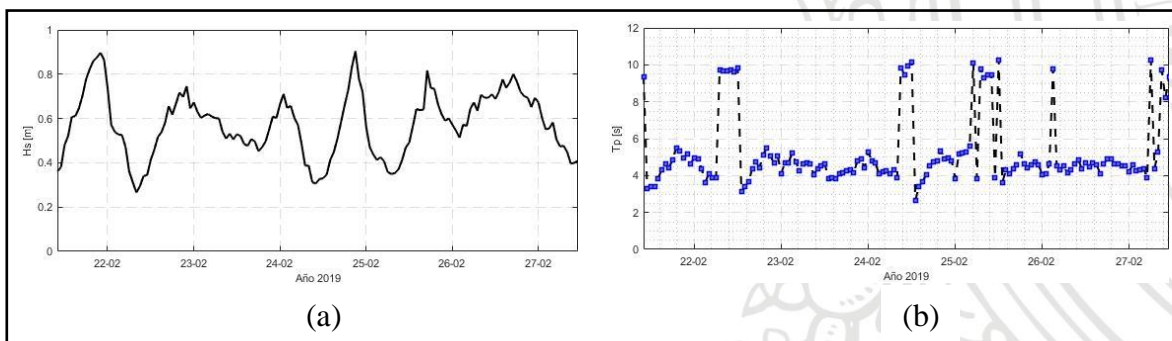


Figura 20. Parámetros integrales del oleaje. (a) Altura significativa  $H_s$ . (b) Periodo pico  $T_p$ .

En las figuras 21 y 22 se presentan los espectros del oleaje en función de la frecuencia y el espectro direccional, respectivamente. En la gráfica del espectro en función de la frecuencia se observa un comportamiento cíclico del oleaje a lo largo de la serie de tiempo. La densidad de energía más alta presenta valores entre 0.5 y 0.6  $m^2/Hz$  con una frecuencia de 0.2 Hz



cada día. Los resultados sugieren que los mayores valores de energía coinciden con los picos de velocidad y esfuerzo del viento.

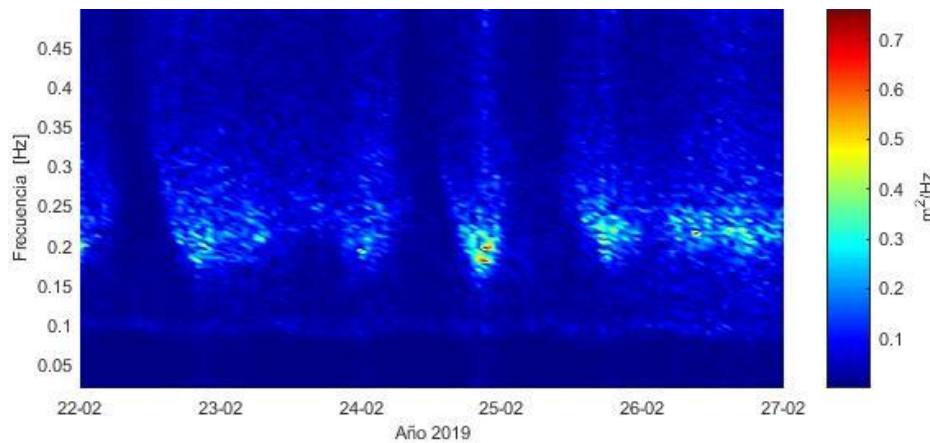


Figura 21. Espectro en función de la frecuencia del oleaje.

Con respecto al espectro direccional se seleccionó las 5:00 am para el 22, 24, 25 y 27 de febrero para analizar su comportamiento. En general, se puede apreciar la dirección de esta distribución energética del oleaje se concentra en el sureste, coincidiendo con las direcciones del viento y la dirección de las corrientes de la zona de estudio.

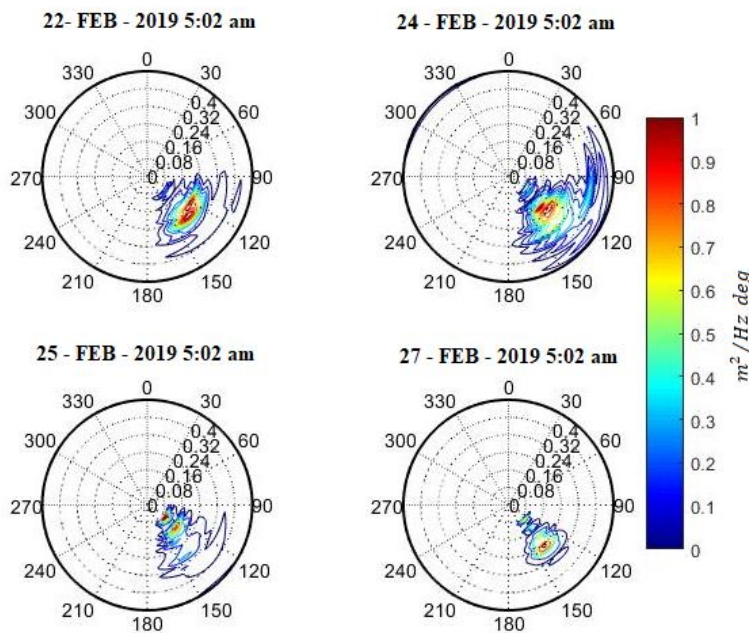


Figura 22. Espectros direccionales del oleaje a las 5am. (arriba-izq) 22 febrero; (arriba-der) 24 febrero; (abajo-izq) 25 febrero; (abajo-der) 27 febrero.

Por último, a continuación, se presentan los resultados de las mediciones de temperatura y salinidad para el transectos T1\_E. En el Anexo 8 se muestran los resultados del transecto T5\_C. En la Figura 23 se muestran los valores de salinidad los cuales presentaron valores entre 7 y 10 g/kg. No se evidencio un cambio en los valores con el transcurrir de los días. Los valores presentados son similares a lo reportado por Calderón (2019) para profundidades menores a 5m y posiblemente estén influenciados por una descarga de agua dulce de los rio Cope y Turbo. Sin embargo, en los días 21 y 26 de febrero se observa una ligera inclinación de la isohalinas, lo cual podría indicar una modulación debido al viento.

La temperatura (Figura 24) en el mismo transecto, presento valores promedio de 29 °C durante los días de medición, tampoco presenta grandes cambios entre días. Debido a lo somero de las mediciones no se presentan diferencias notables entre la superficie y el fondo. Aunque coinciden los días 21 y 26 con inclinaciones de las isotermas.

Los resultados de densidad (Figura 25) de este transecto presentan valores entre 1001 y 1004  $kg/m^3$ , con cambios leves en profundidad. Los resultados sugieren un comportamiento de la densidad en función principalmente de la salinidad. Este resultados coincide con lo reportado por Barrientos y Mosquera (2018) y Calderón (2019). Se observa nuevamente inclinación de la isopicnas en los días 21 y 26. Se espera que estos eventos puedan ser analizados en investigaciones posteriores. (Mercado & Hernández, 2020)

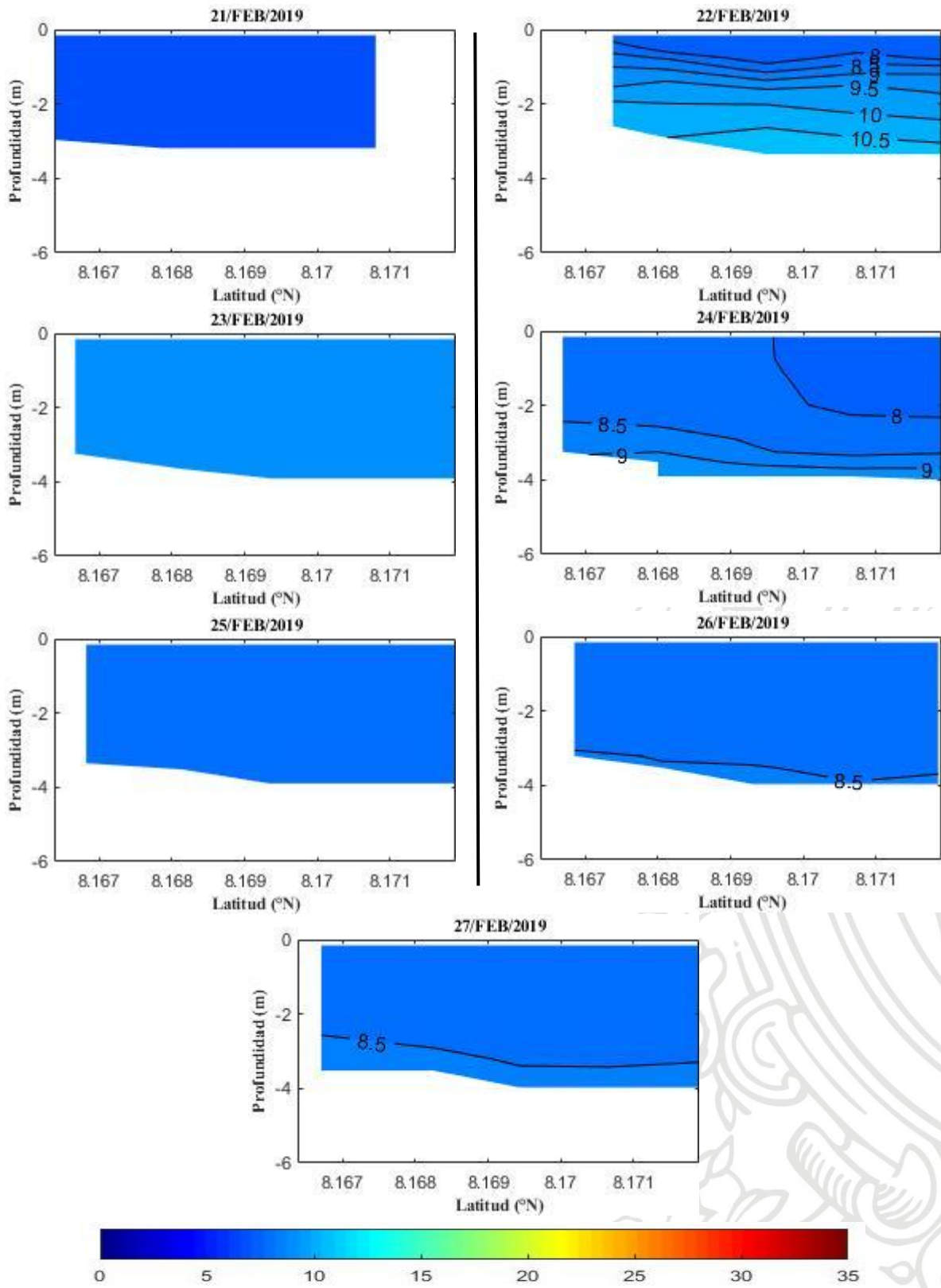


Figura 23. Salinidad en el transepto T1\_E.

