



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

**DINÁMICA HIDRO-SEDIMENTARIA EN ESTUARIOS Y
COSTAS: SENSIBILIDAD A LA VARIABILIDAD ESTACIONAL
EN LAS CONDICIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE**

CÉSAR ALEXANDER TORRES MARCHENA

Tesis para optar al grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:
WERNHER ARIEL BREVIS VERGARA

Santiago de Chile, Abril 2021

© 2021, César Alexander Torres Marchena



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

**DINÁMICA HIDRO-SEDIMENTARIA EN ESTUARIOS Y
COSTAS: SENSIBILIDAD A LA VARIABILIDAD ESTACIONAL
EN LAS CONDICIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE**

CÉSAR ALEXANDER TORRES MARCHENA

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

WERNHER ARIEL BREVIS VERGARA

RODRIGO CIENFUEGOS

RAÚL FLORES AUDIBERT

VLADIMIR MARIANOV KLUGE

Tesis para optar al grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería
Santiago de Chile, Abril 2021

A mis Padres, hermanos y amigos,
que me apoyaron de principio a fin.

AGRADECIMIENTOS

Llegar hasta este momento ha sido el desenlace de un objetivo, que empezó como un sueño 6 años atrás, cuando soñaba con realizar un posgrado en el extranjero, en una universidad con prestigio a nivel mundial. No estuve solo ni un solo momento, siempre me rodearon personas maravillosas, que con sus palabras de aliento y apoyo me acompañaron para hacer realidad uno de mis más grandes objetivos de vida. A Dios le doy las gracias por permitirme vivir esta aventura y por rodearme de las mejores personas, solo Dios y una persona más saben todo lo que viví durante estos años de mi vida. A mi familia que tanto amor y soporte me dieron. Mi mamá y papá que con su apoyo incondicional hicieron realidad todo esto. A mi hermana Liliana, el orgullo y mi ejemplo a seguir, muchas gracias por impulsarme a soñar en grande y, sobre todo, a guiarme para aterrizar mis sueños y volverlos una realidad. A mis hermanos Rosa y Julio, que siempre me acompañaron a la distancia y con sus palabras de aliento me llenaron el alma de alegría y emoción. A mis sobrinos y cuñados muchas gracias por sus palabras de apoyo y energía positiva.

Quiero agradecer a mi profesor supervisor Christopher, el cual me dio la confianza para llegar al posgrado del DIHA. Su apoyo fue incondicional. Siempre recordaré las reuniones de trabajo. Realmente, además de sentir la libertad de preguntar cualquier cosa y poder aprender sin miedo a equivocarme, pude contar con la amistad de una gran persona. Siempre estaré agradecido por apoyar mi tema de tesis. De igual forma, quiero agradecer al profesor Wenher por su valioso apoyo y aportes sobre el final de mi maestría.

A mis amigos en Colombia, que nunca dejaron de interesarse por mi estado y bienestar. Agradezco que siempre pude contar con sus palabras de apoyo. Sobre todo, cuando estuve solo en Santiago, por Dios, ellos y mi familia siempre me sentí acompañado y con el ánimo arriba. También quiero agradecer a mis amigos chilenos, lo importante no es la cantidad, es la calidad y siempre los llevaré en mi corazón y pensamientos.

A VS, la rp, mi compañera de aventura durante esos años. Siempre recordaré la alegría que sentimos cuando recibimos nuestras cartas de aceptación para las universidades chilenas. Cuando caminábamos juntos por las calles de Santiago, cada asado que a nuestro estilo disfrutábamos, sin importar que fuésemos a comer. Sin ti nada de eso hubiese sido igual. Tu amor, tu alegría, tu comprensión y determinación me hicieron sentir que era capaz de lograr lo impensado. Es verdad, no todo salió como lo habíamos soñado. De cualquier forma, cada día a tu lado valió la pena. Este logro, este sueño hecho realidad, también es dedicado para ti. “...Estamos al borde de la cornisa, casi a punto de caer. No sientes miedo, sigues sonriendo. Sé que te excita pensar hasta dónde llegaré. Es difícil de creer. Creo que nunca lo podré saber. Solo así yo te veré. A través de mi persiana americana...” ¡gracias totales!

INDICE GENERAL

| | Pág. |
|---|------|
| DEDICATORIA..... | ii |
| AGRADECIMIENTOS | iii |
| INDICE DE TABLAS | vii |
| INDICE DE FIGURAS..... | viii |
| RESUMEN..... | xii |
| ABSTRACT | xiv |
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1 Definición del problema..... | 8 |
| 1.2 Hipótesis..... | 8 |
| 1.3 Objetivos | 9 |
| 1.3.1 Objetivo General..... | 9 |
| 1.3.2 Objetivo Específicos | 9 |
| 2. DINÁMICA EN ZONAS COSTERA-ESTUARINAS..... | 10 |
| 2.1 Características Generales de los Estuarios | 10 |
| 2.2 Dinámica del sedimento en estuarios y costas..... | 12 |
| 2.2.2 Zonas costeras bajo influencia fluvial | 14 |
| 2.3 Estructuras de defensa costera | 17 |
| 3. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 20 |
| 3.1 Transporte de sedimentos en la cuenca baja del río Magdalena..... | 24 |
| 3.2 Problemática local..... | 27 |
| 4. METODOLOGÍA Y DATOS..... | 29 |
| 4.1 Configuración del modelo | 29 |
| 4.2 Calibración..... | 31 |
| 5. SIMULACIONES NUMÉRICAS | 33 |
| 5.1 Hidrodinámica | 33 |

| | | |
|-------|--|----|
| 5.2 | Representación del dominio computacional | 34 |
| 5.3 | Transporte de Sedimento Fino | 37 |
| 5.3.1 | Erosión y Depositación | 38 |
| 5.4 | Experimentos numéricos..... | 39 |
| 6. | ANÁLISIS DE RESULTADOS | 42 |
| 6.1 | Calibración del modelo hidrodinámico..... | 42 |
| 6.2 | Características de la simulación de control..... | 44 |
| 6.2.1 | Hidrodinámica | 44 |
| 6.2.2 | Dinámica del Sedimento Fino | 44 |
| 6.3 | Sensibilidad a la descarga fluvial..... | 45 |
| 6.3.1 | Efectos sobre la hidrodinámica..... | 46 |
| 6.3.2 | Efectos sobre la dinámica del Sedimento | 48 |
| 6.4 | Sensibilidad a la Marea, Viento y Aumento del Nivel del Mar..... | 54 |
| 6.4.1 | Efectos sobre la Hidrodinámica | 54 |
| 6.4.2 | Efectos sobre la dinámica del Sedimento | 57 |
| 6.5 | Estructuras de Defensa Costera | 65 |
| 6.5.1 | Efectos sobre la Hidrodinámica | 65 |
| 6.5.2 | Efectos sobre la dinámica del Sedimento..... | 67 |
| 6.6 | Propuesta adaptación de un Weir Jetty en el tajamar | 70 |
| 6.6.1 | Efectos sobre la Hidrodinámica | 71 |
| 6.6.2 | Efectos sobre la Sedimentación | 72 |
| 7. | CONCLUSIONES | 74 |
| 7.1. | Investigaciones futuras | 76 |
| | BIBLIOGRAFIA..... | 78 |
| | A N E X O S..... | 93 |
| | Anexo A: | 94 |

INDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 5-1. Parámetros para el cálculo del transporte de sedimento fino..... | 39 |
| Tabla 5-2. Escenarios de simulación y forzantes impuestos. | 41 |

INDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 2-1 Clasificación de estuarios según su estructura vertical de salinidad. Tomado y editado de Shivaprasad et al. (2012). | 11 |
| Figura 2-2. Representación esquemática de un prototipo de pluma que comprende todas las regiones dinámicas. Tomado y editado de Horner-Devine et al. (2015)..... | 16 |
| Figura 2-3. (a) Tipos y formas de groynes. (b) Vista general del estuario del río Magdalena. (c) Acercamiento horizontal al campo de recirculación formado por los groynes con cabeza en forma de T y estándar, dentro del estuario del río Magdalena. Fuente: tomado y editado de Google Earth..... | 18 |
| Figura 3-1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. Grupo de imágenes tomadas y adaptadas de Google Earth..... | 20 |
| Figura 3-2. Descripción física del dominio de estudio. El dominio computacional está comprendido por un área ~1794 m ² ; en la imagen de la derecha se observa la región estuarina y se detallan los elementos físicos que la componen. Fuente: imagen tomada y editada de Google Earth. | 22 |
| Figura 3-3. Representación esquemática del río Magdalena entre 1894 y 1961. Tomado de (<i>J. C. Restrepo et al. 2016</i>)..... | 23 |
| Figura 3-4. Observaciones de comportamiento hidro-sedimentológico de la zona portuaria del río Magdalena, mostrando un evento de sedimentación rápida de la entrada al estuario del río Magdalena, entre los días 21 de enero y 29 de marzo del 2019. Tomado de DIMAR. | 24 |
| Figura 3-5. Concentración (a) y Transporte de sedimentos en suspensión para el periodo de 1990-2010. Tomado y adaptado de (<i>Higgins et al. 2016</i>)..... | 25 |
| Figura 3-6. Los tamaños de partículas suspendidas medidos en la parte superior de la columna de agua durante (a) noviembre de 2012 (temporada alta de descarga de río) y (b) abril de 2013 (temporada de baja descarga de río). Tomado y adaptado de (<i>J. C. Restrepo et al. 2016</i>). | 27 |
| Figura 4-1. Dirección y velocidad del viento de la zona de estudio. | 30 |

| | |
|--|----|
| Figura 5-1. Batimetría del modelo para todo el dominio computacional (Izq.) y detalles a mayor escala de la malla numérica de espaciado variable, empleada en las simulaciones de la zona costera-estuarina del río Magdalena. | 34 |
| Figura 5-2. Batimetría del modelo (Izq.) para simulaciones sin presencia de estructura de defensa costera y un acercamiento a la zona del estuario del río Magdalena (Der.)..... | 36 |
| Figura 6-1. Comparación entre mediciones de campo y resultados del modelo numérico para velocidades de corrientes. (a) Temporada de alto caudal, (b) Temporada de bajo caudal.. | 43 |
| Figura 6-2. Comparación entre datos de campo y resultados del modelo numérico para niveles del agua, temporada de bajo caudal. | 44 |
| Figura 6-3. Campo de velocidades calculado por el modelo. (a) escenario CTR, (b) escenario BQ, después de 15 días de simulación. | 47 |
| Figura 6-4. Campo de velocidades calculado por el modelo. Escenario AQ después de 15 días de simulación. | 48 |
| Figura 6-5. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino para diferentes flujos de descarga y condiciones de marea. (a) escenario CTR, (b) escenario BQ, (c) escenario AQ, después de 15 días de simulación. | 49 |
| Figura 6-6. Diferencia en la evolución superficial de la CSF. (a) CTR vs AQ, (b) CTR vs BQ. Las unidades de la escala de colores son mg/L. | 50 |
| Figura 6-7. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) CTR, (b) BQ, (c) AQ, después de 15 días de simulación..... | 51 |
| Figura 6-8. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) BQ-CTR, (b) AQ-CTR. Las unidades de la escala de colores son kg/m ² /s. | 52 |
| Figura 6-9. Cambio neto en el fondo a partir de la Erosión y Depositación para los escenarios (a) CTR, (b) BQ y (c) AQ, después de 15 días de simulación. Las unidades de la escala de colores son kg/m ² /s. | 53 |
| Figura 6-10. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. (a) escenario SM, (b) escenario SVM, (c) escenario SV, después de 15 días de simulación.. | 55 |
| Figura 6-11. Evolución superficial de salinidad. (a) escenario SM, (b) escenario SVM, (c) escenario SV, después de 15 días de simulación. | 56 |

| | |
|--|----|
| Figura 6-12. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino sin la presencia del viento y marea como mecanismos forzantes. (a) escenario SV, (b) escenario SVM, después de 15 días de simulación. | 58 |
| Figura 6-13. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino sin la marea. Escenario SM, después de 15 días de simulación. | 59 |
| Figura 6-14. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento después del aumento del nivel del mar en 0.25m y 1.0m. (a) escenario SLR-0.25m, (b) escenario SLR-1.0m, después de 15 días de simulación..... | 60 |
| Figura 6-15. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) SV, (b) SVM, (c) SM, después de 15 días de simulación..... | 61 |
| Figura 6-16. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) SV-CTR, (b) SVM-CTR, (c) SM-CTR. Las unidades de la escala de colores son kg/m ² /s..... | 62 |
| Figura 6-17. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) RSL a 0.25m, (b) RSL a 1.0m, después de 15 días de simulación. | 63 |
| Figura 6-18. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) CTR vs SLR-0.25m, (b) CTR vs SLR-1.0m. Las unidades de la escala de colores son kg/m ² /s. | 64 |
| Figura 6-19. Campo de velocidades dentro del estuario y región de campo cercano del río Magdalena. (a) escenario CTR, (b) escenario AQ y (c) escenario BQ, después de 15 días de simulación. La región de recirculación formada por los groynes dentro del estuario está representada por el rectángulo rojo. | 66 |
| Figura 6-20. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. (a) escenario SG y (b) escenario ST, después de 15 días de simulación. | 67 |
| Figura 6-21. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) CTR, (b) AQ, (c) BQ, después de 15 días de simulación. Se aplica un acercamiento en la zona baja del estuario del río Magdalena, para detallar el funcionamiento de los groynes internos del estuario en la captación de sedimento cohesivo. | 68 |
| Figura 6-22. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) SG, (b) ST, después de 15 días de simulación. | 69 |
| Figura 6-23. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) CTR vs SG, (b) CTR vs ST. Las unidades de la escala de colores son kg/m ² /s..... | 70 |

| | |
|--|----|
| Figura 6-24. (a) Ejemplo real de la aplicación de Weir Jetty en Masonboro Inlet (Carolina del Norte). Fuente: tomado de Seabergh and Thomas (2002). (b) Ubicación del Weir Jetty dentro del dominio de estudio para el desarrollo del experimento propuesto. Fuente: tomado y adaptado de Google Earth. | 71 |
| Figura 6-25. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. Escenario con weir jetty (WJ), después de 15 días de simulación. | 72 |
| Figura 6-26. (a) Resultado de flujo de Depositación para el escenario con Weir Jetty (WJ), después de 15 días de simulación. (b) Comparación de los resultados de Depositación CTR vs WJ. | 73 |

RESUMEN

La dinámica del sedimento fino (SF) es primordial para el cuidado ambiental y potencial económico de sistemas costeros-estuarinos. Como consecuencia del desarrollo económico portuario se ha incrementado la presión ambiental sobre estas regiones. El desarrollo de estructura hidráulicas ha promovido constantes cambios de los patrones de circulación estuarinos-deltaicos y del transporte de sedimento asociado. Como consecuencia, esto ha generado sistemas ambientales más complejos y vulnerables. Por lo anterior, surge la necesidad de mejorar la comprensión de los efectos que intervenciones antropogénicas puedan producir sobre sistemas estuarinos en un amplio rango de escalas espaciales y temporales. Estos no solo incluyen efectos en los patrones de circulación costeros-estuarinos, sino también en las tasas de deposición-erosión en esas zonas. Los modelos numéricos pueden ayudar a entender la dinámica de los SF, si son bien calibrados usando datos de campo. En este trabajo se implementa un sistema de modelación (MOHID) el cual resuelve mediante una aproximación tridimensional las ecuaciones hidrodinámicas gobernantes junto a la ecuación de advección-difusión para el SF. Se investiga como las Estructuras de Defensa Costera o tajamar (e.g. groynes o breakwaters), las variaciones en las descargas fluviales, el viento y los cambios del nivel del mar pueden influir en la dinámica del SF. El modelo es aplicado al estudio de la región de descarga del río Magdalena (Colombia) en el mar Caribe. Los resultados muestran que los patrones de corrientes y la distribución del SF son sensibles a la ubicación de Estructuras de Defensa Costera, a la magnitud de la descarga fluvial y a la magnitud y dirección del viento sobre la pluma del río. La tasa de deposición-erosión dentro del estuario está condicionada por la variabilidad en las velocidades de las corrientes, las cuales cambian la dinámica del sedimento en suspensión y de fondo. En la zona delta, el viento ejerce un control primario en la migración de las zonas deposicionales, al controlar la estructura y evolución de la pluma del río dentro del océano. Los resultados sugieren que la adaptación de una apertura en el tajamar del río Magdalena podría traer beneficios para el sistema estuarino-deltaico. Estos beneficios incluyen aspectos económicos, al reducir la operación de dragados en la región delta, y ecológicos, al aumentar

el suministro de sedimentos al litoral costero, permitiendo la estabilización de la línea de costa por medio del control de erosión.

Palabras Claves: Modelación numérica, circulación costera y estuarina, transporte de sedimentos, hidrodinámica, procesos de erosión y depositación de sedimento fino, estructuras de defensa costera.

ABSTRACT

The dynamics of the fine sediment (SF) in coastal-estuarine systems is one of the main aspects that affect water quality and generate engineering problems. Due to its environmental and economic potential, there is a trend of port and urban growth in these areas, accompanied by the variability of hydro-climatic conditions. As a consequence, the environmental pressure on these regions has increased, constantly changing circulation and transport patterns, generating more complex and vulnerable environmental systems.

Therefore, the relationship between natural and anthropogenic phenomena with different spatio-temporal scales, which exert control over deposition-erosion processes in estuaries and coasts with high river discharge, are not sufficiently understood. Numerical models can help understand SF dynamics by integrating field data. Following a numerical approach, we implemented the MOHID modeling system, which solves the hydrodynamics and advection-diffusion equation for the SF using a three-dimensional approach.

We investigated how coastal defense structures (EDC) or tajamar (e.g. groynes or breakwaters), variations in river discharge, wind stress and rising sea levels influence SF dynamics in an estuarine-coastal system, using as a case study the discharge region of the Magdalena river (Colombia) in the Caribbean Sea. We found that the current patterns and distribution of the SF are sensitive to the location of EDC within the estuary and on the shoreline, the seasonality of the river discharge, and the wind stress on the river plume.

The deposition-erosion rate within the estuary is conditioned by the variability in current velocities, which impose different shear stresses on the suspended and bottom particles. In the delta zone, the wind exercises primary control over the migration of depositional zones, controlling the structure and evolution of the river plume within the ocean. The results suggest that the adaptation of an opening in the tajamar could bring several benefits for the estuarine-deltaic system. On the one hand, economic, by reducing the deposition of SF in the delta region and consequently the need for dredging and, ecological, by increasing the supply of sediments to the coastal coastline, allowing the stabilization of the coastline and counteracting the processes of coastal erosion.

Keywords: Numerical modeling, coastal and estuarine circulation, sediment transport, hydrodynamics, erosion and deposition rate, fine sediment, coastal defense structures.