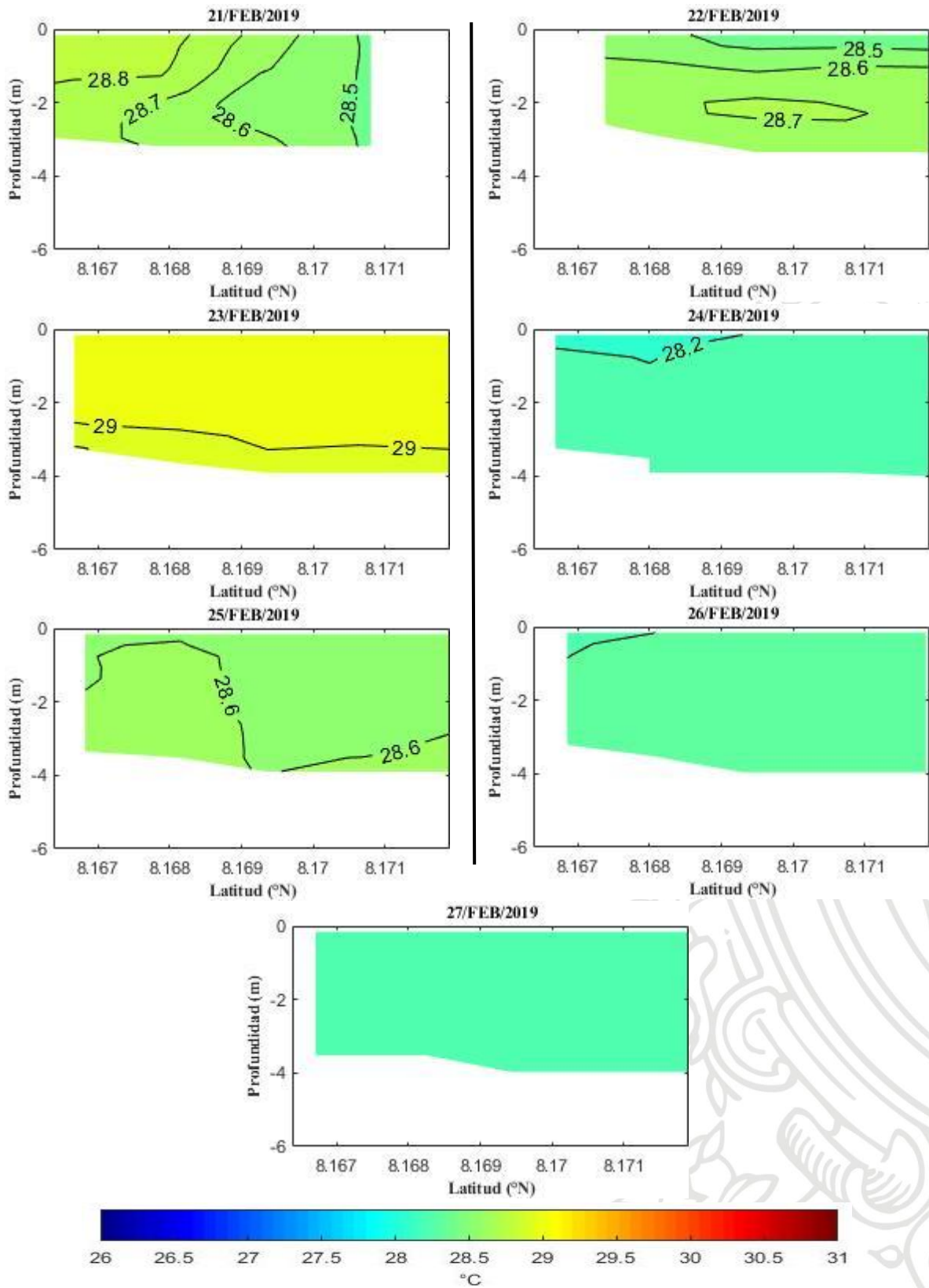


Figura 24. Temperatura en el transepto T1\_E.



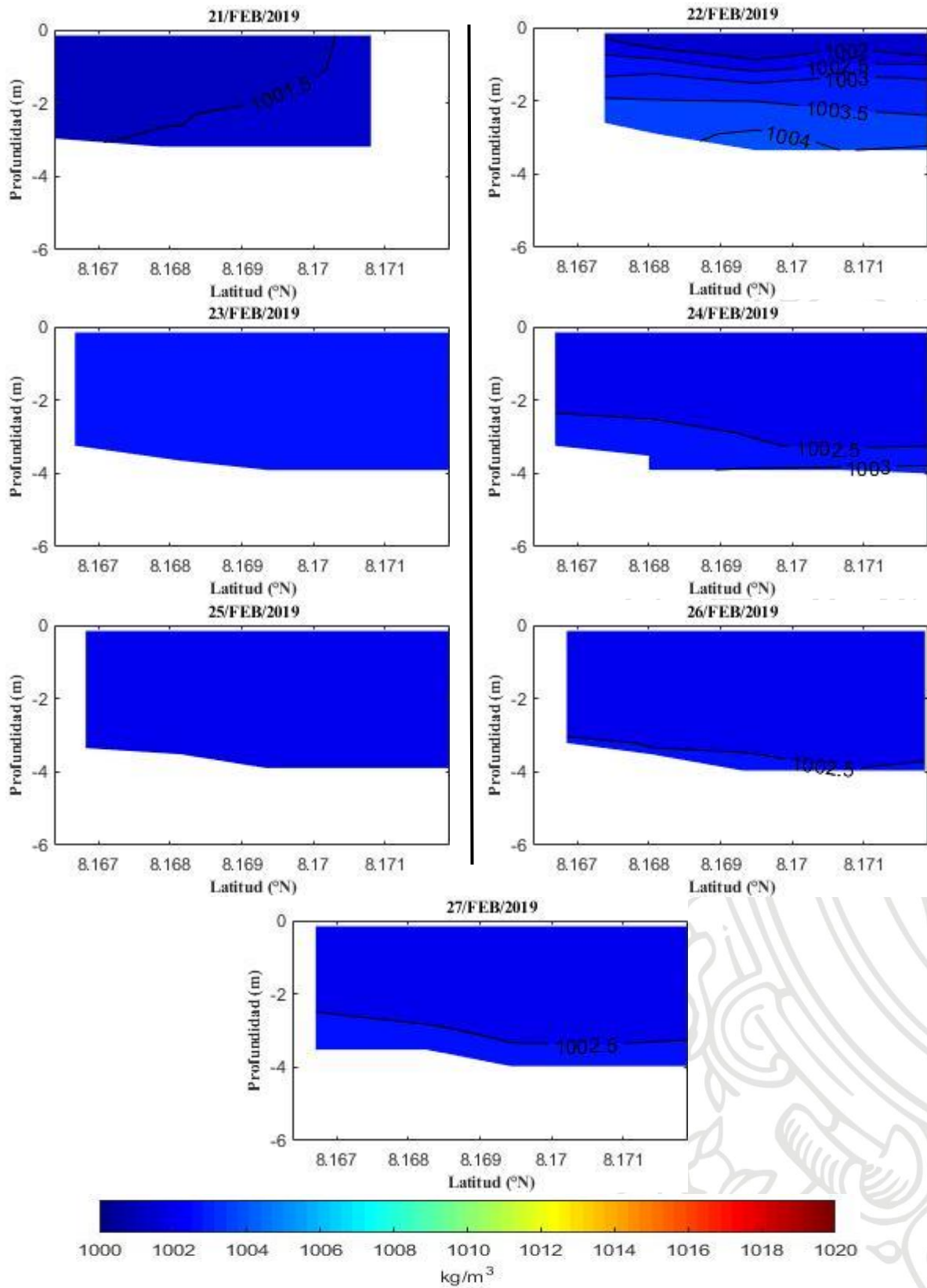


Figura 25. Densidad en el transecto TI\_E.

## 6. Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos, el flujo paralelo y perpendicular de las corrientes dentro de la *surf zone* en la playa La Martina está controlado principalmente por el esfuerzo del viento local. Esto se debe a la poca profundidad de la zona que favorece la acción del viento local para controlar las velocidades de las corrientes litorales.

De manera general, los procesos paralelos presentaron una mayor influencia en la dinámica de la *inner-shelf*. Estos resultados sugieren que los cambios a corto plazo de la playa La Martina se pueden asociar principalmente a las componentes paralelas del viento y las corrientes. De acuerdo con los resultados, y para la época analizada, existen momentos en los que están enfasadas las direcciones del viento y la corriente.

Por su parte, el oleaje de la zona mostró una relación cualitativa con el esfuerzo del viento. Esto se ve reflejado en los valores de  $H_s$  y su dirección de propagación antes de ingresar al *surf zone*. Si bien el nivel del mar juega un papel importante en la dinámica de la *inner-shelf* el comportamiento encontrado al parecer está principalmente relacionado con marea astronómica.

La salinidad y la temperatura no presentaron mayores cambios en profundidad entre los días de medición. Se encontró como la densidad depende principalmente de la salinidad.

Como trabajo futuro se propone el estudio de la influencia de los niveles del mar fuera de la *inner shelf* y la zona de surf. Así como, el análisis de las inclinaciones de las isohalinas (isopicnas), su relación con el viento y posiblemente con procesos de bombeo de Ekman.