1. INTRODUCCIÓN

La evolución morfológica y estabilidad sedimentaria en zonas costeras-estuarinas depende de los efectos antropogénicos y de los procesos físicos que gobiernan la dinámica hidro-sedimentaria de estos sistemas (Houben, Wunderlich, and Schrott 2009; Luan et al. 2018; van Maren et al. 2015; Syvitski et al. 2005; A. T. Williams et al. 2018a). Sobre esas zonas se establecen alrededor del 69% de las ciudades en el mundo, por lo que la economía internacional está vinculada a la estabilidad de los procesos costeros-estuarinos (H. and P. 2013). El crecimiento económico portuario, ha impulsado la expansión de urbanizaciones cercano a estas zonas, y por tanto ha causado un rápido crecimiento económico y poblacional. Este crecimiento ha generado el aumento de las intervenciones humanas sobre los sistemas estuarinos (Q. Zhu et al. 2017). La mayoría de las proyecciones indican que las tendencias actuales de migración hacia la costa, urbanización e incremento de la población continuarán (B Jones and B C O'Neill 2016; Neumann et al. 2015). En este escenario, se espera que las presiones ambientales (e.g. dragado, reclamación de tierra y la adaptación de Estructuras de Defensa Costera, EDC) orientadas a garantizar la capacidad de navegación y la protección frente a la erosión costera, aumenten (Luan et al. 2018; van Maren et al. 2015). Estas acciones tienden a generar cambios en el flujo de sedimentos, induciendo una variabilidad espacial y temporal en las zonas de depositación (van Maren et al. 2015; Wang, Pinardi, and Malacic 2007). Como consecuencia de estas alteraciones, el impacto económico relacionado con la dinámica sedimentaria en sistemas costeros-estuarinos es enorme, siendo estimado mundialmente en billones de dólares (Allen 1988). Desde esta perspectiva, surge la necesidad de comprender aspectos fundamentales del transporte de sedimentos en costas y estuarios, al igual que los procesos físicos y antropogénicos que gobiernan la trayectoria y depositación de sedimentos (H. and P. 2013; J. C. Restrepo et al. 2016).

Uno de los principales problemas que enfrenta el desarrollo de las regiones costeras-estuarinas, está relacionado con la erosión y sedimentación, la cual afecta cerca del 75% de las líneas de costa (Pilkey and Cooper 2014; Vousdoukas et al. 2020). Estrategias basadas en la implementación de EDC, siguen siendo las más usadas para controlar la erosión-sedimentación, dado que permiten reducir el efecto causado por las

olas, por medio de la disipación de su energía (rompimiento y reflexión) (Stamos and Hajj 2001) y, mejorar las condiciones de navegación en sistemas estuarinos-fluviales (Ten Brinke, Schulze, and van der Veer 2004; Uehlinger et al. 2009). En principio estas estructuras reducen la erosión costera por medio del control de la velocidad del flujo, la cual permite inducir la depositación en zonas seleccionadas. Sin embargo, la implementación de EDC no está exenta de impactos negativos. Sobre el litoral costero según L. C. Van Rijn (2011), las EDC pueden empeorar las condiciones de transporte de sedimentos al introducir una excesiva variabilidad costera y erosión local. En estuarios, las EDC pueden alterar diferentes aspectos del canal, como la topografía del lecho con la aparición de socavación (Teraguchi et al. 2011; Wu et al. 2005), modificación del caudal del río y la sedimentación (Ohmoto, Hirakawa, and Watanabe 2009), aumentando el esfuerzo cortante del fondo en el área de la EDC, cambio en el régimen de velocidad y flujo (McCoy, Constantinescu, and Weber 2008), condicionado el régimen turbulento y los patrones de depositación (Sukhodolov et al. 2004), entre otros. 004). En efecto, la constante interferencia humana en costas y estuarios puede modificar las condiciones hidrodinámicas, creando sistemas locales más complejos y vulnerables a la degradación ambiental (E. Wolanski et al. 2001; Q. Zhu et al. 2017).

Los estuarios están considerados entre los sistemas ambientales más vulnerables a nivel mundial, como resultado del cambio global en el clima y la intensificación de eventos extremos (J. C. Restrepo et al. 2018). Son definidos como zonas de transición entre el río y el mar, los cuales incluyen componentes del suelo y atmosfera. Estas zonas contienen entornos costeros, altamente energéticos y dinámicos, caracterizados por una alta variabilidad espacial y temporal de propiedades físicas como la salinidad y la concentración de sedimentos suspendidos (CSS) (Prandle 2009; Eric Wolanski and Elliott 2016b). Para profundizar en la definición de los estuarios revisar (Pritchard 1967; Prandle 2009). La estratificación es una de las características más importantes de los estuarios. Ejerce un control dominante en la mezcla vertical, lo que afecta fuertemente el transporte de sedimento en suspensión (Burchard, Schuttelaars, and Ralston 2018; W. R. Geyer 1993; W. R. Geyer and Ralston 2012) y los procesos que dan lugar en estos ecosistemas (L. Li et al. 2018; Scully et al. 2012). Los estuarios pueden ser clasificados según la circulación y grado de estratificación (W. R. Geyer 2010; Valle-Levinson 2010). Algunos

estudios han reportado que la estratificación es influenciada fuertemente por la descarga fluvial y la circulación gravitacional (L. Li et al. 2018; Pu et al. 2015).

La producción natural de sedimentos en una cuenca hidrográfica está influenciada por condiciones hidro-climáticas, como sistemas de corrientes, temperatura, viento y las lluvias o alteraciones en el fenómeno del Niño-Oscilación del Sur o ENSO (por sus siglas en inglés) (Bamunawala et al. 2018; Deng et al. 2019; Houben, Wunderlich, and Schrott 2009; Räsänen and Kumm 2013; Shrestha et al. 2013). Actividades antropogénicas, como, deforestación de cuencas, cambios en el manejo y uso del suelo, construcción de puentes, represas y EDC también son impulsores de la sobreproducción y, desequilibrio en el transporte de sedimentos dentro de una cuenca hidrográfica (Brandt 2000; Giardino et al. 2018; Milliman et al. 2008; J. D. Restrepo and Escobar 2018; Syvitski et al. 2009; Syvitski and Milliman 2007; Vörösmarty et al. 2003; A. T. Williams et al. 2018b). Estas forzantes son capaces de afectar directamente el suministro de sedimentos a costas y océanos, determinando de forma individual o en conjunto, el comportamiento del sedimento (Moskalski and Torres 2012) y, la evolución de los procesos que están influenciados por el transporte sedimentario (e.g. la conformación de las riveras fluviales, cambios morfológicos y zonas de alta productividad biológica) (Davis 1985; Moreno-Madriñán et al. 2015; Reineck and Singh 1973).

Evaluar la interacción entre los fenómenos naturales y antropogénicos, sobre la dinámica hidro-sedimentaria a una escala regional, representa un desafío por la complejidad de los procesos involucrados en la dinámica costera-estuarina (e.g. movimiento de las mareas, magnitud del viento, corrientes oceánicas y descarga de ríos). Donde la hidrodinámica es el mecanismo más importante involucrado en el transporte de sedimentos, por lo que están intrínsecamente relacionados. El régimen hidrodinámico en estuarios y costas usualmente implica un flujo tridimensional turbulento, con la presencia de complejas características en su geometría y fondo (Nihoul and Djenidi 1987; Sheng 1987), lo cual dificulta la comprensión y representación de estos fenómenos (Sheng 1986). Los modelos numéricos pueden ser una herramienta útil, para evaluar a diferentes escalas espacio temporales la interacción de fenómenos físicos y antropogénicos en la dinámica sedimentaria de estuarios y costas (Boudet, Sabatier, and Radakovitch 2017; G. Franz et al. 2017; Luan et al. 2018; L. Zhu, He, and Shen 2018). Para simular fenómenos

con diferentes escalas, se pueden anidar modelos con diversas áreas cubiertas y resoluciones de cuadrícula (G. Franz 2017). En consecuencia, la aplicación de estas herramientas, a menudo, ha sido la opción utilizada en el estudio de las ciencias naturales y en proyectos de ingeniería (Luan et al. 2018).

En la literatura se han hecho revisiones sobre modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos (e.g. Amoudry & Souza, 2011; García, 2008; Papanicolaou, Elhakeem, Krallis, Prakash, & Edinger, 2008). En las últimas décadas, se han desarrollado una gran variedad de sistemas de modelación numérica, alguno de los más referenciados son Delft 3D (Lesser et al. 2004), MIKE (Kristensen et al. 2013), ROMS (Warner et al. 2008), MOHID (Cancino and Neves 1999b) y EFDC (Xu and You 2017). Los modelos numéricos difieren entre sí por los enfoques y métodos numéricos en los que están basados (diferencia finita, elemento finito, volumen finito), en los sistemas de mallas horizontales y verticales que implementan (estructuradas y no estructuradas) y, en la aplicación de las ecuaciones de los fenómenos físicos que gobiernan el transporte de sedimentos (G. Franz et al. 2017). La mayoría de los modelos numéricos aplicados a las regiones costeras y estuarinas, pueden implementarse en aproximaciones bidimensionales (2D) o tridimensionales (3D). Regiones costeras-estuarinas con una geometría irregular, requirieron la inclusión de la dimensión lateral, lo que condujo a una clase de modelos bidimensionales promediados en profundidad (Cheng, Casulli, and Gartner 1993; Ganju et al. 2016). Sin embargo, debido a las características de flujos estratificados y turbulentos presentes en estuarios, los modelos 2D promediados en la profundidad, no suelen ser adecuados para reproducir la circulación y mecanismos de transporte. Por lo que, soluciones 3D fueron implementados para una mejor representación de la hidrodinámica debido a batimetrías complejas, gradientes verticales o circulación lateral (Ganju et al. 2016; Mosselman 2012; Siviglia and Crosato 2016).

Algunos estudios han sido desarrollados para entender la dinámica hidro-sedimentaria y sus factores de control en estuarios por separado. Por ejemplo, la descarga de ríos (Blake et al. 2001; Nowacki et al. 2015; Schettini et al. 2013), suministro de sedimento (Bamunawala et al. 2018; J. D. Restrepo and Escobar 2018), circulación oceánica (Bolaños et al. 2013; Winterwerp and Kesteren 2004; Yu et al. 2014), gradientes de densidad (Alvarez-Silva et al. 2018; Azhikodan and Yokoyama 2015; Wan and Wang

2017), circulación residual (Chen and de Swart 2018), aumento del nivel del mar (Yang et al. 2015) y cambios en el uso y gestión de la tierra (Houben, Wunderlich, and Schrott 2009; Rangel-Buitrago, Williams, and Anfuso 2018). Por ejemplo, Xu and You (2017) desarrollaron un modelo numérico 3D para estudiar la distribución de sedimentos en suspensión y el cambio de concentración, bajo los efectos del oleaje y corrientes fluviales en el estuario del río Oujiang. La investigación encontró que las corrientes por oleaje aumentan la tensión del fondo, generando un fuerte proceso de resuspensión de sedimento, especialmente en aguas poco profundas. Kuang et al. (2018) aplicó un modelo de transporte de sedimentos basado en el acoplamiento de la corriente de onda (current-wave) para determinar la influencia de EDC en la dinámica sedimentaria de la bahía Haitan. Los resultados mostraron que los rompe olas cambiaron las condiciones hidrodinámicas de la bahía, obstruyendo las corrientes y disminuyendo la velocidad de las corrientes de reflujo. Por su parte, (G. Franz et al. 2017) desarrolló un sistema de modelación para el estudio de la hidrodinámica y transporte de sedimentos en ambientes costeros-estuarinos, bajo el efecto del oleaje y la presencia de EDC. Los resultados mostraron la influencia de los sistemas de olas y mareas en la dinámica sedimentaria, para diferentes zonas del dominio de estudio.

Se han reportado varios estudios de transporte de sedimentos en suspensión en la cuenca media (5.205713° y -74.735518° hasta 8.999434° y -73.974303°) y baja del río Magdalena (hasta los 11.109420° y -74.853627°), mediante un enfoque de análisis instrumental (Higgins et al. 2016; J. C. Restrepo et al. 2016, 2018; J. D. Restrepo and Escobar 2018; J.D Restrepo and Kjerfve 2000). Los autores analizaron los regímenes hidrológicos, variabilidad de caudales, tasas y tendencias de transporte de sedimentos en suspensión y su relación con los eventos de ENSO, entre otros. Restrepo et al. (2018) analizó los mecanismos que controlan la dinámica estuarina y sedimentaria en el estuario del río Magdalena. Encontrando que la variabilidad en la descarga del río domina la formación de estructuras estratificadas y la intrusión de la cuña salina, independientemente del rango de la marea. La sedimentación se produce como debilitamiento de la mezcla turbulenta, generada por el flujo de corrientes que impulsan la formación de regiones estratificadas. Ospino et al. (2018) aplicó un modelo numérico 3D, para entender los efectos de la intrusión de la cuña salina en el estuario del río

Magdalena. Sus resultados demuestran que la dinámica de la cuña de está controlada, principalmente, por la descarga del río. La intrusión de agua salada en el canal genera estratificación, lo que a su vez cambia los patrones de mezcla.

La revisión de la literatura muestra que, gran parte de las investigaciones sobre el transporte de sedimentos en costas y estuarios, están enfocadas al análisis de los fenómenos forzantes del sistema por separado. Poco se ha explorado numéricamente en la comparación en los patrones de distribución del SF, bajo diferentes condiciones de circulación y transporte. Además, la influencia de las EDC en la evolución morfológica de regiones, que experimentan un forzamiento estacional de los fenómenos naturales aún son menos entendidos y escasamente estudiados (Besset, Anthony, and Bouchette 2019). En consecuencia, en esta investigación nos hemos propuesto comprender, como la variabilidad estacional en las condiciones de circulación y transporte dadas por la descarga fluvial, mareas, viento y las EDC, determinan la dinámica hidro-sedimentaria en estuarios y costas de alta descarga sedimentaria y que son altamente intervenidos por el hombre.

Esta investigación tiene como caso de estudio la zona comprendida por el estuario del río Magdalena y la región bajo influencia de la descarga fluvial en el mar Caribe, a la altura de la ciudad de Barranquilla-Colombia (11.128696° , -74.856348°). Esta región influenciada por el río Magdalena, con un régimen de descarga fluvial entre ~ 3000 y $\sim 10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con un aporte aproximado de $144 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión y el tipo de marea que se da en esta zona tropical (tipo mixta, que varían entre 0.3 m y 0.64 m), se considera como un estuario micro-mareal de alta descarga (J. C. Restrepo et al. 2018). La desembocadura del río Magdalena, probablemente es uno de los sistemas con mayor intervención hidráulica a nivel mundial, con el fin de garantizar la navegación sobre su cauce principal. Una de las principales obras de ingeniería desarrollada sobre este sistema fluvial, ha sido el encauzamiento de su descarga en el mar Caribe, mediante la construcción de una EDC (tajamar). En principio, con la finalidad de acelerar el flujo de descarga hacia las cuencas de aguas profundas. Sin embargo, condiciones sedimentarias desfavorables para la navegación comercial y estabilidad de las líneas costeras aún se presentan (Patiño 2018; J. C. Restrepo et al. 2018). Por consiguiente, la implementación de un modelo validado para el desarrollo de diferentes escenarios de

simulación, permitirá profundizar en la comprensión de la dinámica sedimentaria en esta zona. Como también, profundizar en la evaluación de alternativas frente a problemas de sedimentación errática en esta clase de sistemas hídricos. Además, de contribuir en la explicación de procesos hidro-sedimentarios en sistemas con características similares.

El sistema de modelación MOHID es la herramienta numérica seleccionada para analizar la dinámica hidro-sedimentaria en el sistema costero-estuarino del río Magdalena. El modelo fue desarrollado por el Centro de Investigación de Tecnologías Marinas y Ambientales (MARETEC), adscrito al Instituto Superior Técnico de Lisboa. Actualmente, el sistema de modelación MOHID se basa en el método de volumen finito (mallas estructuradas), permitiendo el uso de coordenadas verticales genéricas. La organización del código sigue una estrategia orientada a objetos, que permite la integración de diferentes escalas y procesos. El módulo hidrodinámico de MOHID resuelve las ecuaciones tridimensionales de Navier-Stokes. El módulo de sedimentos de MOHID, mediante un enfoque integral permite modelar simultáneamente el transporte de sedimentos y la evolución morfológica, de sistemas naturales compuestos de diferentes tipos de sedimentos (finos y no finos) (G. Franz et al. 2017). El modelo ha sido aplicado exitosamente en diversas investigaciones y zonas de estudio (Cancino and Neves 1999a; G. Franz et al. 2014; Ruiz-Villarreal et al. 2002a; Tasic et al. 2019) y sigue en constante evolución.

Este trabajo está organizado de la siguiente forma: primero, en la sección 2 se resumen las características principales de la circulación, procesos de mezcla y transporte de sedimentos en zonas costeras-estuarinas, basados en investigaciones de campo, experimentales y numéricas. En la sección 3 se ofrece una breve descripción de la zona de estudio. La sección 4 contiene la metodología para el desarrollo de la investigación, además de la generación y procesamiento de la información necesaria, para la implementación del modelo numérico, así como una breve descripción del mismo. En la sección 5 se establecen las principales características del modelo MOHID, los sistemas de ecuaciones y las técnicas de solución numéricas. Además, se muestran los resultados de la malla numérica y batimetrías usadas para las simulaciones. En la sección 6 se muestran los resultados de las simulaciones, y la comparación de los cálculos realizados por el modelo con mediciones de campo. Se hace un análisis del efecto de la variabilidad

de los mecanismos físicos dominantes y las EDC, en los patrones de circulación, depositación y distribución del sedimento, en el estuario y zona costera. Además, se explorará en la respuesta del sistema frente a cambios en sus condiciones de borde oceánicas. Finalmente, en la sección 7 se dan las conclusiones y resumen de los principales resultados de la investigación, además, de proponer ideas para futuros trabajos de investigación.

1.1 Definición del problema

Las investigaciones sobre el transporte de sedimento en estuarios y costas, normalmente consideran por separado el efecto de las EDC (*groynes*) y los mecanismos forzantes (e.g. descarga fluvial, esfuerzo del viento y marea) en la dinámica del sedimento costero-estuarino. Sin embargo, la necesidad de adaptar EDC habitualmente se da en zonas cuya variabilidad hidro-sedimentaria es marcada. Por lo que, poco se ha explorado en la sensibilidad de estos sistemas costeros, a la variabilidad espacial y temporal de los regímenes hidro-sedimentarios. Los cuales, se dan a escala local y con una frecuencia diaria, en sistemas bajo constante modificación artificial y natural. De igual forma, en regiones deltaicas constantemente intervenidas por el hombre, no se ha establecido claramente el potencial beneficio de las EDC, para la restauración de ecosistemas costeros, sin comprometer las condiciones óptimas de navegación, considerando la variabilidad estacional de descarga fluvial y de sedimentos. En consecuencia, es posible ampliar la comprensión que tenemos sobre el funcionamiento de estructuras de ingeniería dura, en regiones donde la variabilidad hidro-climática e interferencia humana contribuyen a la generación de sistemas sedimentarios más complejos e inestables.

1.2 Hipótesis

Para esta investigación trabajaremos sobre la base de las siguientes hipótesis:

- La evolución morfológica en costas y estuarios de alta descarga fluvial y sedimentaria, es sensible a la ubicación y geometría de EDC, las cuales modifican el régimen de circulación y transporte. Específicamente, las modificaciones morfológicas en la región de descarga, que ha experimentado el río Magdalena, se deben a la imposición de un flujo de

descarga cuasi rectilíneo, mediante una estructura costera de encauzamiento, que cortó el suministro natural de agua y sedimentos a los sistemas lagunares adyacentes.

- La evolución de zonas deposicionales de sedimento, están dominadas por las variaciones estacionales de descarga fluvial, que, dependiendo de la intensidad de descarga, favorecen la descarga de sedimentos hacía las cuencas de aguas profundas o su acumulación dentro del estuario.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Analizar como la variabilidad estacional de la descarga fluvial, las corrientes por mareas y el viento, en conjunto con la presencia de EDC, afectan los patrones de circulación y depositación de sedimentos finos, en la región costera-estuarina del río Magdalena.

1.3.2 Objetivo Específicos

- Determinar como la variabilidad estacional de descarga fluvial determina los patrones de sedimentación en sistemas costeros-estuarinos de alta descarga.
- Investigar el efecto de EDC en la trayectoria y depositación de sedimentos finos en estuarios y zonas delta de alta descarga.
- Investigar la estructura y evolución de la pluma de sedimento en suspensión bajo diferentes condiciones de descarga fluvial y forzantes.
- Analizar los efectos en la dinámica hidro-sedimentaria del sistema estuarino-costero, frente a escenarios de cambio climático y modificaciones en la morfología de la región de descarga del río Magdalena.

2 DINÁMICA EN ZONAS COSTERA-ESTUARINAS.

2.1 Características Generales de los Estuarios

Los estuarios son entornos costeros que presentan patrones de circulación altamente complejos, influenciados por procesos fluviales y costeros incluyendo la descarga fluvial de sedimentos, batimetría rugosa, turbulencia energética, fuertes corrientes de marea y, gradientes de densidad pronunciados, producto de la competencia entre el océano y la descarga de agua dulce (Kim and Voulgaris 2008; MacCready and Geyer 2010). La circulación estuarina impulsada por la marea presenta dos características principales. Primero, en la mitad más profunda se da un flujo hacia tierra aguas arriba, aun en presencia de un flujo neto hacia el mar debido al río. El flujo de intercambio se da porque el flujo de entrada aumenta gradualmente, uniéndose al río que fluye hacia el mar en la sección de la mitad superior del estuario. En segundo lugar, el flujo de volumen del flujo de intercambio es a menudo mayor que el del río solo (MacCready and Geyer 2010).

En general los estuarios presentan un gradiente de salinidad horizontal. Debido al forzamiento de flotabilidad, que usualmente es aportado por uno o más ríos. El campo de salinidad correspondiente tiene un gradiente gradual de salinidad a lo largo del canal, de oceánico a fluvial, porque el agua profunda del océano entrante se diluye continuamente mediante la mezcla turbulenta vertical, con el agua menos densa de arriba (Talley et al. 2012). En algunos estuarios, principalmente anchos, la circulación puede no ocurrir en la vertical sino más bien en la lateral (también conocidos como transversales, secundarios o de canal cruzado) (Scully, Geyer, and Lerczak 2009; L. Zhu, He, and Shen 2018). Además de los flujos a lo largo del canal, se ha aceptado que a pesar de generar intensidades más pequeñas, los flujos laterales pueden desempeñar un papel importante en el equilibrio del momento, mezcla de sal y el transporte de partículas (Huijts et al. 2006; Lacy and Monismith 2001; Lerczak and Rockwell Geyer 2004). Otros aspectos como la topografía del fondo también pueden influenciar en los mecanismos de circulación estuarina. Donde la variabilidad de la topografía conduce a una respuesta de la interfaz de densidad, debido a números casi críticos de Froude (Fr), influenciando significativamente en las velocidades verticales cerca al fondo (W. Rockwell Geyer and MacCready 2014).

La estratificación es una de las características más importantes de los estuarios, ejerciendo un control dominante sobre la mezcla vertical, lo cual afecta la distribución física y vertical de contaminantes y biota en los estuarios (W. R. Geyer and Ralston 2012). La estratificación surge debido a la entrada de agua dulce sobre una región salina, en donde la influencia de la gravedad hace que el agua dulce anule el agua salada (MacDonald and Geyer 2004). Los estuarios se pueden clasificar según su grado de estratificación, aunque otras formas de clasificación pueden ser encontrados (Savenije 2005). Según el gradiente de densidad, pueden ser estuarios de cuña salina, bien mezclados, parcialmente mezclados y fuertemente estratificados (Figura 2-1). Independiente de su grado de estratificación, este gradiente de salinidad horizontal impulsa la circulación en el estuario (Savenije 2005). Tanto la descarga fluvial como la circulación inducida por la estratificación, determinan los flujos de salinidad y agua dulce dentro del estuario. Donde su intensidad varía con la variabilidad de la entrada de agua dulce, el flujo de intercambio y el proceso de transporte de sal inducido por la marea (W. Rockwell Geyer and MacCready 2014).

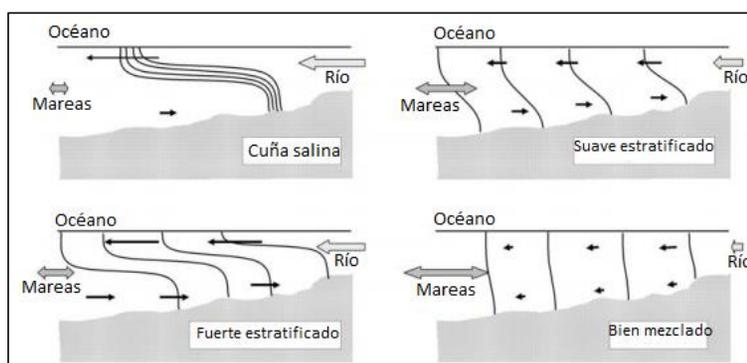


Figura 2-1 Clasificación de estuarios según su estructura vertical de salinidad. Tomado y editado de Shivaprasad et al. (2012).

En consecuencia, las mareas no solo aportan turbulencia y dispersión horizontal, el esfuerzo cortante inducido por las mareas puede afectar significativa la estratificación y, las no linealidades de la marea pueden contribuir a la circulación residual (MacCready and Geyer 2010). Como se ha mencionado, la estratificación tiene un efecto apreciable

sobre los procesos de mezcla, aunque la suprime, la mezcla dentro de la pycnoclina es un fenómeno esencialmente importante en los estuarios altamente estratificados. Siendo que, en estuarios altamente estratificados han sido observados algunos de los procesos de mezclas más intensas, específicamente debido a altos esfuerzos cortantes que se desarrollan en presencia de una fuerte estratificación (MacDonald and Geyer 2004). Debido a esta dinámica, los estuarios son a menudo los ambientes acuáticos más estratificados, presentando un intercambio vigoroso de agua dulce y salada, debido a las condiciones de circulación estuarina (W. R. Geyer 2010; Prandle 2009).

2.2 Dinámica del sedimento en estuarios y costas

Comprender la dinámica sedimentaria en estuarios y zonas costeras es importante debido a su impacto en la (i) producción primaria, (ii) las vías para los contaminantes absorbidos y (iii) las tasas de erosión/depositación y la evolución batimétrica asociada. Una de las formas tradicionales de clasificación de los sedimentos es por su diámetro de partícula, la cual también influye en la distribución del sedimento en la columna de agua. Los sedimentos presentan tamaños que van desde arcilla $<4 \mu\text{m}$, $4 \mu\text{m} < \text{limo} < 63 \mu\text{m}$, $63 \mu\text{m} < \text{arena} < 1000 \mu\text{m}$, hasta grava y rocas (Prandle 2009; Eric Wolanski and Elliott 2016a). La demarcación de limo y arena separa los sedimentos finos de los no finos. En términos de la dinámica estuarina, las arcillas, limos y arenas reciben la mayor atención; en cambio las partículas más grandes son importantes como elementos estructurantes (Prandle 2009; Eric Wolanski and Elliott 2016a).

Los fenómenos naturales que dominan el régimen sedimentario en estuarios y costas son las corrientes de mareas, tormentas y descargas fluviales, intensificadas por la geometría del fondo forzada por el oleaje (Bamunawala et al. 2018; Prandle 2009; Ralston, Geyer, and Warner 2012). La circulación estuarina presenta un flujo en dirección al océano en la capa superficial y, en dirección aguas arriba del río en la capa inferior (Szymczycha et al. 2019). Lo cual permite que el sedimento se mueva aguas arriba, cuando la descarga del río es relativamente baja y el flujo de la marea alto. Condiciones de alto caudal del río y débiles mareas, favorecen el transporte de sedimentos aguas abajo (L. Li et al. 2018; Eric Wolanski and Elliott 2016a). El movimiento del sedimento puede

ser por suspensión, rodamiento, deslizamiento y saltando a lo largo del fondo (L. C. van Rijn 1993). El movimiento de la partícula de sedimento está fuertemente relacionado con las velocidades locales cercanas al fondo. Este se producirá cuando las fuerzas elevación y arrastre, que aplica el fluido sobre una partícula, sea mayor que la fuerza de resistencia instantánea relacionada con el peso de la partícula sumergida y el coeficiente de rugosidad (Basile 2018; Leo C. van Rijn, Walstra, and van Ormondt 2007). Otros aspectos como la vegetación, la forma del canal y el suministro de sedimentos pueden afectar las fuerzas de elevación y arrastre (Rheinheimer and Yarnell 2017). Una vez son arrastrados, las partículas de grano fino son transportadas principalmente en suspensión, como material floculado dentro de la columna de agua (Droppo 2001). Partículas más gruesas como la arena son arrastradas, principalmente, como carga de fondo y, requerirán mucha más energía para ser transportadas (Prandle 2009; L. C. Van Rijn 1984).

El inicio del movimiento en flujo constante se define cuando el esfuerzo de corte del fondo adimensional, es mayor que un valor umbral. Aunque varios estudios han intentado correlacionar las propiedades del sedimento con un umbral (crítico) de esfuerzo cortante (Dey, 2014), es el trabajo semi-teórico de Shields (1936) lo que condujo al desarrollo de la teoría del umbral del sedimento que se usa hoy en día (Rheinheimer and Yarnell 2017), a pesar de los desafíos que implica su uso (Coleman and Nikora 2008; Comiti and Mao 2012) y, el hecho de que la curva de Shields no es muy precisa para los fondos de arena fina (Leo C. van Rijn et al. 2007). Para cualquier partícula en el fondo del río-estuario, existe un umbral de potencia de corriente por encima del cual la partícula será arrastrada (Rheinheimer and Yarnell 2017).

La relación depositación-erosión y la rugosidad de fondo asociada puede variar considerablemente durante los ciclos de flujo y reflujo de la marea. Creando condiciones cambiantes para la remoción, asentamiento y almacenamiento de sedimentos. Generalmente, se asume que la erosión ocurre cuando el esfuerzo cortante del fondo excede la resistencia del sedimento del fondo, que se caracteriza por un "esfuerzo cortante crítico para la erosión" (Prandle 2009). Por otro lado, las características de resistencia del SF cambian notablemente con el tiempo después de la depositación y, sus propiedades dependen de su potencial de intercambio iónico (Dean and Dalrymple 2002). El posterior asentamiento del sedimento depende de su tamaño, densidad, del régimen de turbulencia

y fuerzas químicas en el agua circundante. Por lo general, se supone que la sedimentación ocurre cuando el esfuerzo cortante del fondo cae por debajo de un esfuerzo cortante crítico para la deposición (G. Franz et al. 2014).

Finalmente, el comportamiento sedimentario resultante, tanto en el fondo como en la columna de agua, puede determinar la estructura y funcionamiento biológico de zonas costeras-estuarinas (Moreno-Madriñán et al. 2015; Prandle 2009). Dependiendo de las características físicas y el suministro de sedimentos al estuario, las concentraciones de sedimentos suspendidos pueden ser generalmente altas, las partículas finas, cohesivas, propensas a flocular y con importantes concentraciones orgánicas (Davis 1985).

2.2.2 Zonas costeras bajo influencia fluvial

Las descargas fluviales en el océano tienden a formar plumas o penachos, en donde la dinámica está fuertemente influenciada por la diferencia de densidad entre el agua dulce y el agua salada del océano. Las plumas de los ríos son estructuras de flujo multiescalas, que pueden presentar diferentes tamaños y formas, dependiendo de factores como: la descarga fluvial, la amplitud de las mareas, la batimetría-geometría de la costa, las corrientes oceánicas, las propiedades del agua, el esfuerzo del viento y la rotación de la Tierra (Horner-Devine et al. 2015). Los procesos de mezcla y transporte asociados con las descargas fluviales en el océano, son los componentes centrales de cualquier sistema de plumas fluviales. Comprender los mecanismos físicos que determinan tales procesos, es crucial para describir el destino y el transporte general de nutrientes, contaminantes, sedimentos u otras mezclas dentro de la pluma.

Los sistemas fluviales son un factor de control primario, con la capacidad de descargar grandes concentraciones de sedimentos a las plataformas oceánicas (e.g. W. Rockwell Geyer, Woodruff, and Traykovski 2001; J. C. Restrepo et al. 2016). Las mareas, dependiendo de su rango y de la forma del estuario, tendrán una mayor o menor influencia, en la dinámica de las corrientes en las zonas de convergencia río-mar. La importancia del forzamiento realizado por el viento en la dinámica estuarina, ha sido demostrado en sistemas costeros como, estuarios fluviales (Weisberg 1976), lagunas

costeras (K. Wong and DiLorenzo 1988), entradas costeras (Janzen 2002), fiordos (Wilson, Wong, and Filadelfo 1985), y estuarios de llanuras costeras (K.-C. Wong and Garvine 1984). Las observaciones y simulaciones numéricas, han demostrado que la fuerza del viento local afecta significativamente la dispersión de una pluma de río, cuando ingresa al océano costero (Choi and Wilkin 2007; Pullen and Allen 2000; Zhao, Gong, and Shen 2018).

Los mecanismos de circulación, transporte y mezcla difieren de acuerdo a la región de la pluma del río, la cual se puede establecer en cuatro regiones dinámicas (Figura 2-2) (Hetland 2005; Horner-Devine 2009). En la región de origen, la flotabilidad y el momentum que inician una columna de río están determinados por procesos estuarinos, que son responsables de la transformación inicial de la descarga del río. En esta región y en sistemas fuertemente forzados, la descarga del estuario se separa del fondo cerca de la desembocadura del río, formando una capa flotante que se denomina como punto de despegue. La región de campo cercano (Near-field region) comienza en la zona de despegue. Generalmente, se considera que es la región donde el momentum del río excede la flotabilidad de la capa de la pluma, habitualmente, se considera que la región de campo cercano termina donde el flujo deja de ser supercrítico (Hetland 2005). La mezcla en esta región es el resultado de la flotabilidad y el momentum inicial, siendo significativo a una distancia de 10 – 1000 m con duración de 1 – 10 minutos (Inan 2019). Lo anterior es difícil de identificar, debido a que Fr_1 pasa gradualmente de supercrítico a subcrítico en una fracción significativa del área de campo cercano (Horner-Devine et al. 2015). El campo medio (Mid-field región), es la región en la que el agua aportada por los ríos pasa del chorro inercial de campo cercano, a una pluma de campo lejano geostrófico o dominado por el viento. En esta región la propagación lateral se reduce, perdiendo el momentum de entrada. En consecuencia, la dinámica de la pluma está cada vez más dominada por la rotación de la Tierra.

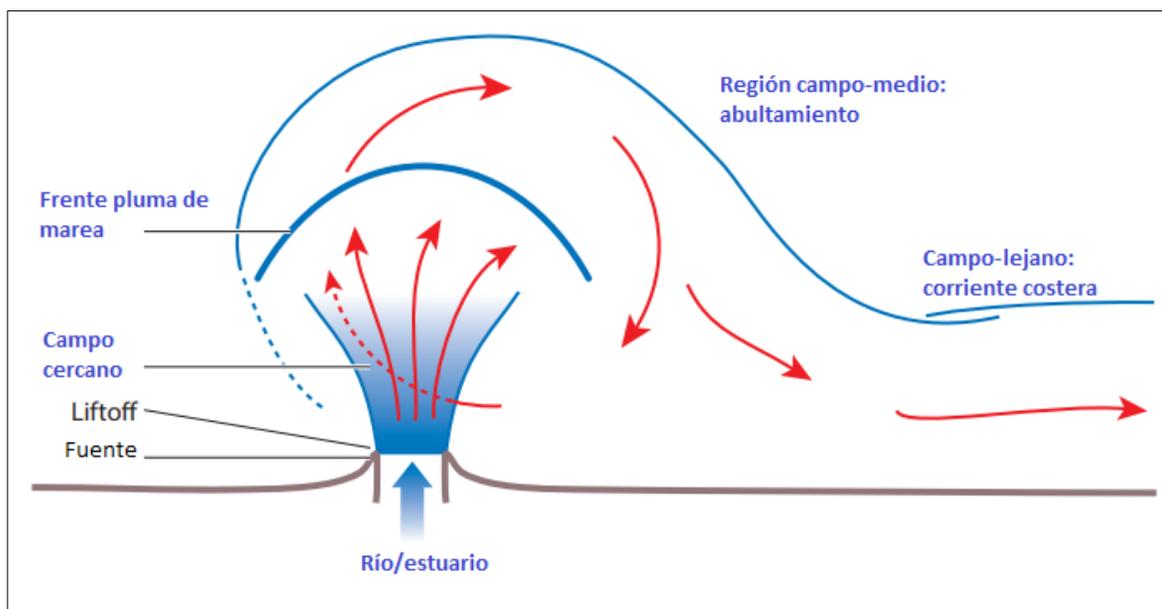


Figura 2-2. Representación esquemática de un prototipo de pluma que comprende todas las regiones dinámicas. Tomado y editado de Horner-Devine et al. (2015).

En la mayoría de los sistemas, la pluma se dirige inicialmente en alta mar y gira en la región del campo medio para formar una corriente costera paralela a la costa. Este proceso es impulsado por la rotación de la Tierra y está asociado con un aumento correspondiente en la aceleración de Coriolis (Horner-Devine et al. 2015). Por último, el campo lejano (Far-field region) es la región más allá del campo medio en el que la pluma ya no tiene memoria del momentum inicial de la descarga del río, siendo dominada principalmente por la rotación de la Tierra, la flotabilidad y el esfuerzo del viento. Esta región puede extenderse cientos de kilómetros desde la boca. Cuando los vientos y las corrientes ambientales no son suficientes para forzar la pluma hacia el mar, la pluma de campo lejano forma una corriente costera geostrofica que transporta agua de río diluida en la dirección de la propagación de la onda de Kelvin (Horner-Devine et al. 2015). La mezcla en la región de campo lejano ocurre debido a la advección y difusión por las corrientes costeras y la turbulencia. Es significativo en distancias de 100 m a 10 km y una duración de 1 a 20 h (Inan 2019; Roberts 2010).

2.3 Estructuras de defensa costera

Las líneas de costa son las zonas más dinámicas ubicadas en los límites entre la tierra y el agua, presentando cambios a lo largo del tiempo por la erosión/depositación y por procesos de sumersión (Naga Kumar et al. 2018). Su composición granulométrica y constante evolución debido a los procesos físicos y antropogénicos que la afectan, establecen a las líneas costeras como ambientes geológicos únicos (Dean and Dalrymple 2002; Mangor et al. 2017). Forzantes físicos como el oleaje y el viento aportan energía e impulso a extensas regiones oceánicas, disipando gran cantidad de energía en las zonas de surf, cerca de las líneas de costa y estuarios (Dean and Dalrymple 2002). Como resultado del rompimiento de las olas, se obtiene un movimiento turbulento caótico, capaz de movilizar y suspender el sedimento que componen las playas. Además, se crean sistemas de corrientes que fluyen a lo largo y a través de la costa, capaces de transportar grandes cantidades de sedimentos en ambas direcciones, creando sistemas en constante evolución. En consecuencia, la oferta y demanda de sedimento, dependerá de las fuentes y de las condiciones de corrientes existentes en la zona.