## 7. Bibliografía

- Alcántara-Carrió, J., Caicedo, A., Hernandez, J., Jaramillo-Velez, A., & Manzolli, R. (2019). Sediment Bypassing from the New Human-Induced Lobe to the Ancient Lobe of the Turbo Delta (Gulf of Urabá, Southern Caribbean Sea). *Journal of Coastal Research*, 196-209.
- AQUATERRA, CIOH, & Dimar. (2005). *Estudio y evaluación de alternativas de solución para la protección costera de unos sectores de la costa caribe colombiana Fase II*. Bogotá D.C.
- Arbó, F., & Canela, A. (Febrero de 2011). Proyecto OWC: Diseño y optimización de una planta de energía undimotriz. *Proyecto Final de Carrera*. Barcelona, España: Universitat Politècnica de Catalunya.
- Barreiro, M. (07 de Mayo de 2021). *Notas de Oceanografía Dinámica*. Obtenido de [http://meteo.fisica.edu.uy/Oceanografia\\_Dinamica.html](http://meteo.fisica.edu.uy/Oceanografia_Dinamica.html)
- Barrientos, N., & Mosquera, W. (2018). Modulación a la circulación oceánica en el Golfo de Urabá por la ocurrencia de eventos atmosféricos de baja y alta frecuencia. *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Benavente, N. (2015). Relaciones dinámicas asociadas al litoral-playa-dunas anteriores del campo de dunas de los Choros, Región de Coquimbo. *Tesis de pregrado*. Santiago, Chile: Universidad de Chile.
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., & Wright, J. (2008). *Waves, Tides and Shallow - Water Processes*. Oxford: The Open University.
- Cadena, M. (2012). *Nivel del mar y régimen de marea en las estaciones mareográficas de Colombia*. Bogotá D.C: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.
- Calderón, Y. (2019). Variabilidad espacio-temporal del potencial energético salino por medio de mediciones in situ en el golfo de Urabá, Mar Caribe colombiano. *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.

- Centro de Investigaciones Oceanograficas e Hidrograficas - CIOH. (30 de 04 de 2021). *CIOH Oceanografía operacional*. Obtenido de Climatología del Caribe: <https://www.cioh.org.co/meteorologia/Climatologia/ClimatologiaCaribe8.php>
- Cifuentes, D., & Campo, J. (2021). Caracterización morfodinámica en época seca de las secciones submareal y subaérea, de la playa La Martina (Turbo, Antioquia). *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Cifuentes, J., Torres, M., & Frías, M. (1997). *El océano y sus recursos II. Las ciencias del mar: Oceanografía geológica y oceanografía química*. Mexico D.F: Fondo de cultura economica.
- Correa, I., & Vernet. (2004). Introducción al problema de la erosión litoral en Urabá (Sector Arboletes - Turbo) Costa Caribe colombiana. *Boletín invemar*.
- Cudaback, C. (2005). Subtidal inner-shelf circulation near Point Conception, California. *Journal of Geophysical Research*, 1-12.
- De la Hoz, E. (2018). Fundamentos del funcionamiento de un canal de olas; diseño y montaje de un canal de olas de doce metros de longitud a instalar en el laboratorio de Mecánica de Fluidos de la Escuela de Ingeniería de Bilbao. *Trabajo fin de master*. Bilbao, España: Universidad del País Vasco.
- Garvine, R. (2004). The vertical structure and subtidal dynamics of the inner shelf of New Jersey. 37-71.
- GIOC. (2000). Documento de Referencia, Volumen II Procesos Litorales. España: Universidad de Cantabria.
- Gómez, C., J., A., & Arce, G. (2018). Geomorfología II: Morfología litoral; agentes procesos y formas resultantes. *Revista Geografica Digital*.
- Grifoll, M., Aretxabaleta, A., Espino, M., & Warner, J. (2012). Along-shelf current variability on the Catalan inner-shelf (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 1-14.



- Grifoll, M., Aretxabaleta, A., Pelegri, J., & Espino, M. (2016). Temporal evolution of the momentum balance terms and frictional adjustment observed over the inner shelf during a storm. *Ocean Science*, 137-151.
- Guillén, J. (2020 de septiembre de 2020). *Institut de Ciències del Mar*. Obtenido de Departament de Geociències Marines: <https://gma.icm.csic.es/sites/default/files/pdf/Geologia-del-litoral.pdf>
- Gutierrez, B., Voulgaris, G., & Work, P. (2006). Cross-shore variation of wind-driven flows on the inner shelf in Long Bay, South Carolina, United States. *Journal of Geophysical Research*, 1-16.
- Hernández, D., & Romaña, Y. (2018). Patrones de circulación superficial entre los sistemas costeros de Punta Las Vacas y la abertura de Bahía el Uno. *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Higuita, M., & Quintana, R. (2020). Modulación de las corrientes oceánicas en el golfo de urabá a partir de la onda de marea. *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Ibarra, D., & Belmonte, F. (2017). *Comprendiendo el litoral: Dinámica y procesos*. Murcia, España: Universidad de Murcia, Servicio de publicaciones.
- IDEAM. (05 de 05 de 2021). *Modelación numérica de tiempo y clima*. Obtenido de Marco conceptual viento: <http://bart.ideam.gov.co/wrfideam/ATLAS/documentos/>
- Komar, P. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Large, W., & Pond, S. (1984). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 324-336.
- Lentz, S. (1995). Sensitivity of the inner-shelf circulation to the eddy-viscosity profile. *J. Phys. Oceanogr.*, 19-28.
- Lentz, S., & Fewings, M. (2012). The Wind- and Wave-Driven Inner-Shelf Circulation. *Annual Review of Marine Science*, 317-343.

- Maza, M., Voulgaris, G., & Subrahmanyam, B. (2006). Subtidal inner shelf currents off Cartagena de Indias, Caribbean coast of Colombia. *Geophysical Research Letters*, 1-5.
- McCall, R. (2008). The longshore dimension in dune overwash modelling. *Development, verification and validation of XBeach*. Países bajos: Delft University of Technology.
- Mercado, A., & Hernández, T. (2020). Estimación de la distribución espacial y temporal de la precipitación en el distrito de Turbo, Colombia. *Trabajo de grado*. Turbo, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Molina, A., Molina, C., & Chevillot, P. (1992). La percepción remota aplicada para determinar la circulación de las aguas superficiales del golfo de Urabá y las variaciones de su línea de costa. *Boletín científico CIOH*, 43-58.
- Molina-Florez, L. (2014). Caracterización hidrodinámica del oleaje en el Golfo de Urabá para la estimación del transporte potencial longitudinal de sedimentos a partir de la simulación de un clima marítimo con información escasa. Caso de aplicación: Yarumal point - Golfo de Urabá. *Tesis de maestría*. Medellín, Colombia: Universidad Nacional de Colombia.
- Orejuela, F. (2020). Modulación del oleaje causado por la construcción de una obra de protección costera utilizando un modelo numérico con mallas no estructuradas. Caso de estudio Puerto Rey - Minuto de Dios. *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Pabón, J., Rojas, P., Montealegre, J., Robertson, K., Ceballos, J., Martínez, N., & Nájuez, E. (2001). El océano. En P. Leyva, *El medio ambiente en Colombia* (págs. 191-227). Bogotá: IDEAM.
- Padilla, S. (2018). Análisis espectral del oleaje en el litoral antioqueño por medio de modelación numérica. *Trabajo de grado*. Turbo, Colombia: Universidad de Antioquia.

- Palomino, M., & Almazán, J. (2000). Descripción, medida y análisis del oleaje. Madrid, España: Escuela técnica superior de ingenieros de caminos, canales y puertos, Universidad Politécnica de Madrid.
- Pettigrew, N., & Murray, S. (1986). The coastal boundary layer and inner shelf, in Baroclinic Processes on Continental Shelves. *Coastal Estuarine Sci*, 95-108.
- Pontificia Universidad Católica de Chile. (6 de Junio de 2021). Obtenido de [http://www7.uc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/eje31.html](http://www7.uc.cl/sw_educ/geo_mar/html/eje31.html)
- Rangel, N., Anfuso, G., & Williams, T. (2015). Coastal erosion along the Caribbean Coast of Colombia; Manitudes, causes and management. 114.
- Real Sociedad Española de Física. (6 de Junio de 2021). Obtenido de <https://rsef.es/images/Problemas/OEF2014/P2-OEF-2014.pdf>
- Recinos, B. (13 de Febrero de 2013). Caracterización de la distribución de la energía de las olas en la playa Mizata, La Libertad. *Trabajo de Graduación*. San Salvador, El Salvador: Universidad de El Salvador, Facultad de Ciencias Naturales y Matematica.
- Restrepo, J., & Lopez, S. (2008). Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 - 21.
- Ruiz-Parody, J. (2020). Cambios hidrodinámicos bajo escenarios de oleaje y presencia de una obra costera, sector Río Hobo - Puerto Rey. Caribe colombiano . *Trabajo de grado*. Turbo, Antioquia, Colombia: Universidad de Antioquia.
- Stewart, R. (2006). Introduction to Physical Oceanography. Texas: Department of Oceanography, Texas A&M University.
- Torres, L. (07 de Julio de 2015). Estudio de las corrientes marinas con la profundidad. *Trabajo fin de Máster*. Cartagena, España: Universidad Politécnica de Cartagena.
- Torres, R., Otero, L., Afanador, F., & Marriaga, L. (2008). Comportamiento del nivel del mar en el litoral Caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH*, 8-21.
- Torres, T., & Ortiz, J. (2003). La dinámica marina. E.T.S.I de Minas de Madrid.

Universidad de Murcia. (05 de 05 de 2021). *Apoyo para la docencia en las asignaturas de Sistemas de Información Geográfica*. Obtenido de <https://www.um.es/geograf/clima/>

UPME-IDEAM. (2006). *Atlas de viento y energía eólica de Colombia*.

Vega, C., Gallego, F., & Vidal, C. (2007). *Manual de restauración de dunas costeras*. Madrid, España: Ministerio del medio ambiente. Dirección general de costas.





## 8. Anexos

### Anexo 1.

#### Teoría Lineal de olas superficiales

Las olas superficiales realmente no presentan un comportamiento lineal. La solución de las ecuaciones de movimiento depende de las condiciones de frontera, es decir, de las condiciones en la superficie del mar. Una de las maneras más sencillas de hacerlo, es asumiendo que la amplitud de las olas en la superficie del mar es infinitamente pequeña, aproximando la superficie a ser plana. Para simplificar la matemática también se asume un fluido bidimensional, con ondas propagándose en la dirección  $x$ , despreciando la fuerza Coriolis y la viscosidad del agua de mar (Stewart, 2006). Con estas aproximaciones, la elevación de la superficie del mar de una ola que viaja en la dirección  $x$  es:

$$\zeta = a * \sin (kx - \omega t) \quad (1)$$

con

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}; k = \frac{2\pi}{L} \quad (2)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia de la onda en radianes por segundo,  $f$  es la frecuencia de la onda en Hertz (Hz),  $k$  es el número de onda en radianes por metro,  $T$  es el periodo de la onda en segundos,  $L$  es la longitud de la onda en metros y se asume por las condiciones anteriores que  $ka = 0$  (0). Ambos parámetros, el número de onda y la frecuencia angular están relacionados con la naturaleza sinusoidal de la onda de mar idealizada (Brown *et al.*, 2008).