Fenómenos como la erosión/acreción costera son mecanismos físicos de interacción y equilibrio entre la dinámica del mar, los sedimentos costeros y la forma de relieve costera (Yincan et al 2017). Donde el avance y retroceso de las líneas de costa contribuye a las modificaciones morfológicas del litoral costero. Sin embargo, estos procesos se han intensificado, principalmente, por las actividades humanas (Luan et al. 2018; Naga Kumar et al. 2018; L. C. Van Rijn 2011). El aumento relativo del nivel del mar inducido por las actividades humanas a escala regional y local, desencadena severos procesos de erosión costera (Van De Lageweg and Slangen 2017; Tessler et al. 2018). Actividades humanas a escala regional, como la construcción de represas en las cuencas de los ríos, es una de las principales causas de la erosión costera. Debido a que el suministro de sedimento estructurante a la costa, a través de los ríos es restringido por las represas (X. Li et al. 2017; H. Wang et al. 2017; Z. B. Wang et al. 2015). El carácter dinámico y en constante cambio de las zonas costeras, ha conllevado a que su desarrollo comúnmente requiera la construcción de EDC para controlar los procesos naturales de sedimentación y erosión, y así conseguir una línea de costa estable. En general, los

espigones (groynes), los rompe olas separados (detached breakwaters) y los arrecifes artificiales se construyen para proteger las zonas costeras-estuarinas de la erosión. Los groynes son un ejemplo del impacto humano en sistemas fluviales (Luan et al. 2018). Aunque el principio de los groynes, de atrapar sedimento y contrarrestar los procesos de erosión es el mismo en líneas de costa o sistemas fluviales, ciertamente las condiciones de flujo y mecanismos forzantes actúan a diferente escala espacial y temporal. En sistemas fluviales, los groynes son estructuras de ingeniería diseñadas para mejorar la navegabilidad y proteger la rivera de los ríos contra la erosión (Sukhodolov et al. 2004). Presentando normalmente, un canal de navegación relativamente profundo en una gran parte de su sección transversal y playas de arena entre las estructuras (Ten Brinke, Schulze, and van der Veer 2004). El óptimo funcionamiento de los groynes, depende del equilibrio de las fuerzas hidrodinámicas que actúan sobre los depósitos de sedimentos entre las estructuras, lo que resulta en una erosión neta o deposición de arena en las playas.

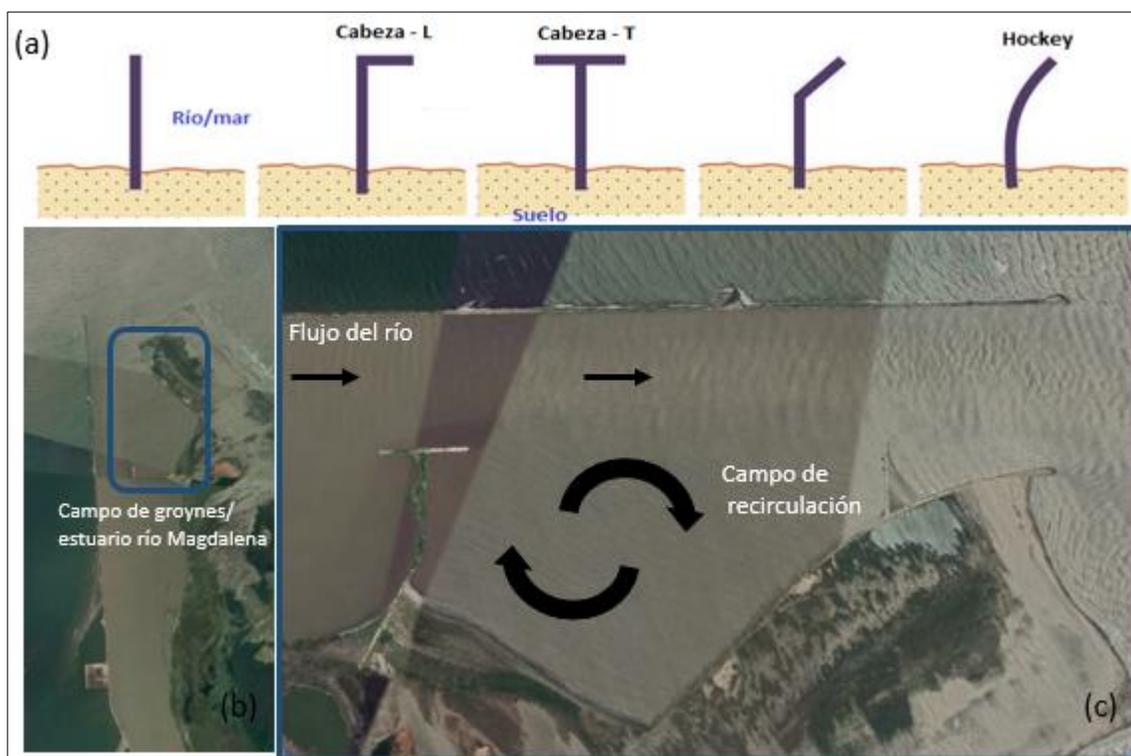


Figura 2-3. (a) Tipos y formas de groynes. (b) Vista general del estuario del río Magdalena. (c) Acercamiento horizontal al campo de recirculación formado por los groynes con cabeza en forma de T y estándar, dentro del estuario del río Magdalena. Fuente: tomado y editado de Google Earth.

En la Figura 2-3a se observa las diferentes formas geométricas de groynes, pudiendo emerger, inclinarse o sumergirse, y ser construidos como estructuras individuales o como campos de groyne (Mangor et al. 2017).

3. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Como zona de estudio se ha seleccionado la región costera-estuarina que forma el río Magdalena en su desembocadura en el mar Caribe, a la altura de la ciudad de Barranquilla-Colombia (Figura 3-1). El río Magdalena es el sistema fluvial con la mayor longitud (1612 km) y área de drenaje (257400 km²) en Colombia. Su cuenca ocupa cerca del 24% del territorio (Higgins et al. 2016; J. D. Restrepo and Escobar 2018). Además, se sitúa entre los 10 principales ríos a nivel mundial en términos de descarga de sedimentos al océano, con aproximadamente 184 M t a⁻¹ (J. D. Restrepo and Escobar 2018).

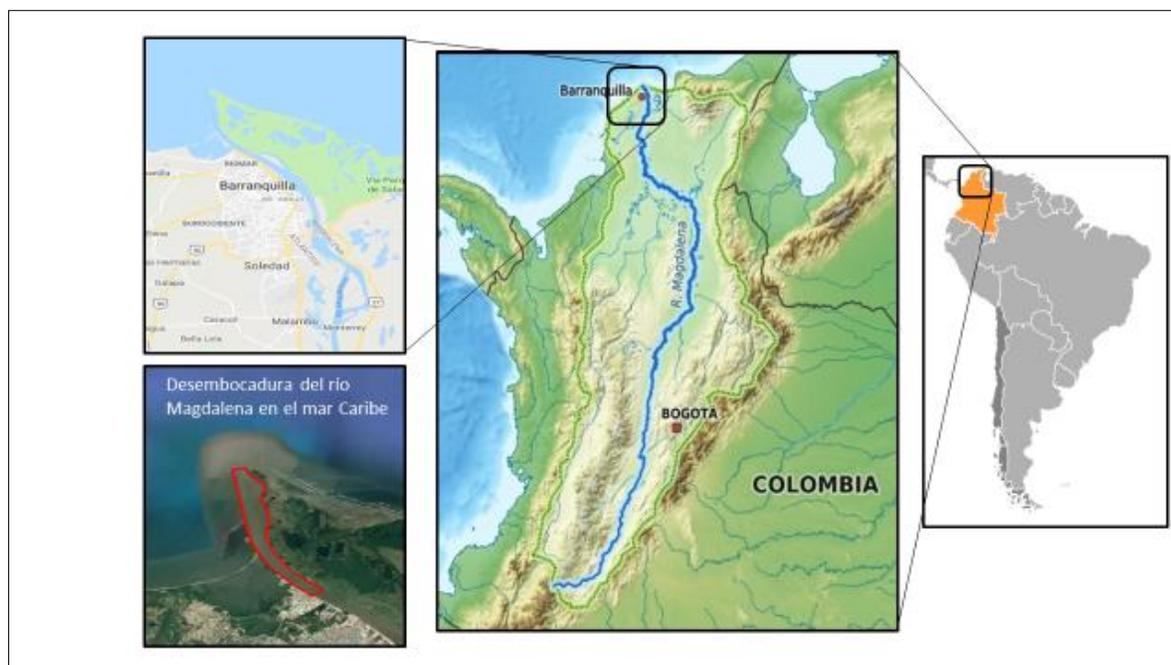


Figura 3-1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. Grupo de imágenes tomadas y adaptadas de Google Earth.

La cuenca del Magdalena, formada por 151 subcuencas, se caracteriza por una alta precipitación, con un promedio de lluvias de 2050 mm a⁻¹ para la cuenca en general (J. D. Restrepo and Syvitski 2006). El régimen de lluvia es bimodal y similar en toda la cuenca, caracterizada por dos estaciones húmedas y dos secas, promoviendo en el río una variabilidad estacional en sus caudales. Diciembre a marzo y junio a septiembre son períodos de poca lluvia, en donde el río presenta un bajo caudal (<4500 m³s⁻¹), mientras

que de marzo a mayo y octubre a noviembre son períodos de alta precipitación, con altos caudales ($>7500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). El flujo anual promedio del río está estimado en $6334 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, con un flujo máximo y mínimo mensual de 16913 y $1520 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ respectivamente (J. C. Restrepo et al. 2016; J. D. Restrepo and Escobar 2018). Debido a su capacidad de descarga fluvial y de carga sedimentaria, el río Magdalena ha sido incluido en el análisis de balance global de transporte de sedimentos a los océanos (Milliman et al. 2008). Restrepo and Kjerfve (2000) encontraron que existe una correlación entre el ENSO y la variabilidad interanual de descarga de sedimentos, estimada en una tasa anual de 144×10^6 t, donde la fase fría (La Niña) causó aumentos marcados en el transporte de sedimentos, mientras que la fase cálida (El Niño) provocó una reducción moderada en el transporte de sedimentos. Sin embargo, también hay evidencia que indica que durante las últimas dos décadas, se han dado cambios significativos en la cuenca del Magdalena, que pueden haber modificado el régimen de transporte de sedimentos suspendidos (J. D. Restrepo 2008; J. D. Restrepo and Syvitski 2006). Lo anterior puede estar relacionado con el aumento de las intervenciones hidráulicas al cauce del río, mediante construcción de represas, pérdida de la corteza vegetal, aumento del área de agricultura y explotación minera (J. D. Restrepo 2008).

Como se ha señalado previamente, en la zona de estudio se han realizado constantes modificaciones a las EDC. La Figura 3-3 muestra la evolución morfológica que ha presentado la zona deltaica del río Magdalena, antes y después de las intervenciones hidráulicas. Se desarrollaron una serie de obras de ingeniería a lo largo del cauce principal, con el objetivo de canalizar la desembocadura, reducir la sección transversal del río, incrementar la velocidad del flujo, y aumentar la competencia para el transporte de sedimento (Alvarado, 2008). Por lo tanto, desde 1936 la desembocadura del río ha estado definida por un canal de descarga con forma rectangular (Figura 3-3c), forzado a seguir una orientación cuasi-rectilínea, mediante la construcción de dos EDC. A partir de 1961 (Figura 3-3d), el estuario del río Magdalena ha evolucionado morfológicamente, hasta las condiciones hidráulicas que mantiene hoy en día. A pesar de estas intervenciones, entre 1942 y 1945 se reportó nuevamente la ocurrencia de procesos adversos de sedimentación, particularmente la formación de una barra frontal en la

desembocadura del río. A partir de la construcción de estas estructuras se alteró el balance erosión-acreción a lo largo del frente deltaico, conduciendo a un retroceso significativo de la línea de costa, como puede observarse en la Figura 3-3 (Alvarado, 2008). Con la construcción del tajamar entre 1924 y 1936, se cortó el proceso normal de estabilización costera impidiendo la interacción del río con los sistemas costeros de la zona. Debido al cambio en el régimen de sedimentos aportados por el río Magdalena, se conformó un complejo estuarino conformado por la laguna costera llamada “Ciénaga Mallorcaín” y otros sistemas costeros (Isaza et al. 2007).

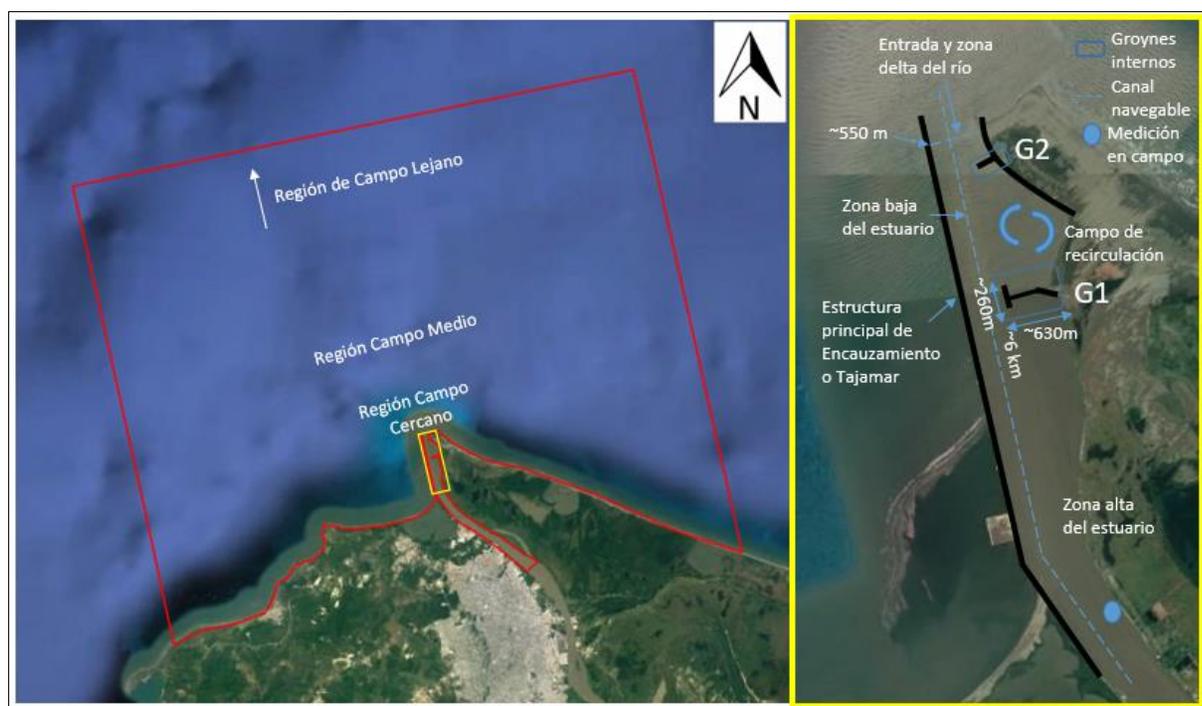


Figura 3-2. Descripción física del dominio de estudio. El dominio computacional está comprendido por un área $\sim 1794 \text{ m}^2$; en la imagen de la derecha se observa la región estuarina y se detallan los elementos físicos que la componen. Fuente: imagen tomada y editada de Google Earth.

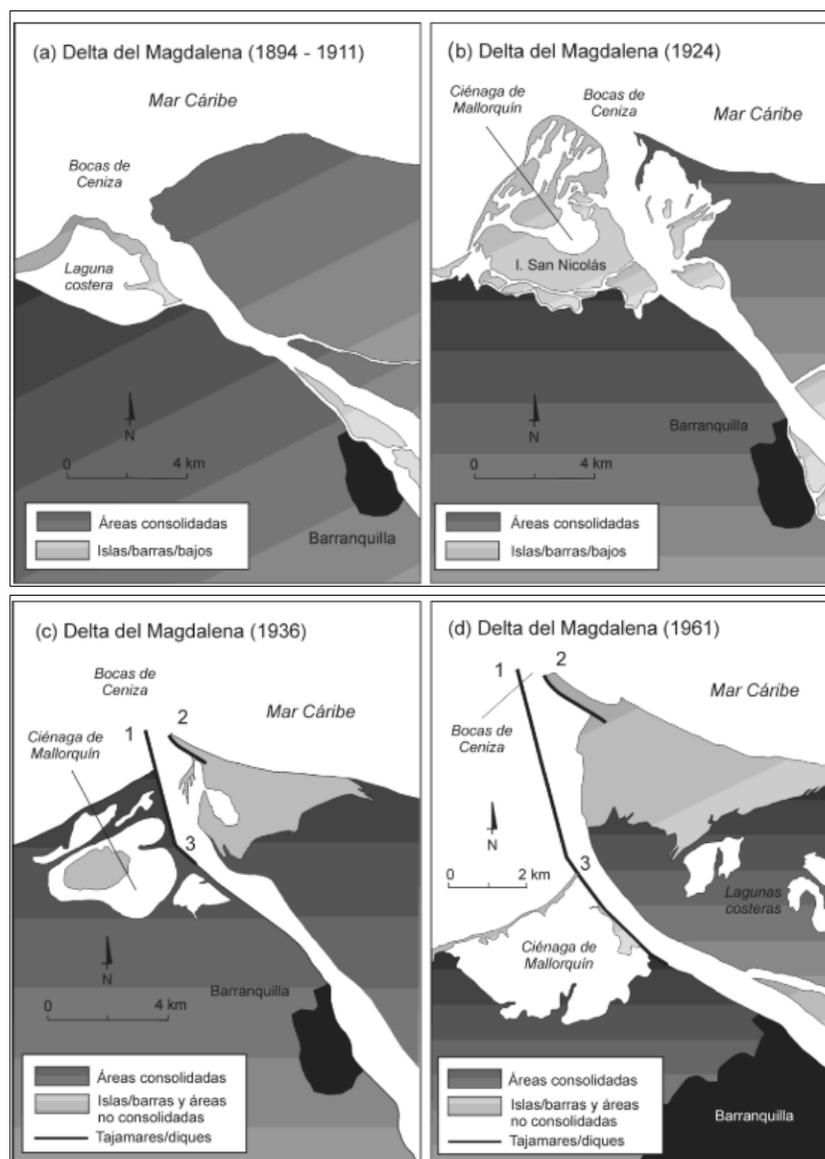


Figura 3-3. Representación esquemática del río Magdalena entre 1894 y 1961. Tomado de (J. C. Restrepo et al. 2016).

Actualmente, los problemas de calado que afectan la navegabilidad sobre el cauce principal del río Magdalena, se concentran principalmente en la zona de aproximación y entrada a la parte baja del estuario y en la zona del dique direccional (~14 km agua arriba de la entrada al estuario). En la Figura 3-4 se evidencia como desde la última semana de enero del 2019, se presentó el desplazamiento de una barra de sedimentos marinos desde

el litoral derecho de la zona de descarga del río, generando la pérdida de profundidad y ancho disponible para la navegación (CORMAGDALENA 2019).

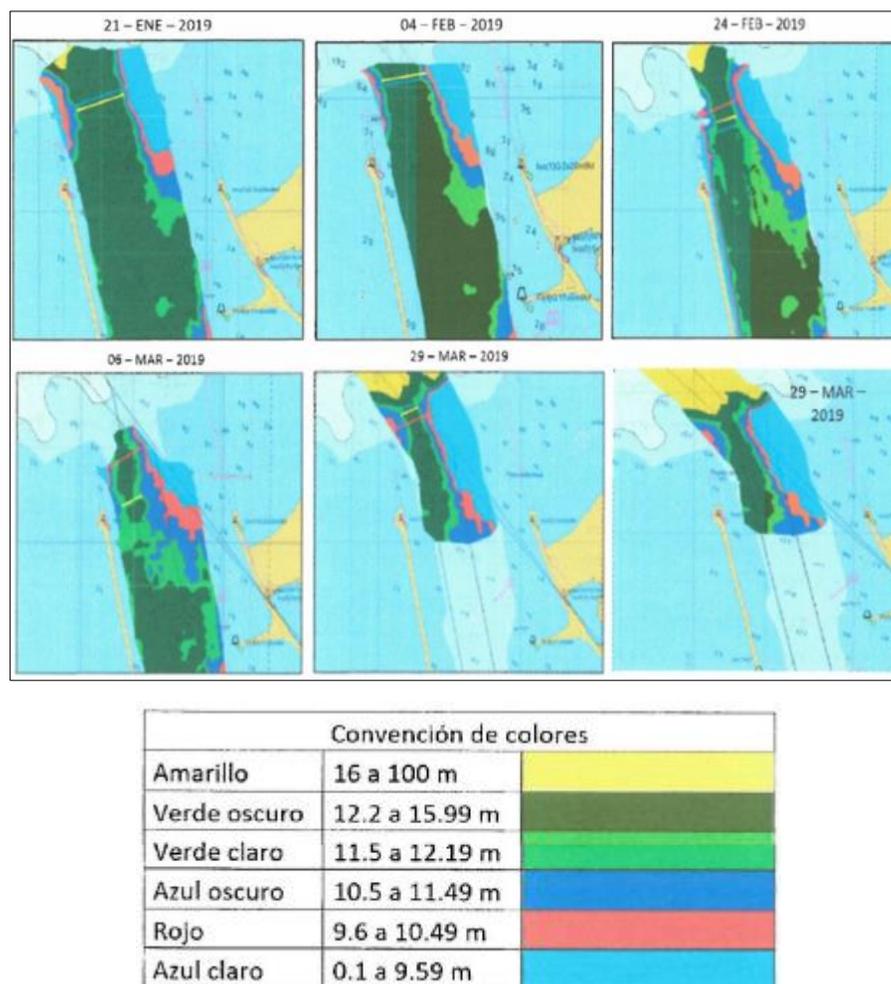


Figura 3-4. Observaciones de comportamiento hidro-sedimentológico de la zona portuaria del río Magdalena, mostrando un evento de sedimentación rápida de la entrada al estuario del río Magdalena, entre los días 21 de enero y 29 de marzo del 2019. La convención de colores representa las profundidades de la zona. Tomado de DIMAR.

3.1 Transporte de sedimentos en la cuenca baja del río Magdalena

Se han evidenciado los efectos de las intervenciones antropogénicas en la cuenca del río Magdalena, las cuales tienen la capacidad de aumentar la producción de sedimentos y alterar los patrones de circulación y deposición de sedimentos, aumentando a su vez,

las tasas de erosión (Bamunawala et al. 2018; Brandt 2000; Syvitski and Milliman 2007; Vörösmarty et al. 2003). (J. D. Restrepo and Escobar 2018) encontró relación entre el aumento de actividades antropogénicas en los últimos 50 años (deforestación), y la creciente tendencia de producción y transporte de sedimentos de los ríos tributarios de la cuenca del Magdalena, siendo el río Magdalena el principal sistema receptor de sedimentos. Al contrario de esto, el aumento en las tasas de producción y transporte de sedimentos, no deben atribuirse solo al cambio climático y la variabilidad de las precipitaciones, dado que no hay signos de aumento en la tendencia de precipitación, en las regiones de la cuenca del río Magdalena (J. D. Restrepo and Escobar 2018).

La Figura 3-5 muestra la concentración y transporte de sedimento en suspensión, registrado en el río Magdalena en la estación del IDEAM ubicada en el municipio de Calamar (10.248356° , -74.910706°), para el periodo de 1990-2010. Los registros muestran un valor máximo para la concentración de sedimento de 1.3 kg m^{-3} , en conjunto con el transporte de sedimento suspendido de $890 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$. Según (Higgins et al. 2016) el transporte de sedimentos en suspensión mostró una gran variabilidad interanual, debido a que, de igual forma, el flujo y las concentraciones de sedimentos en suspensión también presentaron una gran variabilidad interanual.

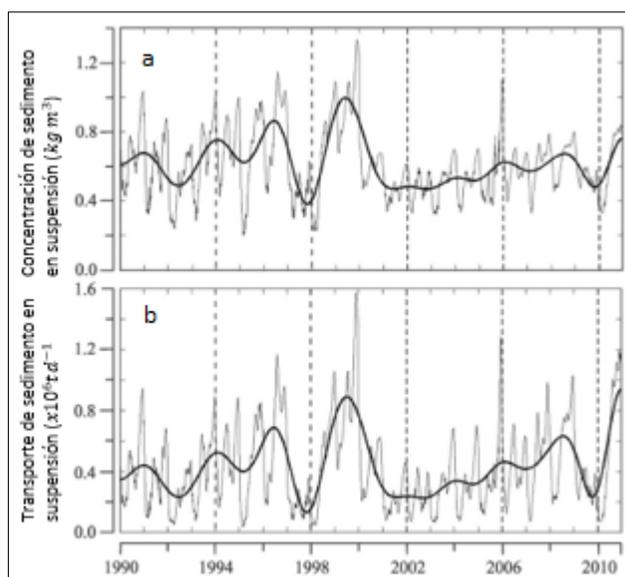


Figura 3-5. Concentración (a) y Transporte de sedimentos en suspensión para el periodo de 1990-2010. Tomado y adaptado de (Higgins et al. 2016).

La desembocadura del río Magdalena, se puede catalogar como un estuario que varía desde turbio a extremadamente turbio durante la temporada de bajo caudal. El debilitamiento de la mezcla vertical promueve la formación de una zona de máxima turbidez, claramente definida en ambas estaciones (J. C. Restrepo et al. 2016). En la época de alta descarga fluvial, en la capa superior de la columna de agua, se ha registrado una variación de la concentración de sedimento suspendido (CSS) entre 2200 y 2700 mg l⁻¹ y aumentó a >3500 mg l⁻¹ hacía el fondo. Además, los gradientes de CSS verticales fueron más altos dentro de la boca y en la zona frontal del delta, donde el CSS ascendió a ~ 1500 mg l⁻¹ en la superficie del agua y disminuyó a 300 y 450 mg l⁻¹ en las capas inferiores (J. C. Restrepo et al. 2016). Restrepo et al. (2018) encontró que durante la temporada de baja descarga fluvial, los gradientes de CSS verticales fueron más altos, presentando valores de 3100 mg l⁻¹ en la columna de agua superior, aumentando a >6700 mg l⁻¹ en la parte inferior. Las CSS más altas en la boca y el frente delta se observaron en la capa superior de la columna de agua. Además, en la desembocadura del río registraron CSS de 2600 mg l⁻¹ y 900 mg l⁻¹, tanto en la capa superficial como en la inferior, respectivamente. En la zona delta la CSS osciló entre 1100 y 2100 mg l⁻¹ dentro de la capa superficial de la columna de agua y varió entre 100 y 200 mg l⁻¹ en la parte inferior. Mediciones realizadas por J. C. Restrepo et al. (2016) determinaron que las mayores concentraciones de tamaños de partículas suspendidas dominantes, observados en la columna de agua, fueron limo grueso (76,4% del peso total). Limo medio fue nuevamente predominante en abril del año 2013, con el 65.4% del peso total. Las partículas del tamaño de arena representaron el 7,1% durante la temporada de alta descarga, con escasa presencia durante la época de baja descarga (Figura 3-6).

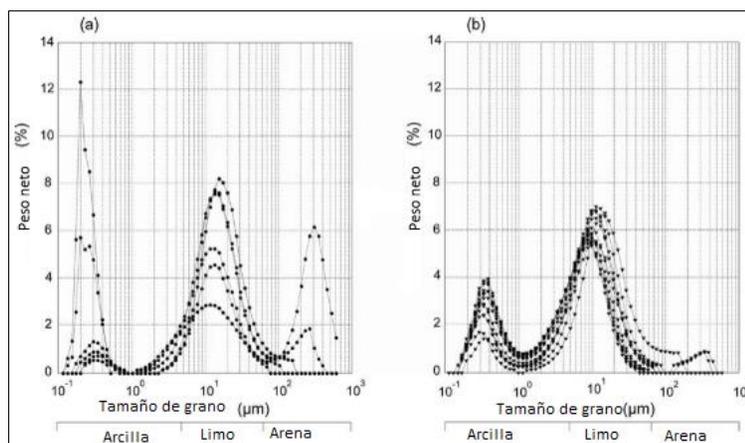


Figura 3-6. Los tamaños de partículas suspendidas medidos en la parte superior de la columna de agua durante (a) noviembre de 2012 (temporada alta de descarga de río) y (b) abril de 2013 (temporada de baja descarga de río). Tomado y adaptado de (*J. C. Restrepo et al. 2016*).

3.2 Problemática local

Aun cuando la presente investigación está enmarcada dentro de un contexto de ciencia, las aplicaciones ingenieriles para el desarrollo económico y ambiental de la región son innegables. El propósito de este trabajo trasciende más allá de aportar al entendimiento de fenómenos naturales que ocurren en regiones costeras y estuarinas. Localmente, las constantes y precarias condiciones navegables del río Magdalena repercuten en aspectos económicos, políticos y ambientales, obviamente con un componente social incluido. Es un trabajo complejo y tampoco hace parte de los objetivos de esta investigación, estimar el costo de restringir durante años, la navegación comercial sobre el cauce principal del Magdalena. Sin embargo, es posible hacer una estimación basada en los siguientes datos: solo en los dos últimos años por concepto dragados, para sostener la navegabilidad desde la entrada al canal de acceso, hasta la zona portuaria de la ciudad de Barranquilla, la agencia estatal CORMAGDALENA invirtió ~ \$US 6.2 millones. Se estima que el sobrecosto por desviar un buque de Barranquilla a Cartagena puede estar entre US\$20.000 y US\$40.000. Actualmente, el Gobierno Nacional de Colombia garantizó recursos por \$37.999 millones COP (~ US 10,954.000), para el mantenimiento y la recuperación del canal navegable del río Magdalena entre las ciudades

de Barranquilla y Barrancabermeja durante el 2020 (CORMAGDALENA 2019). La importancia de la actividad portuaria para la ciudad de Barranquilla, no solamente está relacionada con la posición estratégica, frente a los demás puertos marítimos del país, también representa para la ciudad junto con el sector industrial, la mayor fuente de ingreso. La pérdida de competitividad comercial y como zona estratégica dentro de la región, son solo algunas de las consecuencias de las condiciones erráticas de sedimentación, en el estuario y delta del río Magdalena. En los últimos años, en reiteradas ocasiones se han declarado estados de emergencia (Patiño 2018), con el fin de disponer de mayores recursos económicos, solo para trabajos reactivos de dragados.

Como se ha mencionado arriba, el río Magdalena presenta unas condiciones hidráulicas y de flujo que son estacionales. Además, de experimentar en gran parte de su cuenca de drenaje, fuertes procesos de erosión por pérdidas en la cobertura vegetal, vertimientos de aguas residuales e industriales, y por el embalsamiento de su caudal en diferentes lugares de su cauce natural aguas arriba (J. D. Restrepo and Escobar 2018). El enorme vacío que existe dentro de los sistemas de monitoreo, de parámetros hidro-sedimentarios como caudales diarios, velocidades de corrientes y aforos de transporte de sedimentos, no solo dificultan la toma de decisiones para hacer frente a los problemas de calado, también truncan el desarrollo de investigaciones que permitan ampliar el conocimiento que se tiene de la dinámica del río Magdalena.

4. METODOLOGÍA Y DATOS

4.1 Configuración del modelo

En esta investigación exploraremos mediante simulaciones numéricas la sensibilidad de la región costera-estuarina del río Magdalena, frente a cambios espaciales y temporales en los patrones de circulación y transporte de SF. Profundizando en determinar el efecto de las EDC en la distribución del SF y, como determina la evolución morfológica de zonas como la región de descarga del río Magdalena. El análisis de los patrones de circulación y transporte de SF bajo diferentes condiciones de borde, está definida por la variabilidad estacional de tres épocas climáticas (e.g. secas, transición y lluvias), con una resolución horaria. De tal forma, es posible observar rápidamente las variaciones en los patrones de erosión/depositación, por alteraciones de origen antropogénico o natural, en sistemas altamente dinámicos.

Los experimentos numéricos se desarrollaron mediante el sistema de modelación hidrodinámica MOHID (Leitão et al. 2008). Desde principios de la década de 1990, MOHID ha sido desarrollado por el Centro de Investigación Marina de Tecnología Ambiental (MARETEC), en el Instituto Superior Técnico de Lisboa (IST). Posteriormente, el modelo ha estado en permanente evolución, siendo aplicado por otros centros de investigación y empresas para abordar una amplia gama de procesos (Brito et al. 2015; Guilherme Franz et al. 2017; Ruiz-Villarreal et al. 2002; Santoro, Fossati, and Piedra-Cueva 2013; Tosic et al. 2019).

La adaptación del modelo a la zona de estudio requiere de un set de datos, previamente procesados en el formato de entrada del modelo, que permitan representar espacial y temporalmente las características más representativas del fenómeno físico que se desea estudiar. Esta información se obtuvo mediante la consulta de las bases de datos, de varias instituciones científicas de Colombia, encargadas del levantamiento de datos, gestión y monitoreo de los recursos hídricos y ambientales (e.g. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM y Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas, CIOH). Principalmente, se debe disponer de caracterizaciones batimétricas, datos meteorológicos (e.g. velocidad y dirección del

viento), estimación de caudales de descarga fluvial y concentración de SF. Con el paquete de herramientas incorporadas al modelo para el pre-procesamiento de la información, se genera el archivo de batimetría de la zona de estudio. Para representar computacionalmente el dominio de estudio, primero se configura la malla numérica, la cual debe cumplir con criterios de estabilidad numérica, costo computacional y precisión deseada. Se implementan polígonos para representar las zonas que son suelo, y se suministra las elevaciones de profundidad.

Las condiciones meteorológicas fueron obtenidas de la base datos *HYDRAS 3* del IDEAM. Se descargaron los registros de las mediciones de velocidad y dirección del viento, humedad relativa, temperatura del aire y radiación solar con una resolución horaria, para los periodos de simulación comprendidos en el año 2018. Esta información ha sido agrupada en un archivo de columnas XYZ, e ingresado como condición de borde del sistema, para cada simulación determinada. En la Figura 4-1 se observan la velocidad y dirección del viento para las tres épocas de simulación propuestas.

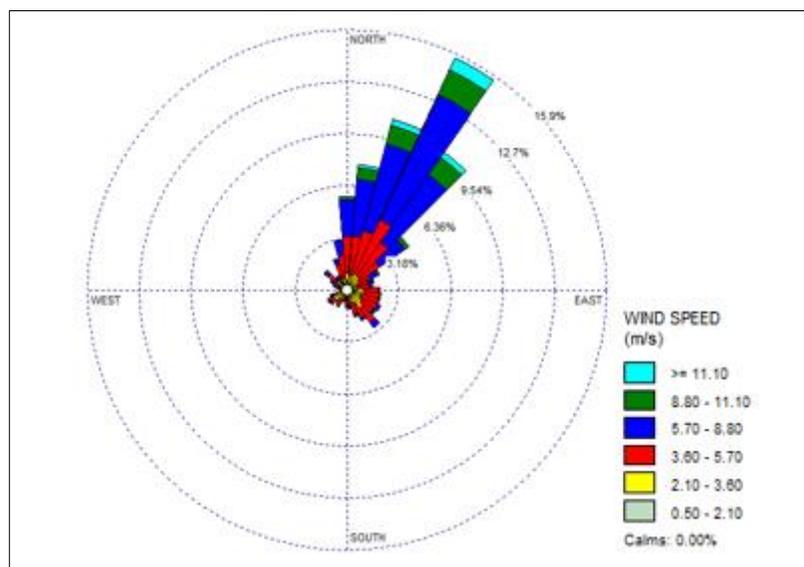


Figura 4-1. Rosa del viento horaria de la zona de estudio. Velocidad del viento obtenida del Hydras 3 (www.ideam.gov.co), con una resolución de una hora. Se muestra información relacionada al año 2018.

La batimetría de la región oceánica fue generada a partir del producto GEBSCO One Minute Grid (www.gebco.net). La batimetría del estuario del río Magdalena se obtuvo de

la base de datos del CIOH, descargado en formato digital PDF. Fue necesario georreferenciarla mediante el software AUTOCAD, para representar la información de coordenadas en cada punto de medición y transformarlo a formato de entrada del modelo (tipo ASCII). Como estos productos no resuelven el canal de acceso navegable y zona de descarga fluvial, el plano batimétrico (253_011_MARITIMA) del río Magdalena fue digitalizada y unificada con las otras fuentes de información batimétrica, tanto del canal de acceso navegable como de la región oceánica, para formar un solo archivo en formato XYZ. La información relacionada con las características y concentraciones del sedimento, utilizadas para la configuración del modelo numérico, se obtuvieron principalmente de la consulta de los trabajos desarrollados por Higgins et al. (2016) y J. C. Restrepo et al. (2016, 2018). Los datos de caudales fueron obtenidos de las estaciones hidro-meteorológicas del IDEAM, previa solicitud de información. Otros de datos de campo, relacionado con caudales fueron obtenidos de J. C. Restrepo et al. (2016, 2018).

4.2 Calibración

La calibración del modelo es una etapa crucial, dentro de las metodologías basadas en la implementación de herramientas numéricas. El proceso de calibración consiste en ajustar ciertos parámetros del modelo, que permitan lograr el mejor rendimiento del modelo para determinadas zonas de estudio y aplicaciones específicas. Poca atención a esta etapa puede dar como resultado un rendimiento deficiente y predicciones poco confiables. Por lo tanto, se debe alcanzar cierto grado de compromiso entre la complejidad del fenómeno natural y la representación del modelo (Williams and Esteves 2017).

En esta investigación, los resultados del modelo hidrodinámico fueron comparados con datos de velocidades medidas en campo por Ospino et al. (2018), en donde usaron un perfilador acústico de corrientes mediante efecto Doppler (ADCP), para tener perfiles de velocidad de corrientes dentro del estuario del río Magdalena. La propagación de la marea dentro del estuario también fue comparada con datos de elevación levantados por el CIOH.

Aunque es común validar modelos numéricos basado en el ajuste visual entre las predicciones del modelo y mediciones de campo, en esta investigación el error en las predicciones del modelo se cuantificará en términos de las unidades de la variable calculada, mediante la raíz del error cuadrático medio (RMSE) (4.1). El valor RMSE a menudo se expresa como un porcentaje, donde los valores más bajos indican menos varianza residual y, por lo tanto, un mejor rendimiento del modelo (Williams and Esteves 2017),

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - S_i)^2}{N}} \quad (4.1)$$

Donde M_i y S_i representan los datos medidos y simulados respectivamente, y N es el número de datos.