## Anexo 2.

### Relación de dispersión

La frecuencia de onda  $\omega$  está relacionada con el número de onda  $k$  por la relación de dispersión:

$$\omega^2 = g * k \tanh(kd) \quad (3)$$

Donde  $d$  es la profundidad del agua y  $g$  es la aceleración de la gravedad.



### Anexo 3.

#### Velocidad de la ola

Existen relaciones matemáticas que vinculan las características de una ola (la longitud de onda, el periodo de la ola, y la altura de la ola) con la velocidad de ésta (en aguas profundas) y con la cantidad de energía que a su vez transporta. Consideremos primero la velocidad de la ola  $c$  (donde la letra  $c$  es usada por el término de celeridad de propagación), que puede ser definida como la relación entre la longitud de onda y el periodo de la misma (Brown *et al.* 2008). En otras palabras una longitud de onda ( $L$ ) tardará un periodo ( $T$ ) en pasar por cierto punto (Recinos, 2013). Entonces  $c$  se define como:

$$c = \frac{L}{T} \quad (4)$$

Esta es una forma simple que expresa la usual definición de velocidad newtoniana igual a distancia entre tiempo. Tomando en cuenta las relaciones expresadas en la ecuación (2) podemos expresar  $c$  en términos de  $k$  y  $\omega$ , de la siguiente manera:

$$c = \frac{\frac{2\pi}{k}}{\frac{2\pi}{\omega}} = \frac{\frac{1}{k}}{\frac{1}{\omega}} = \frac{\omega}{k} \quad (5)$$

En donde a dicha velocidad se le conoce como **velocidad de fase**. A lo largo de la superficie del océano la velocidad de la ola se ve influenciada por diferentes aspectos. En aguas someras la profundidad tiene un efecto en la velocidad de la ola, debido a la interacción del movimiento de las partículas de agua con el fondo del mar.

La velocidad de la ola obtenida de las ecuaciones anteriores a cualquier profundidad, puede ser expresada como:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} + \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (6)$$

Por lo tanto dos aproximaciones son especialmente útiles para los distintos casos de profundidad.

La aproximación de **aguas profundas** es valida sí la profundidad del agua **d** es mucho mayor que la longitud de onda **L**. En este caso,  $d \gg L$ , y la ecuación (6)  $kd \gg 1$ , por lo tanto  $\tanh(kd) = 1$ . Y la velocidad de la ola es:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega} \quad (7)$$

Por otro lado, la aproximación de **aguas someras** es valida sí la profundidad del agua es mucho menor que la longitud de onda **L**. En este caso,  $d \ll L$ , de la ecuación (6)  $kd \ll 1$ , y por lo tanto la  $\tanh(kd)=kd$ . La velocidad queda expresada como:

$$c = \sqrt{gd} \quad (8)$$





#### Anexo 4.

#### Velocidad de grupo

La definición de velocidad de grupo en dos dimensiones esta dada por:

$$c_g = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (9)$$

Usando las aproximaciones para la relación de dispersión se obtienen:

Para la velocidad de grupo en aguas profundas:

$$c_g = \frac{g}{2\omega} = \frac{c}{2} \rightarrow \text{dispersivas} \quad (10)$$

Y para la velocidad de grupo en aguas poco profundas:

$$c_g = \sqrt{gd} = c \rightarrow \text{No dispersivas} \quad (11)$$

Es importante resaltar, que un grupo de olas en aguas profundas se mueve con una velocidad, igual a la mitad de la velocidad con la que avanzan cada una de las ondas que componen el grupo o paquete de ondas (Stewart, 2006). De esto se observa que mientras el grupo de ondas avanza sobre la superficie del océano, ondas individuales entran y salen del grupo.

## Anexo 5.

### Energía

La energía se encuentra en las olas de dos formas: Cinética; debido al movimiento orbital de las partículas y Potencial; debido a que las partículas de agua son desplazadas de su posición de equilibrio. La energía total (E) por unidad de área, está relacionada con la diferencia de elevación en la superficie del mar ( $\zeta$ ) por medio de la ecuación:

$$E = \rho_w * g * (\zeta^2) \quad (12)$$

Donde  $\rho_w$  es la densidad del agua, g es la gravedad y los paréntesis denotan un promedio tiempo o espacio. La energía es contenida dentro del grupo de olas y viaja a la velocidad de grupo. A la tasa con la que se transporta la energía a un lugar en específico, se le llama potencia de la ola y es el producto de la velocidad de grupo con la energía de la onda por unidad de área, expresada por unidad de longitud de cresta de onda.

## Anexo 6.

### Altura significativa de la ola

Sí observamos el océano vemos olas de distintos tamaños, una definición práctica y a menudo utilizada, es la altura del tercio de ondas de mayor tamaño conocida como **altura significativa**  $H_{1/3}$  o  $H_s$ . Y se calcula midiendo la altura de la ola en un registro de pocos minutos. Por ejemplo al tomar 120 crestas de onda y registrar sus alturas, se toman las 40 olas más altas y se calcula el promedio. El valor calculado es la  $H_s$  del registro. La altura significativa de la ola es calculada de las mediciones del nivel del mar. Si las frecuencias de las olas observadas están comprendidas en una banda de frecuencia angosta,  $H_s$  está relacionada a la desviación estándar de las mediciones del nivel del mar por medio de:

$$H_s = 4(\zeta^2)^{1/2} \quad (13)$$

Donde  $(\zeta^2)^{1/2}$  es la desviación estándar de las mediciones del nivel del mar. Esta relación es mucho más útil y es ahora la forma aceptada para calcular la altura de ola a partir de las mediciones de sensores de presión, donde  $\zeta = a * \sin(kx - \omega t)$  (Stewart, 2006). Por lo tanto podemos reescribir la ecuación (12) como:

$$E = \frac{1}{16}(\rho_w * g * H_s^2) \quad (14)$$

## Anexo 7.

### Concepto de espectro de onda

Si observamos el mar nos damos cuenta de que las ondas en la superficie no son sinusoidales, la superficie aparenta estar compuesta de ondas al azar que contienen varias longitudes y periodos de onda. La mejor forma para describir esta superficie lleva a pensar en el concepto de espectro de las olas; ya que los espectros dan la distribución de energía de la onda en diferentes frecuencias y longitudes de onda en la superficie del mar (Recinos, 2013). El concepto de un espectro está basado en que casi cualquier función  $\zeta(t)$  o  $\zeta(x)$ , pueden ser representada sobre el intervalo  $-T/2 \leq t \leq T/2$  como la suma de series infinitas de funciones seno y coseno con frecuencias de onda armónicas (Stewart, 2006), de la siguiente manera:

$$\zeta(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos(2\pi nft) + b_n \sin(2\pi nft)) \quad (15)$$

donde a y b están definidos por la integral desde  $-T/2 \leq t \leq T/2$ ,

$$a_n = \frac{2}{T} \int \zeta(t) \cos(2\pi nft) dt, (n = 0, 1, 2 \dots) \quad (16)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int \zeta(t) \sin(2\pi nft) dt, (n = 0, 1, 2 \dots) \quad (17)$$

Y donde  $f = \frac{1}{T}$  es la frecuencia fundamental y  $nf$  son los armónicos de la frecuencia fundamental.

La ecuación (15) puede ser simplificada usando:

$$\zeta(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} Z_n \exp^{i2\pi nft} \quad (18)$$

Donde  $Z_n$  es llamada la **transformada de Fourier de  $\zeta(t)$** .

El espectro  $S(f)$  de  $\zeta(t)$  es:

$$S(nf) = Z_n Z_n^* \quad (19)$$

Donde  $Z^*$  es el complejo conjugado de  $Z$ .