5. SIMULACIONES NUMÉRICAS

5.1 Hidrodinámica

El modelo de flujo de superficie resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes (5.1 y 5.2), considerando las aproximaciones de Boussinesq e hidrostáticas, usando el método de volúmenes finitos (Cancino and Neves 1999; Martins et al. 2001). Con la implementación de MOHID, se pueden realizar simulaciones de áreas costeras y estuarinas, que presenten una compleja batimetría (Braunschweig et al. 2004).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (5.2)$$

$$\partial_z p + gp = 0 \quad (5.3)$$

Donde u , v , w son componentes de los vectores de velocidad en la dirección x , y , z respectivamente, f es el parámetro de Coriolis, p representa la presión, ρ densidad del agua, g gravedad y A_H , A_V las viscosidades turbulentas en las direcciones horizontal y vertical.

El modelo resuelve las ecuaciones 5.4 y 5.5 para el transporte de salinidad y temperatura, respectivamente y, pueden ser escritas de la siguiente forma (Cancino and Neves 1999; Martins et al. 2001):

$$\frac{\partial(S)}{\partial t} + \frac{\partial(uS)}{\partial x} + \frac{\partial(vS)}{\partial y} + \frac{\partial(wS)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial(T)}{\partial t} + \frac{\partial(uT)}{\partial x} + \frac{\partial(vT)}{\partial y} + \frac{\partial(wT)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5.5)$$

donde S y T son la salinidad y la temperatura, t es el tiempo, x , y son las coordenadas horizontales, z es la coordenada vertical, K_H , K_V son los coeficientes de salinidad y difusión de calor horizontal y vertical y u , v , w son los componentes de velocidad de flujo en las direcciones x , y , z .

5.2 Representación del dominio computacional

El dominio de estudio es discretizado espacialmente mediante el método de volúmenes finitos. El nivel del agua y la velocidad vertical, se calculan a través de la ecuación de continuidad integrada en toda la columna de agua, o se aplican a cada volumen de control. Las ecuaciones se resuelven mediante un algoritmo semi-implícito de dirección alterna (ADI), en una malla numérica estructurada tipo Arakawa C-grid (Figura 5-1). La cual tiene como característica principal un espaciado variable, que va desde 400 metros, hasta un refinamiento en la zona del estuario y delta del río Magdalena de 100 metros, para una mayor representación del flujo de corrientes y sedimentos en esta zona. Las dimensiones de la malla son de 176x110 celdas, para un total de 19,360 elementos y una inclinación de 12° para un mejor ajuste a la orientación del estuario del río Magdalena. A partir de la malla numérica, se generaron los archivos de batimetría que se implementaron para el desarrollo de las simulaciones (Figura 5-1 y Figura 5-2).

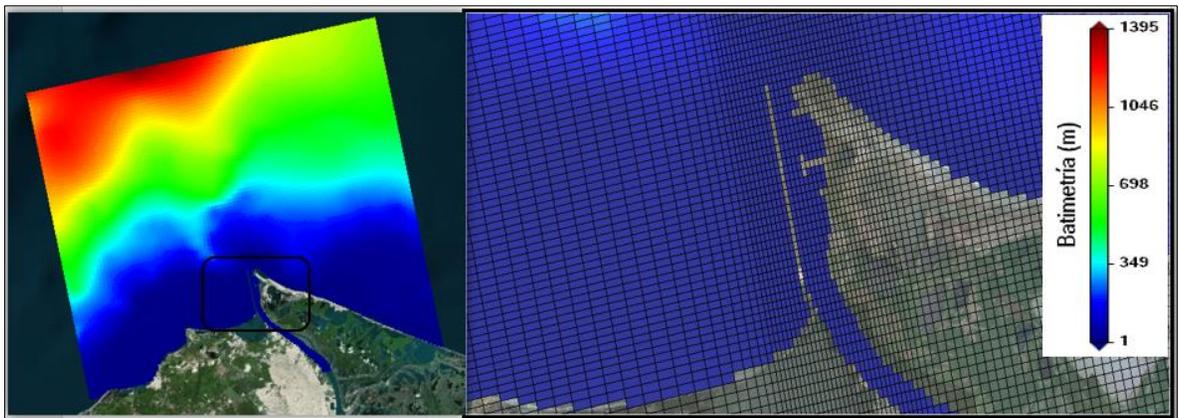


Figura 5-1. Batimetría del modelo para todo el dominio computacional (Izq.) y detalles a mayor escala de la malla numérica de espaciado variable, empleada en las simulaciones de la zona costera-estuarina del río Magdalena.

El tipo de coordenada vertical que se usó, es el resultado de varias pruebas, en donde se evaluó el rendimiento computacional y precisión, para reproducir los fenómenos físicos presentes en el dominio computacional. Teniendo en cuenta que, los sistemas de coordenadas por si solos presentan ventajas y desventajas (Song and Hou 2006), y por las altas profundidades presentes en la zona, se ha optado por un enfoque mixto, configurado con un total de 16 capas verticales, 6 capas tipo CARTESIANAS y 10 capas tipo SIGMA ubicadas encima de las anteriores. Esto permitirá un mejor ajuste de las capas al dominio estuarino y, a la región de transición entre las líneas de costa y las zonas de aguas profundas, evitando la generación de corrientes artificiales. La viscosidad turbulenta es calculada de forma diferente para las direcciones horizontal y vertical (G. Franz et al. 2017). La viscosidad turbulenta horizontal se define como un valor constante, basado en la resolución de la cuadrícula y una velocidad de referencia, o como una función de los gradientes de velocidad horizontal basado en Smagorinsky (1963). Para la viscosidad turbulenta horizontal se asignó el valor de $9 \text{ m}^2/\text{s}$ (considerando un 10% del tamaño de la malla en metros (100 m) por una velocidad de referencia promedio de 0.9 m s^{-1}). La viscosidad turbulenta vertical se calcula mediante el *General Ocean Turbulence Model* (GOTM), que está acoplado a MOHID y consiste en un grupo de modelos para el cierre de la turbulencia que incluyen un modelo $k-\varepsilon$ (5.6) y un modelo kl de segundo orden de Mellor-Yamada (Mellor and Yamada 1982; Ruiz Villarreal et al. 2005). La marea es impuesta al modelo hidrodinámico, en los límites abiertos del dominio oceánico, por medio del atlas global de mareas de solución de elementos finitos (FES2004) (Lyard et al. 2006).

$$\partial_t \varepsilon - \partial_z (\nu_\varepsilon \partial_z \varepsilon) = \frac{\varepsilon}{k} (C_{\varepsilon 1} P + C_{\varepsilon 3} B - C_{\varepsilon 2} \varepsilon) \quad (5.6)$$

La difusión de Eddy para ε es modelada como:

$$\nu_\varepsilon = \frac{V_t}{\sigma_\varepsilon} \quad (5.7)$$

Donde $\sigma_\varepsilon = 1.08$ (Burchard, Petersen, and Rippeth 1998); $C_{\varepsilon 1} = 1.44$, $C_{\varepsilon 2} = 1.92$ (adoptados de Rodi (1980)); $C_{\varepsilon 3}$ = producción de flotabilidad; P = producción de corte; k = energía cinética turbulenta; B = producción de flotabilidad; ε = tasa de disipación. La kL -

ecuación, la cual ha sido designada por Mellor and Yamada (1982) es el resultado de varias consideraciones empíricas,

$$\partial_t(kL) - \partial_z(\nu_L \partial_z(kL)) = L \left[C_{L1} P + C_{L3} B - \left(1 + E_2 \left(\frac{L}{L_z} \right)^2 \right) \epsilon \right] \quad (5.8)$$

Donde P = producción de corte; k = energía cinética turbulenta; B = producción de flotabilidad; ϵ = tasa de disipación; L = longitud macro turbulenta; L_z = escala de longitud barotrópica; $C_{L1} = C_{L3} = 0.9$; $E_2 = 1.33$. Para mayor profundidad puede consultar (Burchard, Bolding, and Villarreal 1999).

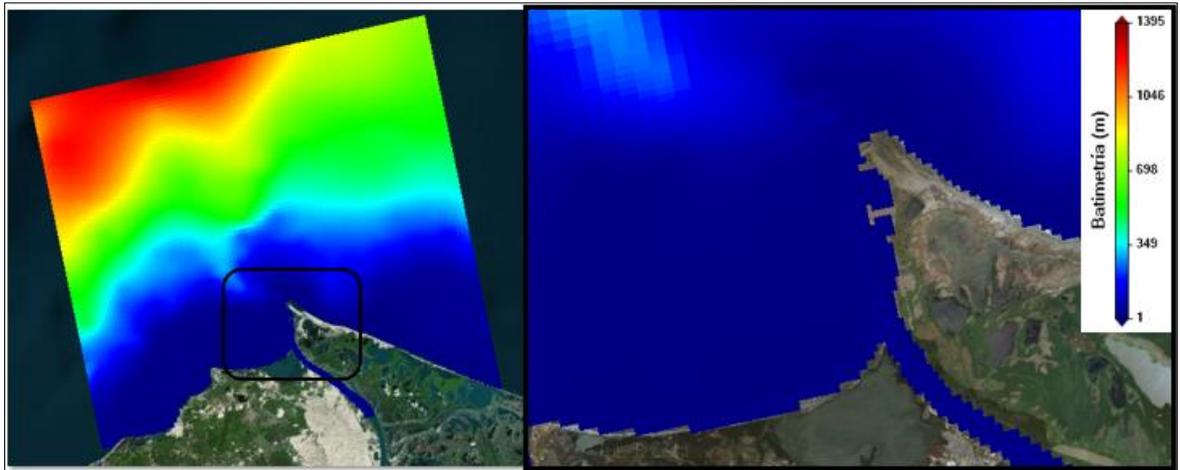


Figura 5-2. Batimetría del modelo (Izq.) para simulaciones sin presencia de estructura de defensa costera y un acercamiento a la zona del estuario del río Magdalena (Der.).

La solución de las ecuaciones de continuidad y Navier-Stokes, requiere establecer condiciones de borde adecuadas para los límites laterales, superficiales y de fondo (e.g. suelo y océano abierto). Con el MOHID se dispone de una variedad de metodologías, para la imposición de condiciones de borde, las cuales son: Dirichlet, Neumann, Radiación, Cíclico, Relajación (Guilherme Franz et al. 2017). En algunos casos se pueden establecer combinaciones. Las condiciones de borde hidrodinámicas (nivel del agua, corrientes de velocidades, salinidad y temperatura) para el modelo se configuraron mediante un esquema de relajación junto con la condición de radiación de Flather. En la superficie, se considera los flujos de momento impulsados por el viento. En el fondo del dominio, ante la ausencia de corrientes por oleaje, el esfuerzo cortante del fondo y el

inicio de movimiento del sedimento, se da mediante las corrientes impulsadas por el río. La marea se propagó dentro del dominio computacional con el esquema de radiación Flather (1976), que irradia ondas gravitacionales externas sobre la perturbación producida por otros mecanismos, como el viento y la fuerza de Coriolis.

5.3 Transporte de Sedimento Fino

El modelo de transporte de sedimentos fue configurado para permitir la simulación de la dinámica de los sedimentos en sistemas naturales, considerando el esfuerzo de fenómenos físicos en la dinámica de las corrientes y mecanismos de transporte (Guilherme Franz et al. 2017). A medida que el SF forma flóculos, el diámetro de las partículas individuales se vuelve irrelevante para su transporte, por lo que, el sedimento en suspensión se define como una clase única. El sistema MOHID asume que el transporte de sedimentos finos se da únicamente en suspensión. De esta forma, el transporte es calculado mediante la ecuación de advección-difusión tridimensional (5.6) para el SF.

$$\frac{\partial C_m}{\partial t} + \frac{\partial u C_m}{\partial x} + \frac{\partial v C_m}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_m) C_m}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon_x \frac{\partial C_m}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon_y \frac{\partial C_m}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\epsilon_z \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) = 0$$

(5.6)

Donde t es el tiempo (s), x , y , z son las direcciones en la horizontal y vertical (m), y c_m son la concentración de masa (kg m^{-3}) de la fracción de SF; u , v , w son los componentes de velocidad (m s^{-1}); ϵ_x , ϵ_y , ϵ_z son los coeficientes difusivos de vorticidad horizontal y vertical ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); y w_m es la velocidad de asentamiento para el SF. La velocidad de asentamiento $W_s (\text{ms}^{-1})$ es definida como un valor constante, teniendo en cuenta la velocidad, el esfuerzo cortante del flujo y el peso específico de la partícula, los valores de referencias fueron tomados de (Higgins et al. 2017). En donde se estableció un rango en la velocidad de asentamiento entre $0,23 - 3,15 \text{ mm s}^{-1}$ para partículas con un d_{50} entre 9 y $55 \mu\text{m}$, teniendo en cuenta que el sedimento que conforma el fondo del estuario del río Magdalena está compuesto principalmente por SF (Higgins et al. 2017).

5.3.1 Erosión y Depositación

Para el cálculo de la erosión y depositación se parte de la premisa de que, estos dos procesos no ocurren en simultáneo. Los intercambios entre el fondo y la columna de agua, son calculados mediante la fórmula para la erosión propuesta por (Partheniades 1965) descrita en la ecuación 5.7, y mediante la fórmula para la depositación propuesta por (Krone 1962) descrita en la ecuación 5.8.

$$\frac{\partial M_E}{\partial t} = E \left(\frac{\tau}{\tau_E} - 1 \right) \text{ para } \tau > \tau_E \quad (5.7a)$$

$$\frac{\partial M_E}{\partial t} = 0 \text{ para } \tau < \tau_E \quad (5.7b)$$

$$\frac{\partial M_D}{\partial t} = CW_s \left(1 - \frac{\tau}{\tau_D} \right) \text{ para } \tau < \tau_D \quad (5.8a)$$

$$\frac{\partial M_D}{\partial t} = 0 \text{ para } \tau > \tau_D \quad (5.8b)$$

Donde τ es el esfuerzo cortante del fondo (Nm^{-2}), τ_E es el esfuerzo cortante crítico para la erosión Nm^{-2} , E es la tasa de erosión y τ_D es el esfuerzo cortante para la depositación (Nm^{-2}).

El flujo de partículas desde el fondo hacia la columna de agua, tienen lugar cuando el esfuerzo cortante del fondo supera el valor crítico para la erosión, al contrario, el flujo de partículas de la columna de agua hacia el fondo, ocurre cuando el esfuerzo cortante cae por debajo de un esfuerzo cortante crítico para la depositación. Las unidades del flujo de partículas tanto para la erosión como para la depositación se establecen en ($kg m^{-2} s^{-1}$). La tasa de erosión generalmente se define como 5×10^{-5} ($kg m^{-2} s^{-1}$) basado en (Mulder and Udink 1990). El método desarrollado por Soulsby and Clarke (2005) se implementó en el modelo para calcular las tensiones de corte del fondo, debido al efecto combinado de ondas y corrientes. La longitud de rugosidad del fondo se basó en la calibración del modelo hidrodinámico. En la Tabla 5-1 se muestra un resumen de los parámetros usados para configuración del modelo de transporte de SF.

Tabla 5-1. Parámetros para el cálculo del transporte de sedimento fino.

| Nombre | Valor | Unidades |
|-------------------------------------|----------------------|----------------------|
| Velocidad de caída | 0.0003 | $m\ s^{-1}$ |
| Tasa de erosión | 5×10^{-5} | $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$ |
| Rugosidad de fondo | 2.5×10^{-3} | M |
| Esfuerzo cortante para erosión | 1.4-1.8 | Nm^{-2} |
| Esfuerzo cortante para depositación | 2.5-3.5 | Nm^{-2} |

5.4 Experimentos numéricos

Se ha propuesto un grupo de simulaciones orientadas a describir los mecanismos de circulación y transporte que dominan en la zona de estudio, y su sensibilidad a las condiciones forzantes del sistema. El modelo calcula el campo vectorial de velocidades para el dominio barotrópico, como base para determinar la concentración de sedimento en el dominio computacional, en donde la CSF en los límites oceánicos se establece como constante.

El desarrollo del set de simulaciones empieza con un escenario de control (CTR) y, un grupo de simulaciones tipo caso, donde se modificó un aspecto de la simulación CTR. De esta manera, fue posible cuantificar la influencia de cada forzante sobre el sistema (e.g. caudal, viento, marea, altura del mar y geometría de los groynes). La simulación CTR fue configurada con las condiciones promedio de la zona de estudio. Como condiciones de borde y forzantes del sistema, se impuso el caudal de descarga, la marea, el viento y la presencia de un conjunto de estructura de defensa costera. En el escenario CTR, como condición de borde en el límite aguas arriba del río, se forzó el modelo con un flujo promedio y CSS de $6334.9\ m^3s^{-1}$ y $3000\ mg\ L^{-1}$ respectivamente. El efecto de la variabilidad estacional de descarga fluvial sobre la dinámica sedimentaria, se evaluó con los escenarios de bajo caudal (BQ) y alto caudal (AQ). En donde el modelo fue forzado para el escenario BQ, con un caudal y concentración de SF de $2465\ m^3s^{-1}$ y $4500\ mg\ L^{-1}$ respectivamente y, para el escenario AQ con un caudal y concentración de SF de 16400

m^3s^{-1} y 2500 mg L^{-1} respectivamente. La influencia de la magnitud del viento y la marea de la zona, se estudió en los escenarios SV, SM y SVM. Un resumen de las simulaciones y sus principales características está dado en la Tabla 5-2. Con la construcción del tajamar en la delta del río Magdalena se está promoviendo el retroceso sostenido del sistema de lagunas costeras. Por lo tanto, el escenario ST, se construyó a partir de la siguiente pregunta, ¿Qué pasaría si restauramos el estuario del río Magdalena a sus condiciones naturales? ¿El sistema de lagunas costeras podría volver a su lugar pre-tajamar? La pregunta se aborda evaluando la formación de nuevas zonas de depositación sedimentaria a escala local, considerando los caudales estacionales de cada escenario, con una resolución temporal horaria. De esta forma, se podrá evaluar rápidamente el impacto de modificaciones artificiales y naturales, en los patrones de sedimentación y erosión.

La simulación también sirve para revisar los efectos, positivo y negativos, sobre la sedimentación dentro del estuario. De igual manera, en el escenario SG, se evalúa el efecto de los groynes internos ubicados en la zona baja del estuario, sobre las condiciones de flujo y sedimentación dentro del estuario. Finalmente, en la simulación WJ se investigó un diseño alternativo para el tajamar incorporando un weir jetty, bajo la hipótesis que tal modificación podría ayudar a recuperar el complejo costero de lagunas sin comprometer la navegabilidad del canal.

Uno de las consecuencias más características del cambio climático es el aumento del nivel del mar (Yang et al. 2015). En el escenario SLR se estudió los efectos del aumento del nivel del mar, en la hidrodinámica y transporte de SF, dentro del estuario y zona delta del río Magdalena. Con el objetivo de analizar únicamente los efectos del aumento del nivel del mar, en el escenario SLR no se tuvieron en cuenta las variaciones del caudal de descarga fluvial y en el viento, siendo usado un caudal promedio de descarga del río Magdalena.