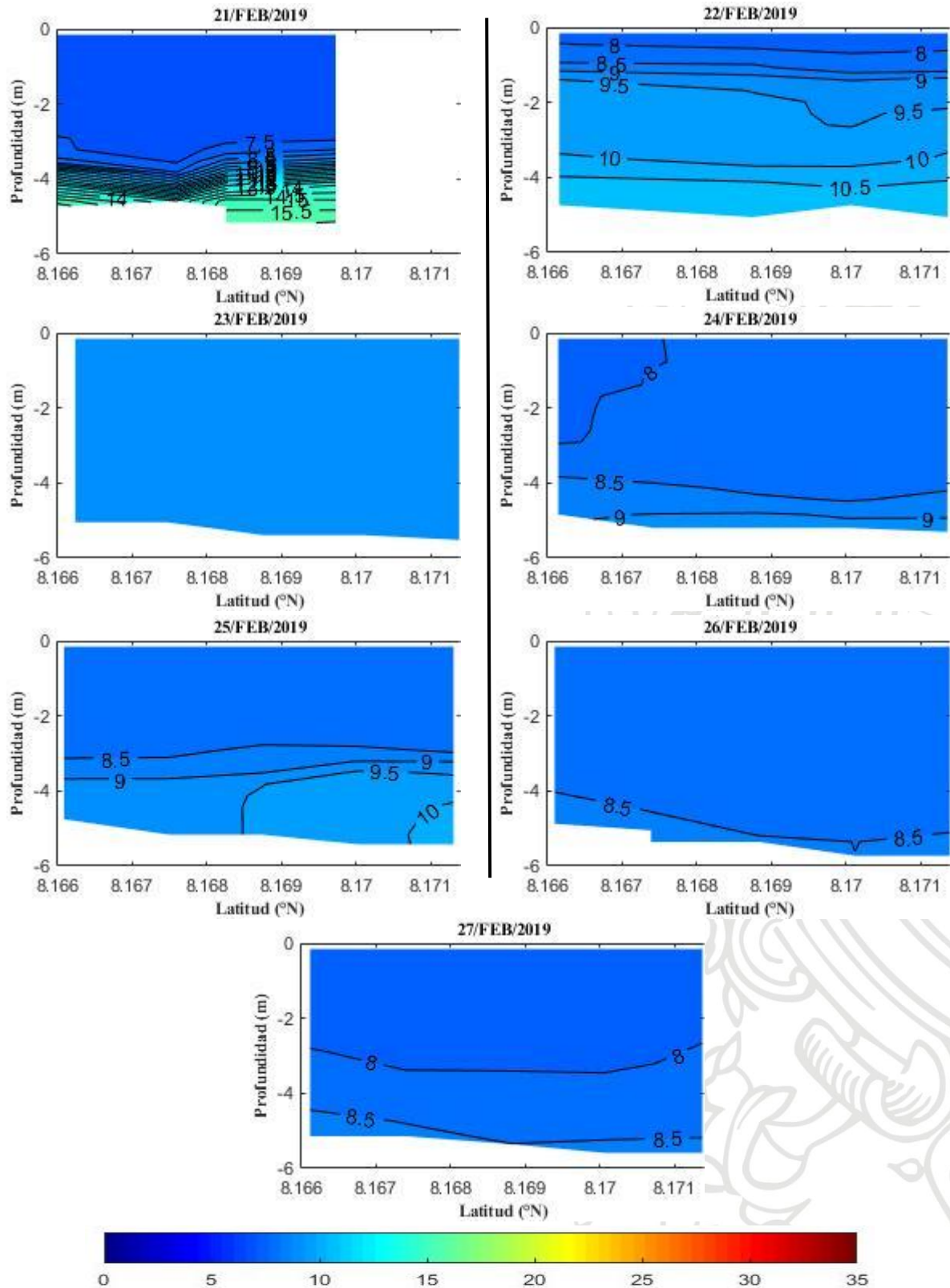


Podemos extender la idea de las series de Fourier hasta series que puedan representar superficies en dos dimensiones  $\zeta(x, y)$  usando técnicas similares. Por lo tanto, cualquier superficie puede ser representada como una serie infinita de funciones seno y coseno orientadas a cualquier dirección (Stewart, 2006).