Tabla 5-2. Escenarios de simulación y forzantes impuestos.

| Escenario | Caudal de descarga (m^3s^{-1}) | CSS (mg L^{-1}) | Marea | Viento | Estructuras costeras | Nivel del agua (m) |
|-----------|--|----------------------------|-------|--------|----------------------|--------------------|
| CTR | 6050 | 3000 | ✓ | ✓ | ✓ | 0.11 |
| BQ | 2465 | 4500 | ✓ | ✓ | ✓ | 0.11 |
| AQ | 16400 | 2500 | ✓ | ✓ | ✓ | 0.11 |
| SV | 6050 | 3000 | ✓ | ○ | ✓ | 0.11 |
| SM | 6050 | 3000 | ○ | ✓ | ✓ | 0.11 |
| ST | 6050 | 3000 | ✓ | ✓ | ○ | 0.11 |
| SLR | 6050 | 3000 | ✓ | ✓ | ✓ | 0.25 - 1.0 |
| SVM | 6050 | 3000 | ○ | ○ | ✓ | 0.11 |
| SG | 6050 | 3000 | ✓ | ✓ | ○ | 0.11 |
| WJ | 6050 | 3000 | ✓ | ✓ | ○ | 0.11 |

Nota 1: Nomenclatura de los escenarios de simulación. CTR: Escenario de control; BQ: Bajo caudal; AQ: Alto caudal; SV: Sin viento; SM= Sin marea; SE= Sin estructura de defensa costera; SLR= Aumento artificial del nivel del agua; WJ= basado en el funcionamiento de los *Weir Jetty*.

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

El período simulado cubre la dinámica hidro-sedimentaria de la zona costera-estuarina del río Magdalena para diferentes condiciones de flujo. De esta forma, la variabilidad estacional de descarga del río puede variar entre $2.400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, pasando por un flujo promedio de $6.050 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, hasta eventos extremos de inundación donde el río ha alcanzado descargar $\sim 16.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Por lo anterior, el equilibrio resultante de la interacción entre las fuerzas fluviales y marinas tiende a variar según la época climática. Los resultados de esta investigación están enfocados en mostrar patrones de corrientes y la dinámica del SF (e.g. erosión y depositación) bajo diferentes condiciones de bordes. En los escenarios donde la marea y el viento se fijaron como condición de borde las magnitudes se establecieron iguales, con el fin de permitir una comparación equilibrada entre escenarios (ver tabla 5-2). En la sección 6.2, analizaremos la evolución del sedimento suspendido descargado por el río Magdalena, en el mar Caribe (océano Atlántico). La mayoría de los análisis y observaciones, consideran los procesos que ocurren en regiones específicas de la pluma del río. En consecuencia, segmentamos el análisis del transporte del sedimento en tres regiones de principal interés como son: dentro del estuario, la región de campo cercano (*Near-field region*) y la región de campo medio (*Mid-field region*), descritos anteriormente. La comparación de los resultados de transporte de sedimentos, entre los escenarios tipo caso con respecto al escenario CTR, se hizo mediante la diferencia de las concentraciones de sedimentos suspendidos y depositados en el fondo, durante el último día de simulación de cada escenario. En donde el color azul, representa las zonas de sedimento suspendido y depositado a favor del escenario CTR, las tonalidades amarillo-rojo representan las zonas donde la diferencia es a favor en los escenarios tipo caso.

6.1 Calibración del modelo hidrodinámico

Como se ha explicado anteriormente, el proceso de sedimentación está determinado en gran medida por la velocidad de flujo y, específicamente por su gradiente vertical cerca

al fondo. Por tanto, para estudiar la dinámica sedimentaria es crucial establecer la habilidad del modelo para reproducir la velocidad real dentro del río.

Como se muestra en la

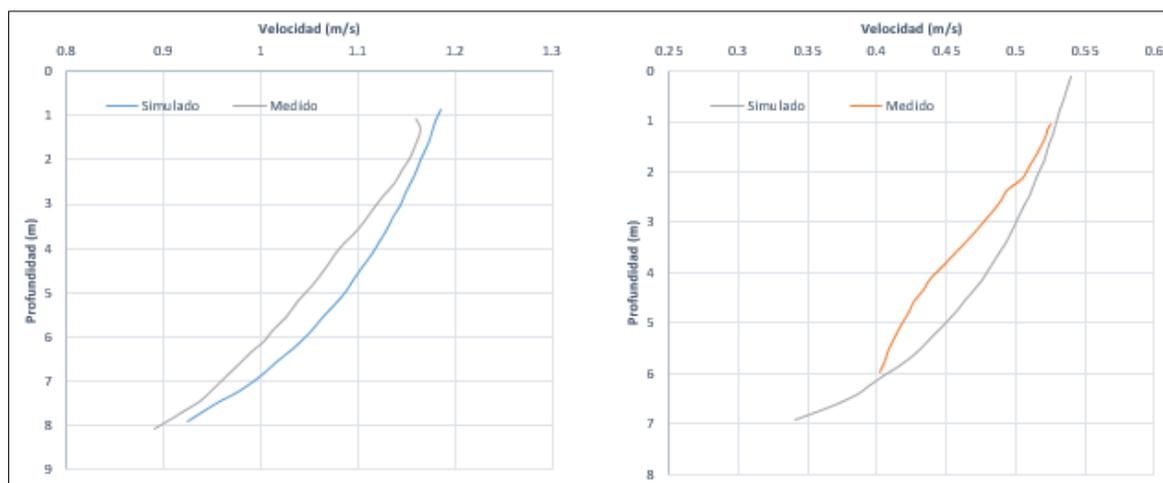


Figura 6-1 y 6-2, el perfil vertical de velocidad y niveles de la marea simulada, reproduce satisfactoriamente los datos medidos en campo mediante ADCP en (Ospino et al. 2018) para los períodos de simulación bajo condiciones de secas y lluvias. Dando un valor RMSE de 0.1 para el nivel del agua; y un valor RMSE de 0.04 y 0.02 para la velocidad de flujo durante temporada de alto y bajo caudal sucesivamente. Los principales parámetros que se ajustaron para la calibración fueron, el coeficiente de rugosidad de fondo y el nivel de referencia en el módulo hidrodinámico.

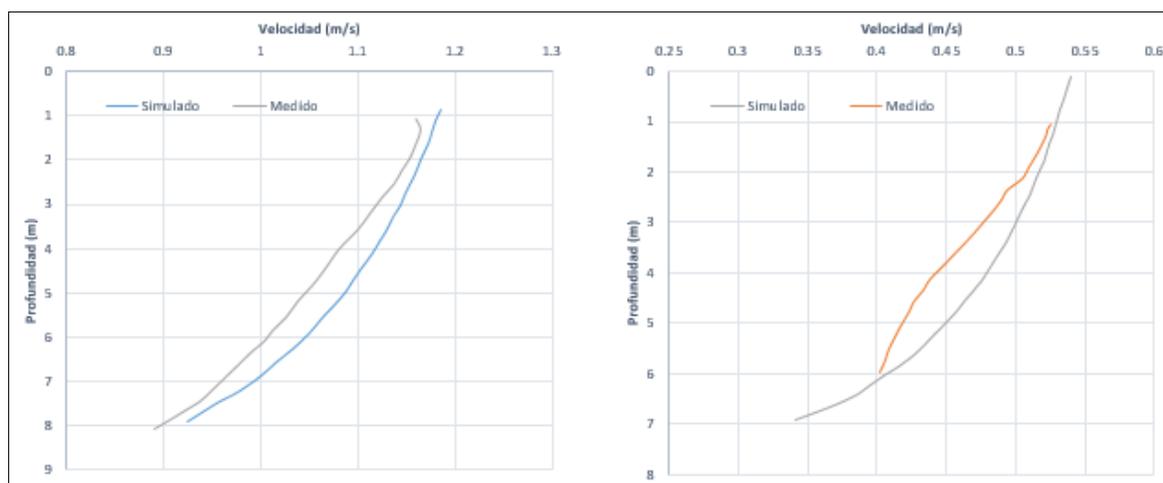


Figura 6-1. Comparación entre mediciones de campo y resultados del modelo numérico

para velocidades de corrientes. (a) Temporada de alto caudal, (b) Temporada de bajo caudal.

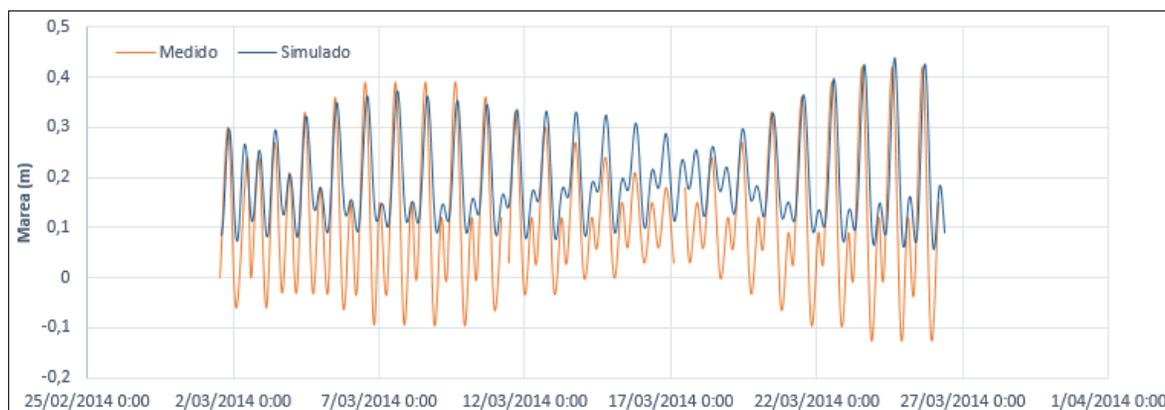


Figura 6-2. Comparación entre datos de campo y resultados del modelo numérico para niveles del agua, temporada de bajo caudal.

6.2 Características de la simulación de control

6.2.1 Hidrodinámica

El campo de velocidad calculado en el escenario CTR (Figura 6-3a), muestra que las mayores velocidades del sistema se dan en la zona baja de estuario del río Magdalena, con un flujo de velocidad promedio durante el período simulado de $1,6 \text{ m s}^{-1}$. Principalmente, debido a la zona con forma de embudo, que se genera dada la presencia del G1 con cabeza en forma de T ubicado dentro del estuario. En consecuencia, el flujo más turbulento se da en la zona baja del estuario del río, cerca de los groynes y a la entrada del estuario. La pluma presenta una estructura dinámica en presencia de zonas de recirculación, principalmente, en el margen izquierdo de la pluma del río. Es notorio que, las corrientes costeras describen una trayectoria en dirección al O y NO, teniendo la pluma del río la tendencia a girar en el mismo sentido; lo anterior, puede estar impulsado por los vientos predominantes del NE y por el efecto Coriolis.

6.2.2 Dinámica del Sedimento Fino

La simulación CTR muestra que, la CSS dentro del estuario y en la región de campo cercano está influenciada principalmente, por el caudal de descarga del río Magdalena.

En la Figura 6-5a se observa que bajo condiciones de flujo promedio, el estuario mantiene una concentración superficial de $\sim 2444 \text{ mg L}^{-1}$, en las zonas profundas cerca de la región de aproximación a la entrada del río Magdalena, las concentraciones siempre están por encima de $\sim 1000 \text{ mg L}^{-1}$, mientras que en la región de campo medio se puede encontrar concentraciones hasta de $\sim 50 \text{ mg L}^{-1}$. La pluma de sedimentos mantiene una estructura estable, con leve tendencia a girar hacia la izquierda en la región de campo medio, en concordancia con el resultado de hidrodinámica.

6.2.2.1 Erosión y Depositación del Sedimento Fino

El flujo de depositación en el escenario CTR (Figura 6-7a), muestra una tendencia a ser mayor en las zonas donde se presentan las velocidades más bajas del sistema. Como se observa en el resultado de hidrodinámica, en la zona baja del estuario, sobre el canal navegable se presentan las mayores velocidades, por lo que el esfuerzo cortante para la erosión aumenta, permitiendo una transición de partículas en dirección a la columna de agua (

Figura 6-9a). Los resultados muestran que, la región crítica para la acumulación de SF se ubica sobre la región de campo cercano y, en la zona de aproximación a la entrada del estuario o en la región de campo medio.

6.3 Sensibilidad a la descarga fluvial

En este experimento, se evaluó las respuestas hidrodinámicas en la circulación costera-estuarina del dominio de estudio, frente a cambios temporales en los caudales de descarga del río Magdalena y, su repercusión en la dinámica sedimentaria costera-estuarina. Determinando la evolución del sedimento suspendido y los patrones de depositación y erosión. Como se observa en la Tabla 5-2, para el escenario BQ, se forzó el modelo con un caudal constante de $2465 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; para el escenario AQ, el modelo se forzó con un caudal de $16400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Para simular eventos de alto y bajo caudal se utilizó la simulación CTR como condición inicial. Mediante series de tiempo, el modelo se forzó suavemente desde $6050 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ hasta $2465 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en BQ y, desde $6050 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ hasta $16400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en AQ, con el fin de evitar inestabilidades numéricas.

6.3.1 Efectos sobre la hidrodinámica

Al igual que en la simulación CTR, al cambiar el caudal las mayores velocidades se dan en la zona baja del estuario, con flujo de velocidad máxima que varió desde 4 m s^{-1} en AQ (Figura 6-4) hasta 0.6 m s^{-1} en BQ (Figura 6-3b). Bajo condiciones de alto caudal (Figura 6-4), las altas velocidades de corrientes aumentan el esfuerzo cortante sobre el fondo del estuario, lo cual repercute fuertemente en la dinámica del sedimento tanto del fondo como en suspensión. En el escenario AQ, bajo condiciones de alto caudal, después de 15 días de simulación el patrón espacial de velocidades superficiales no es notablemente diferente del escenario de control. Sin embargo, la columna de agua dulce se ha expandido en la región de campo medio en magnitudes mayores a las presentadas en el escenario CTR. Presentando la pluma una estructura angosta, donde la descarga es realizada en forma de jet debido a la alta descarga. En el escenario BQ, en condiciones de bajo caudal la velocidad superficial en la región de campo medio es débil, la estructura de la pluma difiere notablemente en comparación con los escenarios CTR y AQ. Como resultado, el escenario BQ en comparación con los otros escenarios de diferentes caudales, no se observa un aporte importante de agua dulce mar adentro.

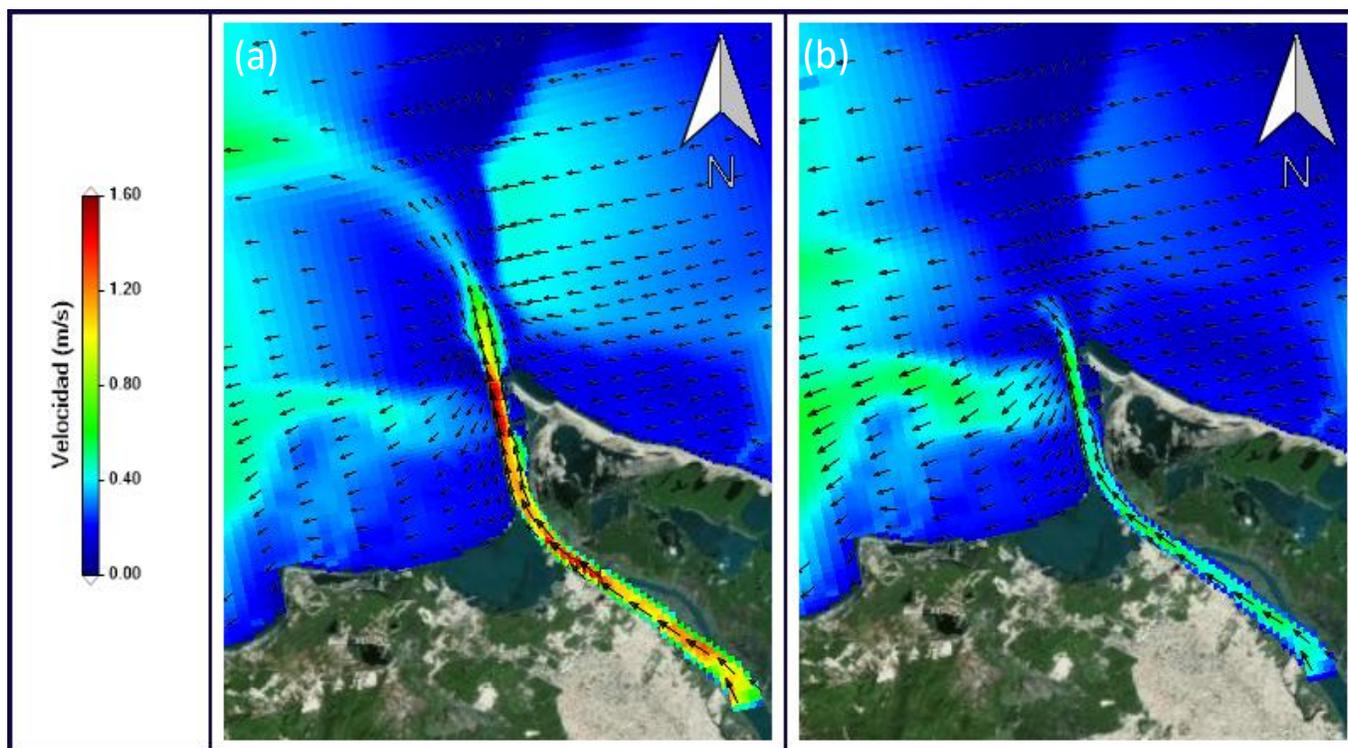


Figura 6-3. Campo de velocidades calculado por el modelo. (a) escenario CTR, (b) escenario BQ, después de 15 días de simulación.

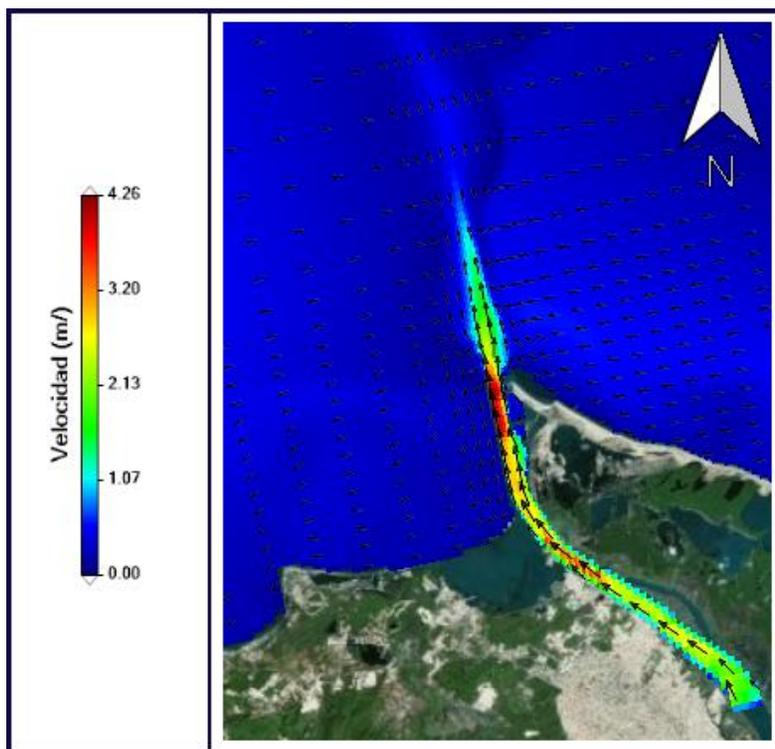


Figura 6-4. Campo de velocidades calculado por el modelo. Escenario AQ después de 15 días de simulación.