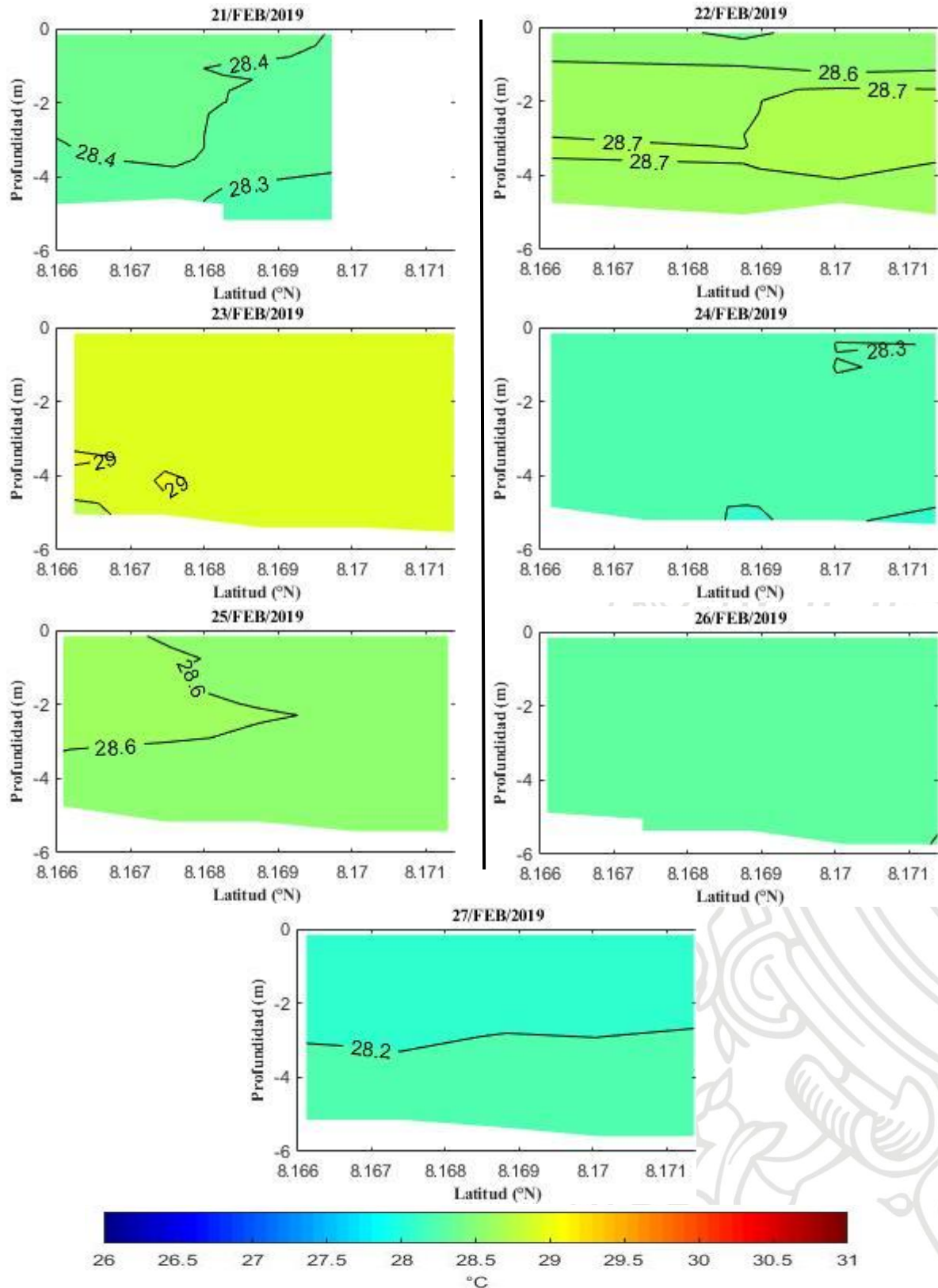


## Anexo 8.

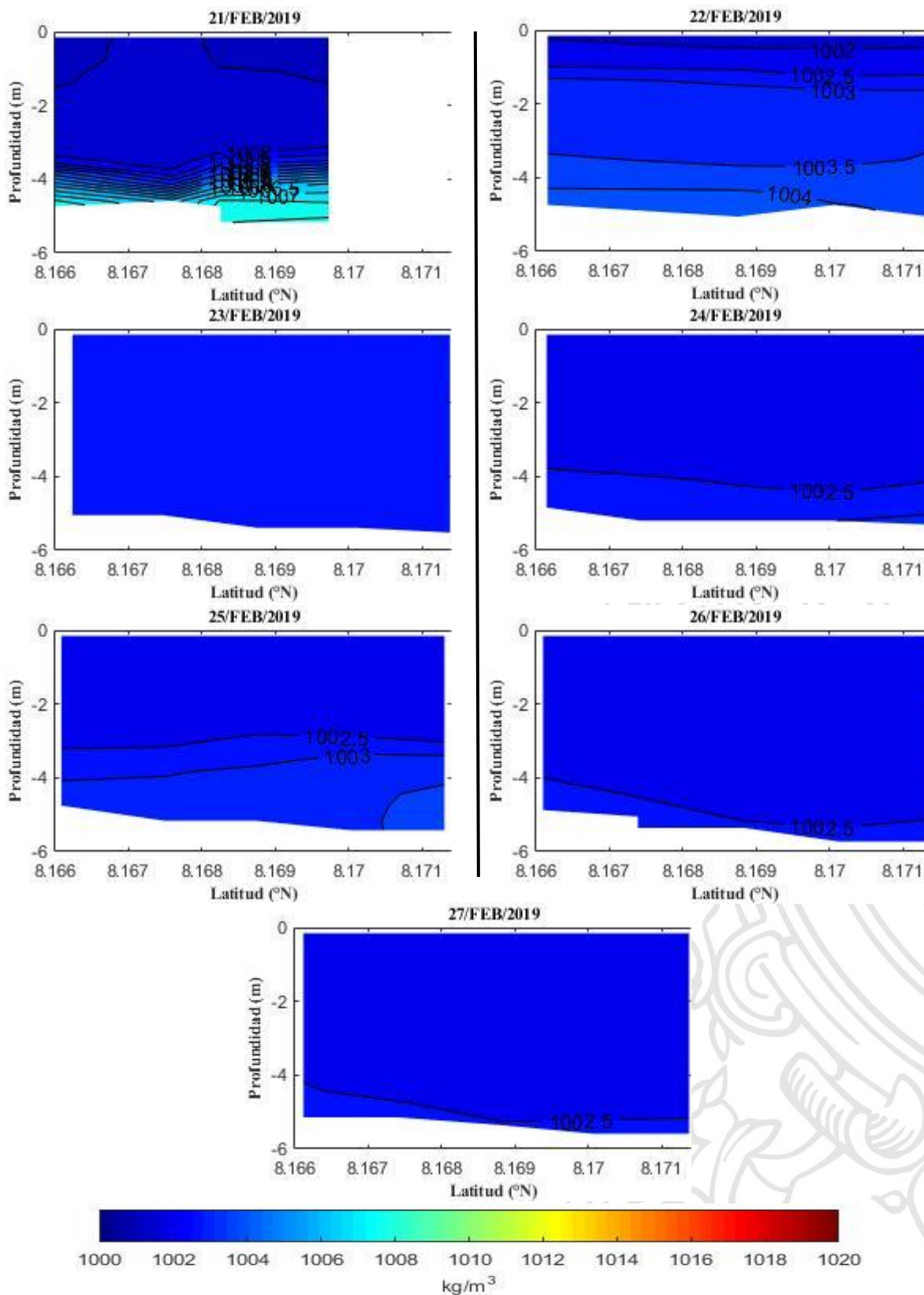
### Salinidad en el transecto T2\_W



## Temperatura en el transecto T2\_W

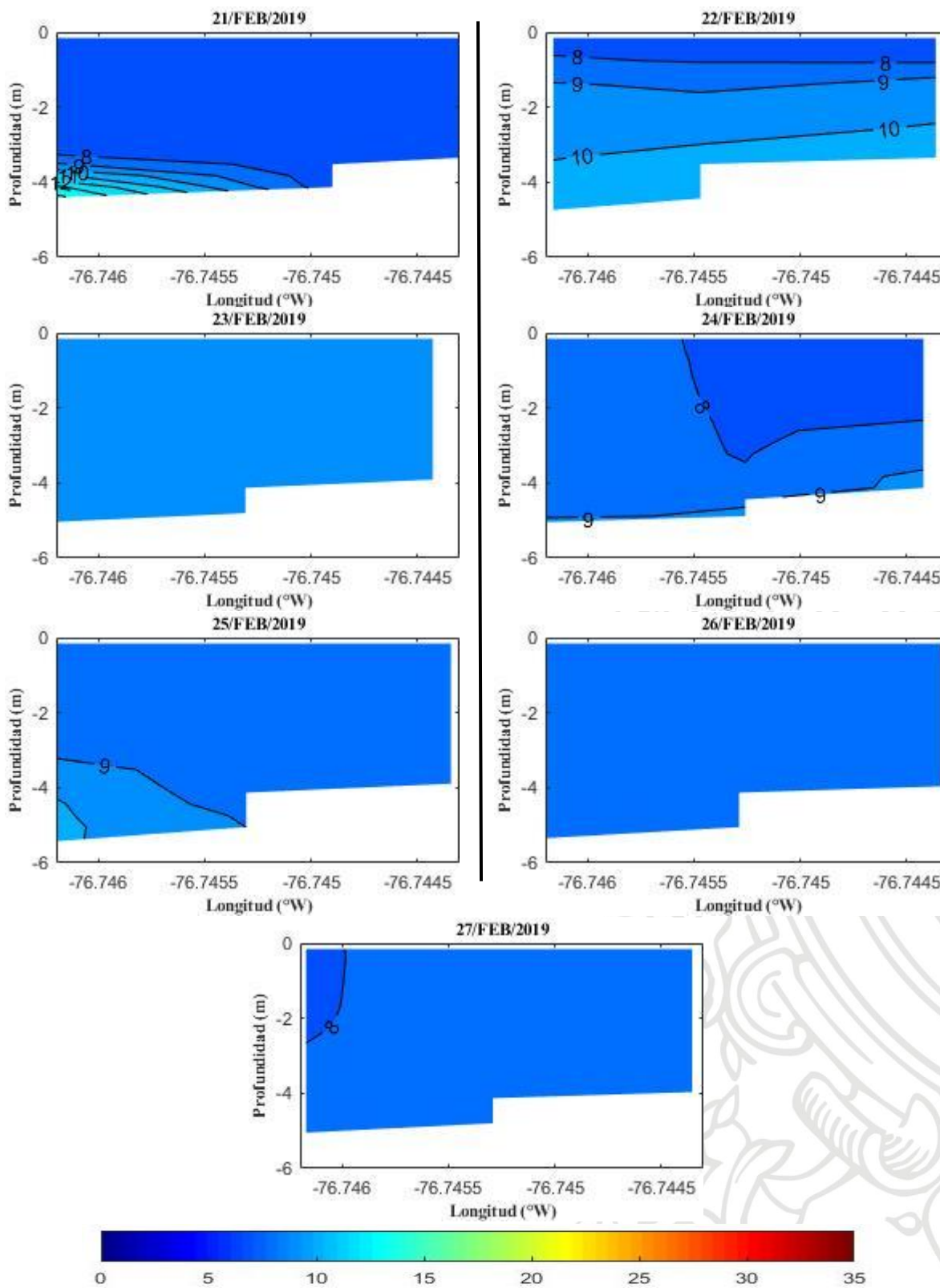


## Densidad en el transepto T2\_W

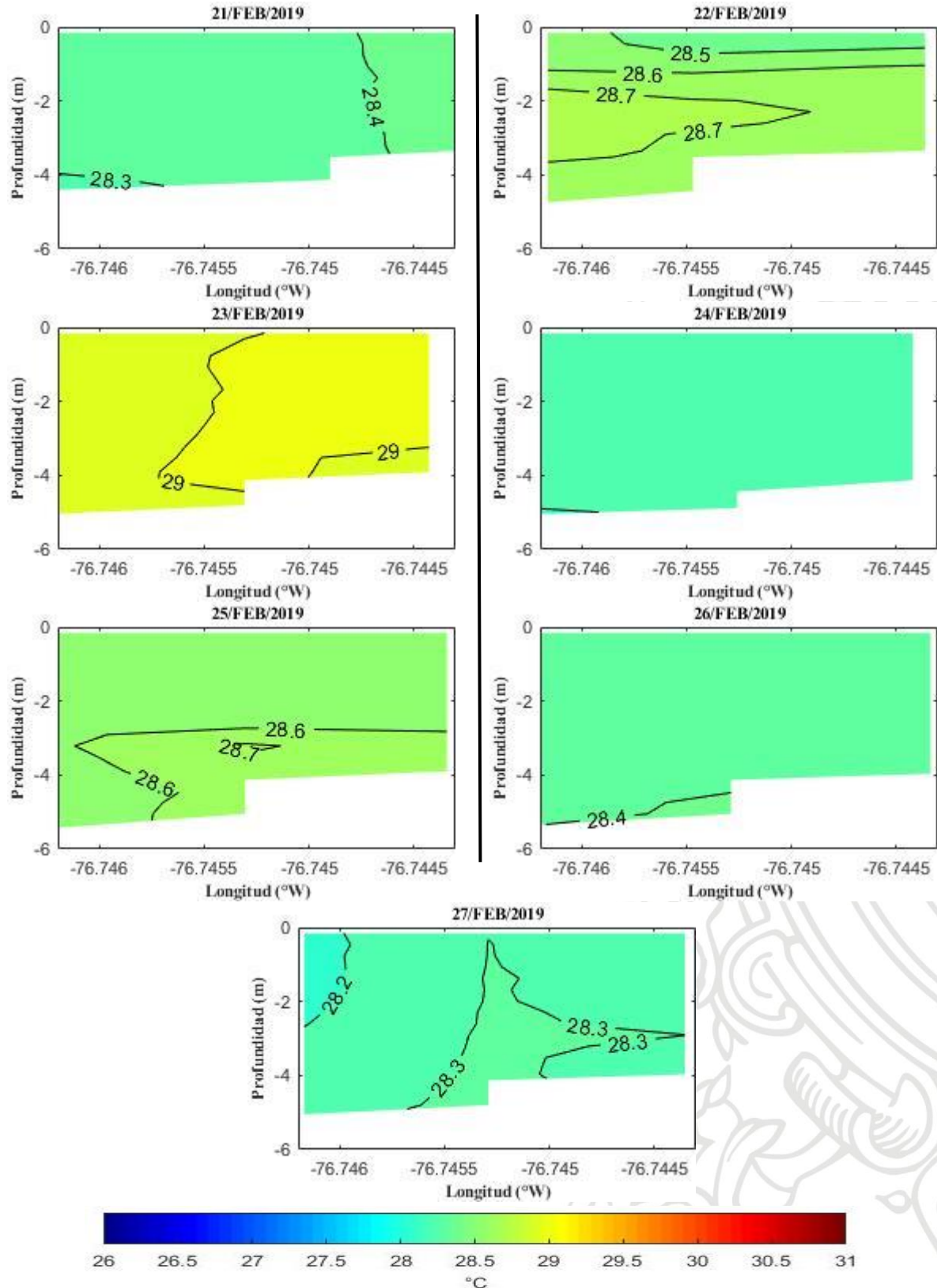




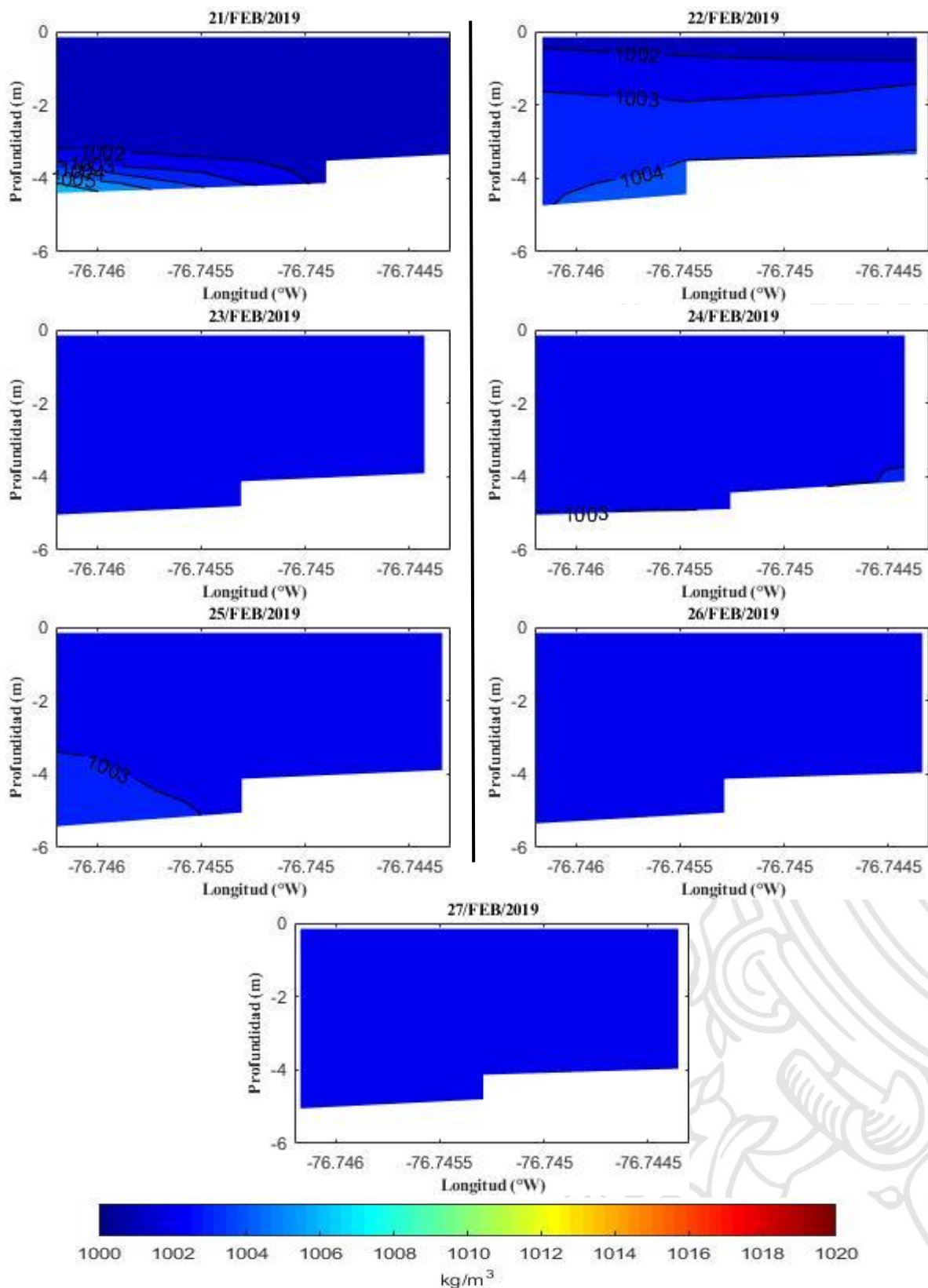
### Salinidad en el transecto T3\_N



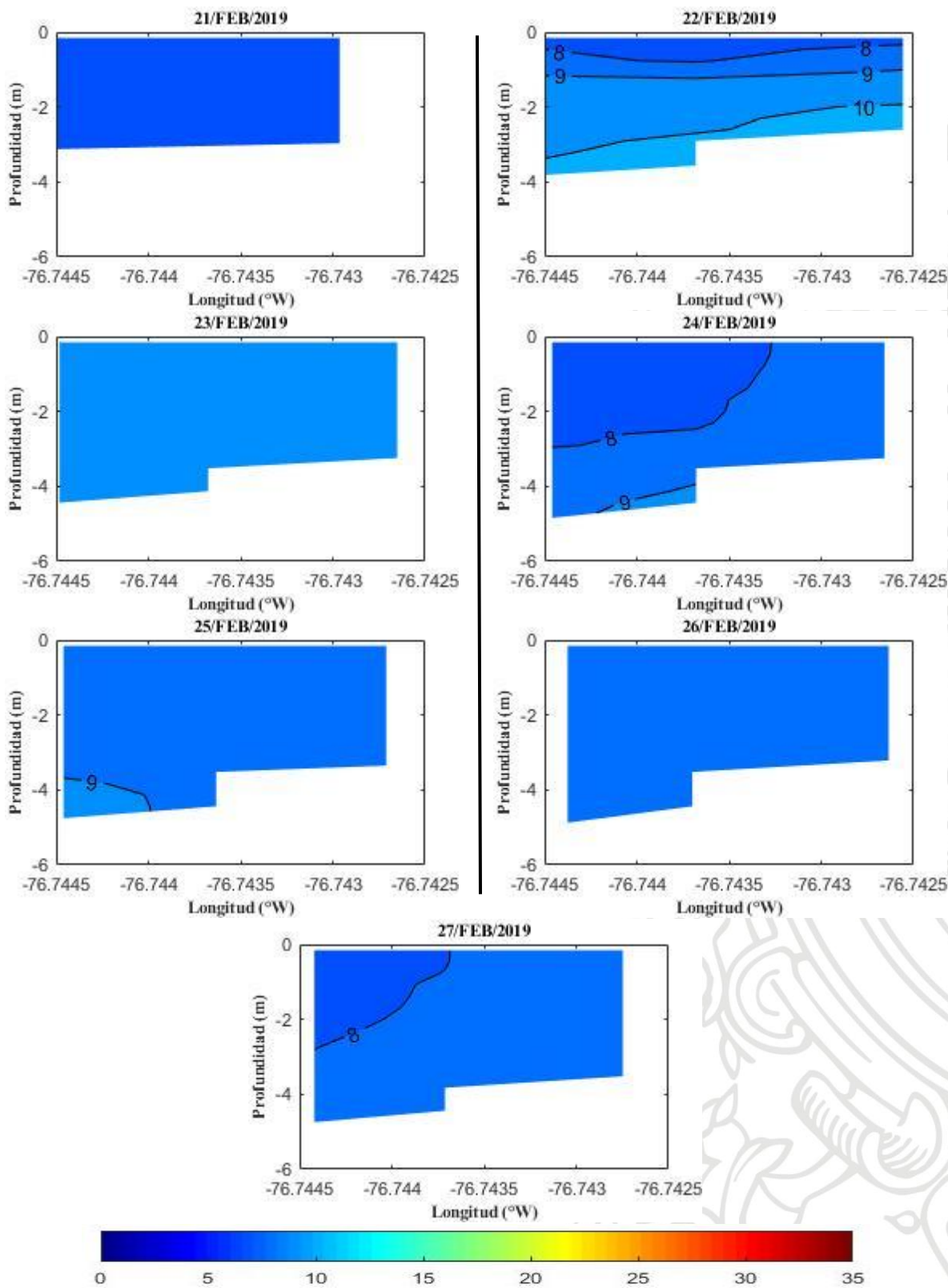
## Temperatura en el transecto T3\_N



## Densidad en el transepto T3\_N

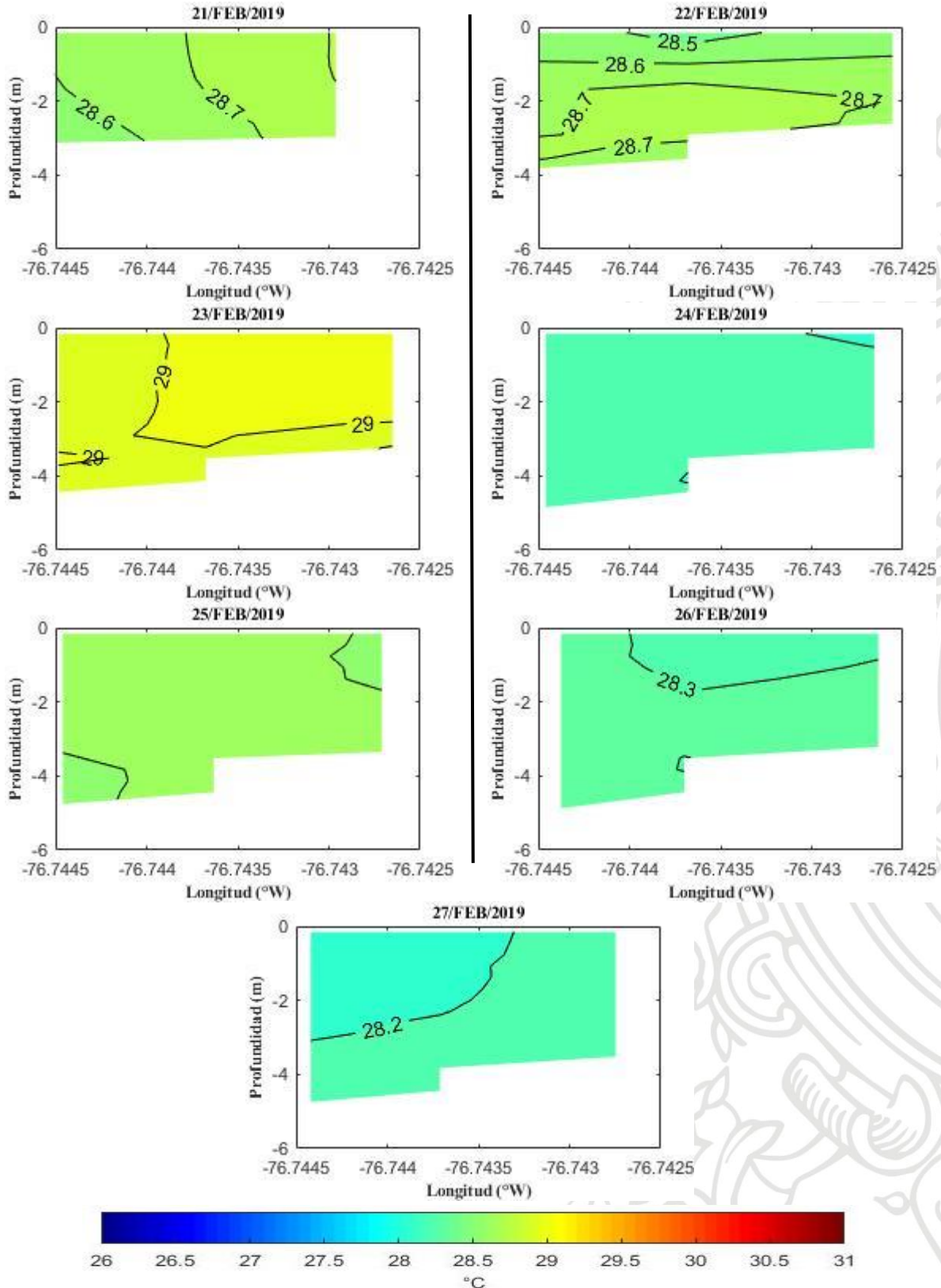


### Salinidad en el transecto T4\_S

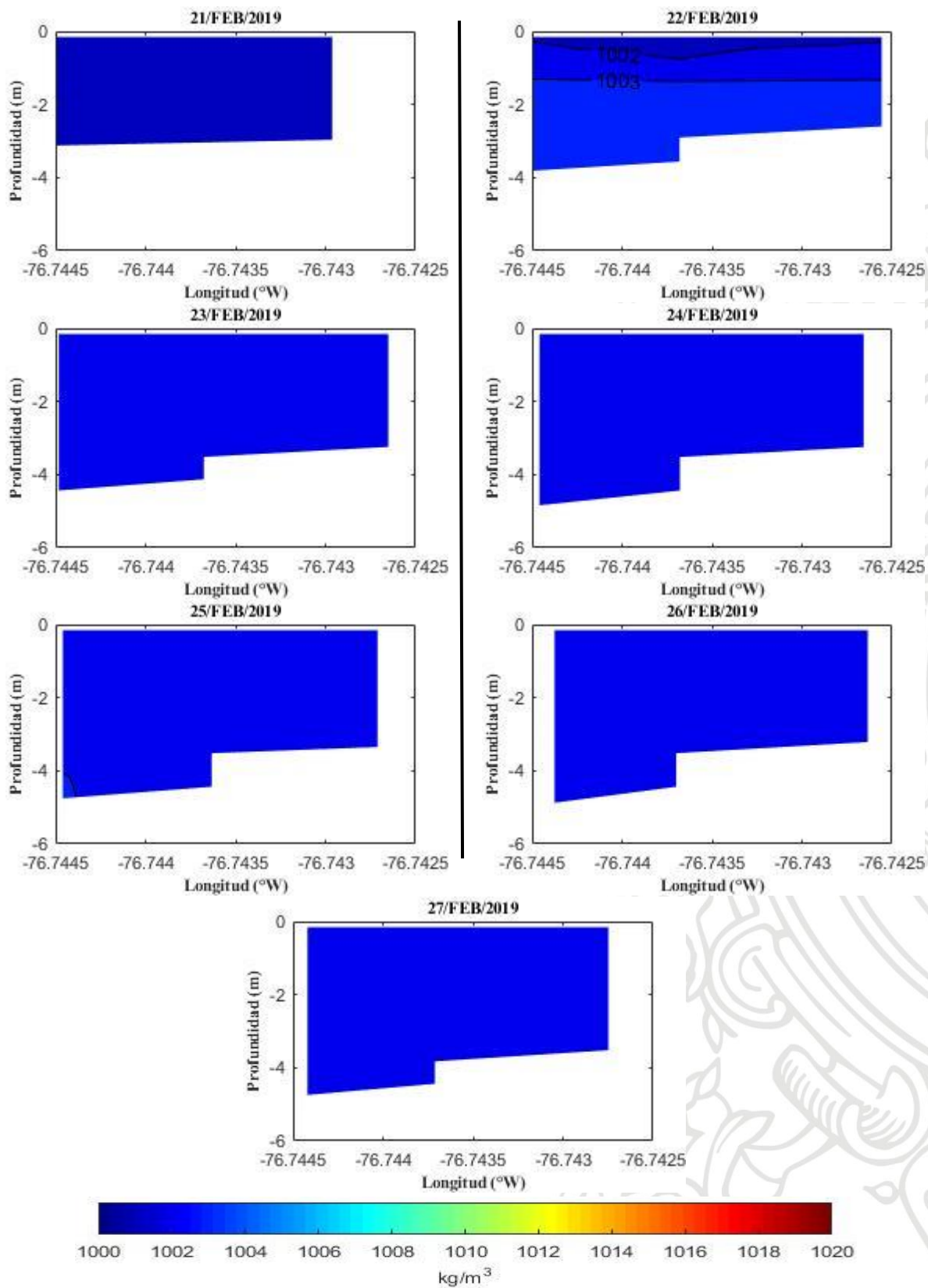




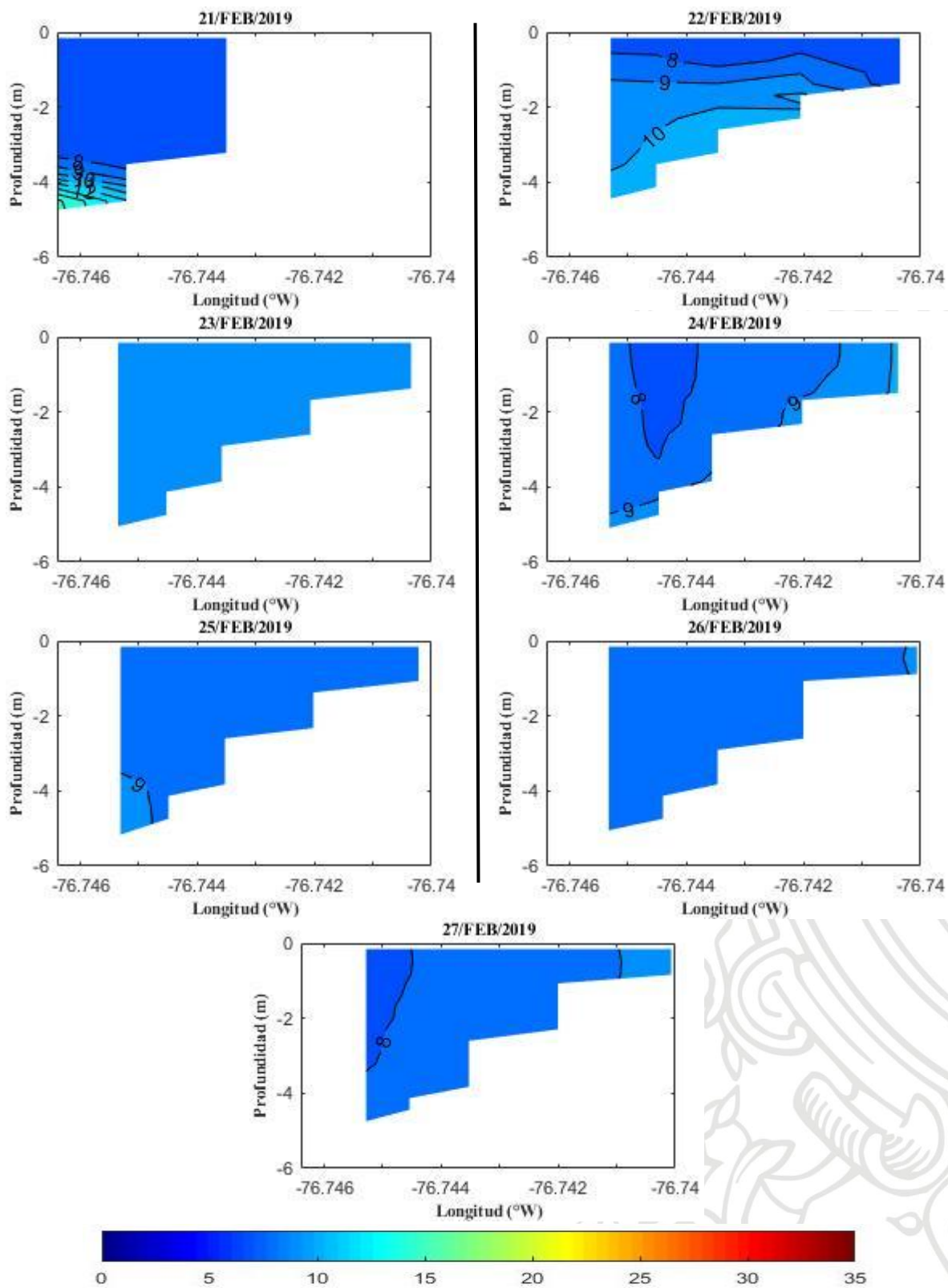
## Temperatura en el transecto T4\_S



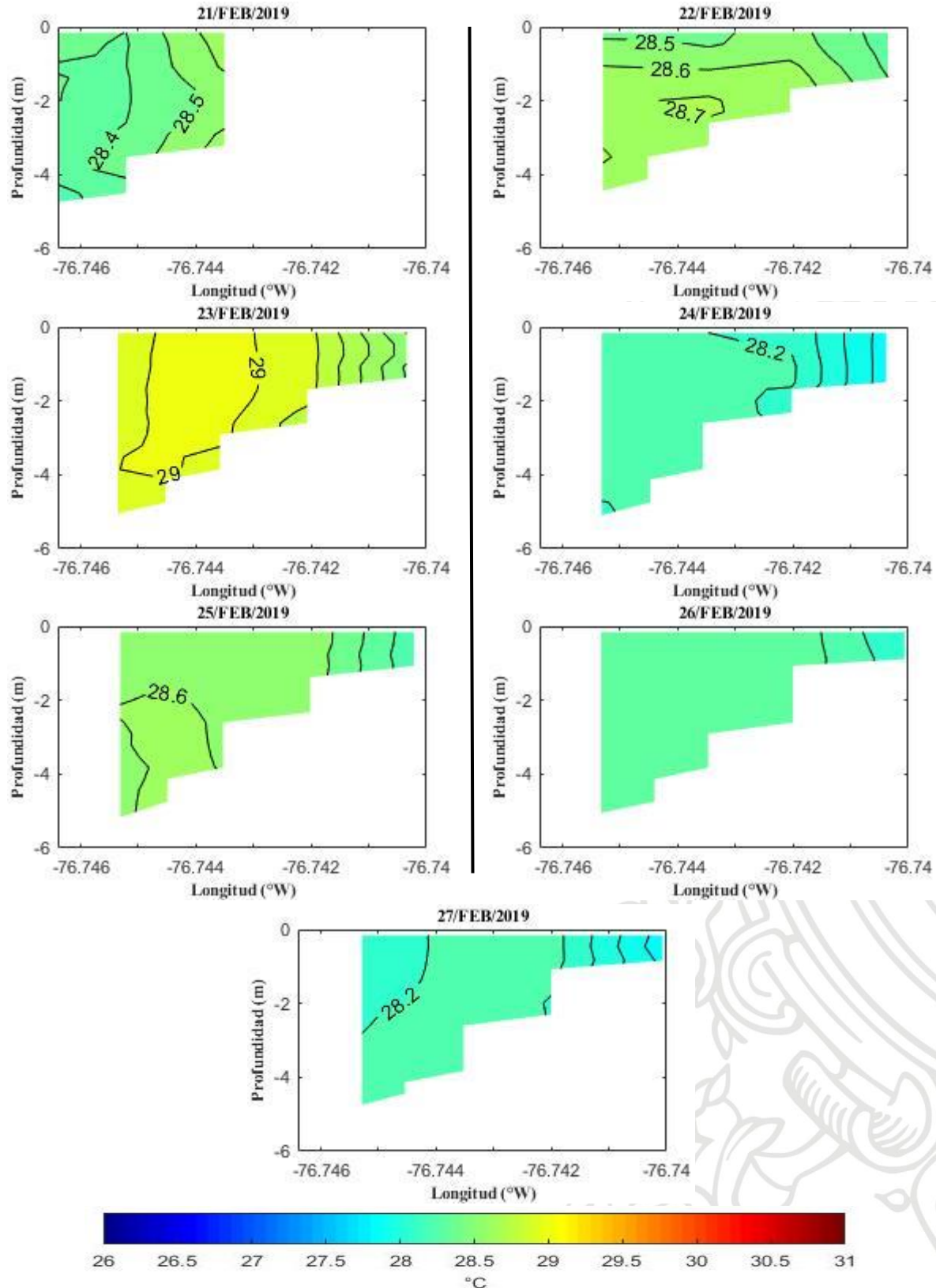
## Densidad en el transecto T4\_S



## Salinidad en el transecto T5\_C



## Temperatura en el transecto T5\_C





## Densidad en el transepto T5\_C