6.3.2 Efectos sobre la dinámica del Sedimento

En el escenario AQ el río tiene una concentración superficial de $\sim 2900 \text{ mg L}^{-1}$, esto se debe a la alta turbulencia que supone condiciones de flujo del río bajo un caudal de $16.400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, lo cual favorece el transporte en suspensión; aumentando la capacidad de descargar altas CSS en la plataforma oceánica; para el escenario BQ, al presentar una mayor CSS durante esta época y bajo caudal, el río pierde capacidad de transporte hidráulico, por lo que la velocidad de caída constante que se impuso, aumenta su influencia sobre el SF al comienzo del dominio fluvial. Este aspecto merece que, en trabajos futuros, al estudio del transporte de sedimentos se le agregue un análisis de sensibilidad al cambio en el parámetro de velocidad de caída de las partículas de sedimentos. El transporte de sedimentos fuera del estuario y, en dirección hacia la costa, ocurre a diferentes escalas espaciales y temporales. Las simulaciones muestran que el momentum aportado por el río Magdalena no tiene una notoria influencia en la evolución del SF en regiones de campo

medio y lejano, a excepción del escenario de AQ. El resultado de los escenarios BQ y AQ (Figura 6-5b y c) es posible observar una estructura de pluma dinámica, forzada por el viento proveniente del NE. Sin embargo, en el escenario AQ, en la región de campo medio es posible encontrar altas concentraciones de sedimentos finos. Probablemente en escenarios de altos caudales (e.g. $>10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), ante el aumento del momentum aportado por el río, los límites entre la región de campo cercano y de campo medio pueden cambiar en comparación con otros escenarios, donde el flujo de agua dulce descargado por el río tienda a ser menor.

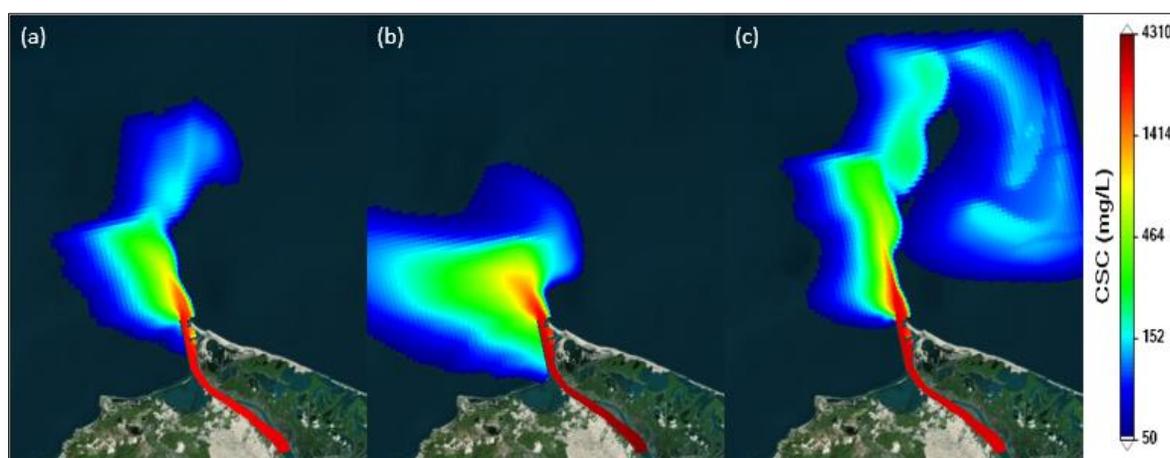


Figura 6-5. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino para diferentes flujos de descarga y condiciones de marea. (a) escenario CTR, (b) escenario BQ, (c) escenario AQ, después de 15 días de simulación.

En la Figura 6-6 se observan las diferencias en la evolución espacial del SF, que existe entre los escenarios de AQ y BQ con respecto al escenario de CTR. Como se ha mencionado arriba, durante la simulación de alto caudal, mayores concentraciones de SF son transportadas superficialmente. Debido a las altas velocidades, predomina un flujo turbulento el cual controla y favorece el transporte en suspensión (Soulsby and Clarke 2005). En condiciones de bajo caudal y mayor CSS, la evolución del sedimento describe una trayectoria distinta a los escenarios de CTR y AQ, con la tendencia a ser transportado en grandes concentraciones en dirección al litoral costero, adyacente a la zona izquierda de la región de descarga del río Magdalena.

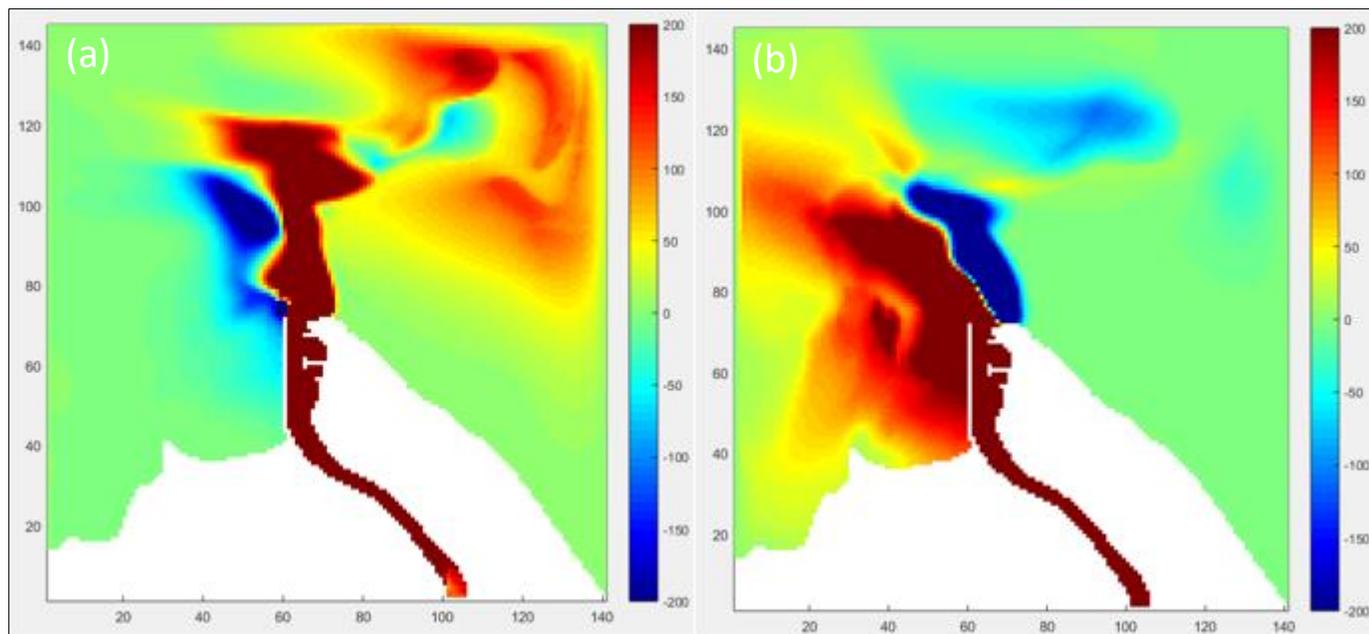


Figura 6-6. Diferencia en la evolución superficial de la CSF. (a) CTR vs AQ, (b) CTR vs BQ. Las unidades de la escala de colores son mg/L.

6.3.2.1 Erosión y Deposición de Sedimento Fino

Comparando los resultados de las simulaciones de AQ y BQ con respecto al escenario CTR, encontramos que los procesos de sedimentación y erosión están estrictamente relacionados con el campo vectorial de velocidades y la tensión de corte para la depositación y erosión, generados dentro del dominio de estudio. El escenario BQ (Figura 6-7b), nos muestra que, a bajas velocidades se favorece el transporte de sedimento hacía el fondo en gran parte del dominio fluvial. En general, con un bajo caudal no se genera el suficiente forzamiento para iniciar el movimiento de las partículas del fondo, por lo que, en este escenario de simulación en el dominio fluvial predomina una fase de sedimentación.

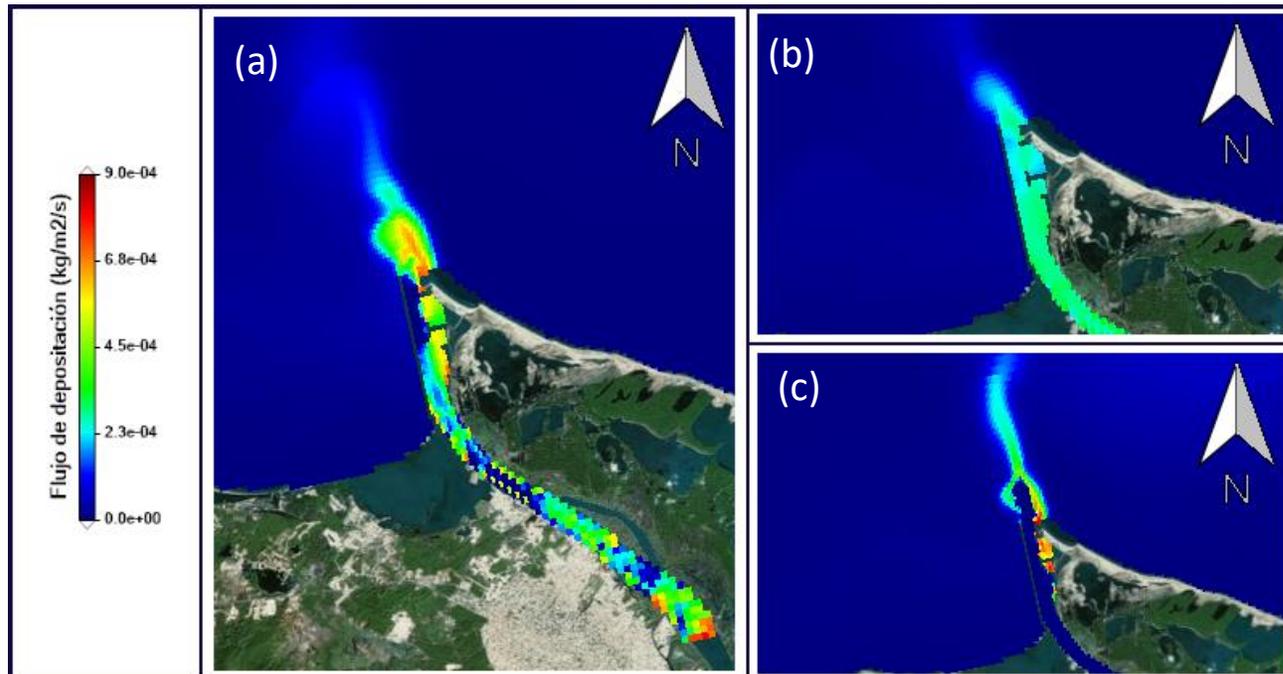


Figura 6-7. Resultados de flujo de Depositación para los escenarios (a) CTR, (b) BQ, (c) AQ, después de 15 días de simulación.

En un evento de alto caudal como se muestra en la Figura 6-7c, debido las altas velocidades de descarga, el sedimento es transportado en suspensión directamente hacía la región de campo medio. Las simulaciones muestran que, las concentraciones máximas de sedimentos depositados se encuentran entre los groynes internos, del cual se discutirá en las siguientes secciones y en el margen derecho de la pluma del río. Bajo condiciones de flujo altamente advectivo, el río Magdalena está en una fase de erosión, altas velocidades generan la tensión de corte sobre las partículas del fondo, favoreciendo el transporte de sedimento hacía la columna de agua (Figura 6-9c).

En la Figura 6-8, podemos observar la diferencia entre los escenarios AQ y BQ con respecto al escenario CTR, para el día 15 de simulación. La Figura 6-8a nos muestra la comparación *CTR vs BQ*, se observa que, en condiciones de bajo caudal, altas concentraciones de SF son depositadas a lo largo del dominio fluvial. Incluso la primera sección del estuario, donde normalmente predominan los procesos de erosión, se convierte en una importante zona deposicional. Ante un caudal promedio, la región de campo cercano capta la mayor concentración de SF. En el escenario de bajo caudal,

después de 15 días de simulación, el SF tiende a depositarse en el margen izquierdo del litoral costero.

La comparación entre *CTR vs AQ* (Figura 6-8b), muestra una marcada tasa de sedimento depositado en el escenario CTR y, en consecuencia, el flujo de sedimento hacia el fondo tiende a ser mayor; caso contrario en el escenario AQ, el flujo de sedimento hacia el fondo es escaso, principalmente, debido al flujo turbulento que favorecen el transporte en suspensión. En la Figura 6-8b, se observa un aumento en la concentración de SF depositado en la región de campo medio, en comparación con el escenario CTR, esto es debido al alto momentum descargado por el río, que permite el transporte de la columna de sedimentos en suspensión a mayor distancia.

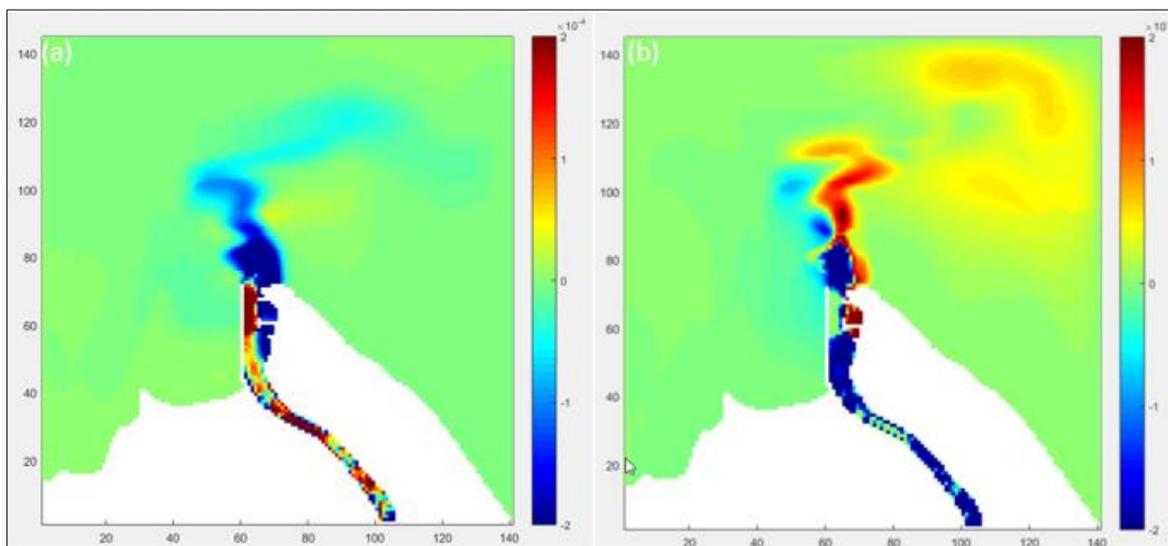


Figura 6-8. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) BQ-CTR, (b) AQ-CTR. Las unidades de la escala de colores son $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$.

La Figura 6-9 muestra el cambio neto en el fondo del flujo de depositación y erosión para los escenarios CTR, BQ y AQ. En condiciones de flujo promedio (Figura 6-9a), en la zona baja del estuario debido a la presencia de un alto esfuerzo cortante cerca al fondo, se da una zona de erosión entre la zona alta del estuario y la zona delta del río Magdalena.

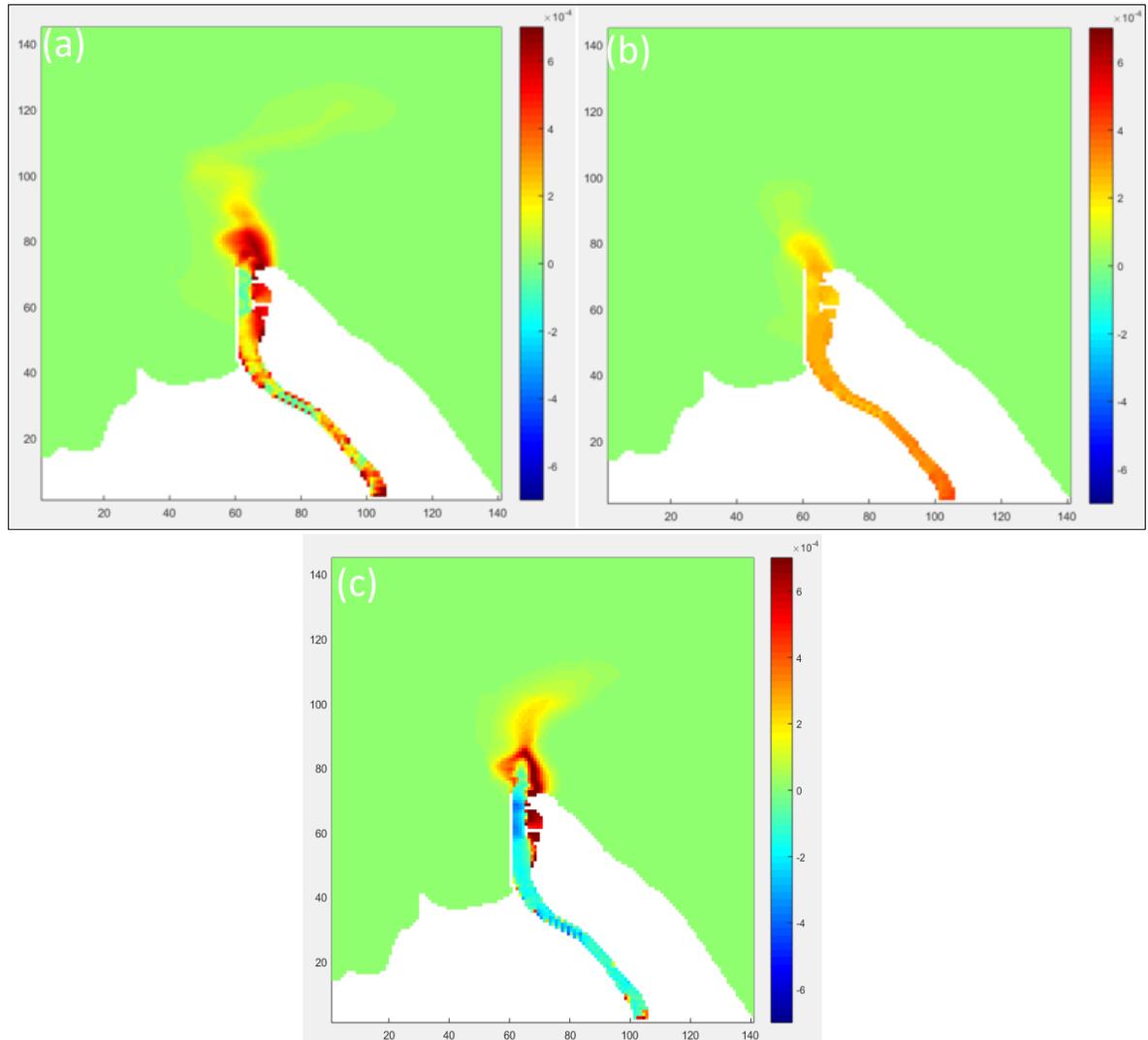


Figura 6-9. Cambio neto en el fondo a partir de la Erosión y Depositación para los escenarios (a) CTR, (b) BQ y (c) AQ, después de 15 días de simulación. Las unidades de la escala de colores son $\text{kg/m}^2/\text{s}$.

La simulación con bajo caudal (Figura 6-9b) muestra que el cambio neto del fondo describe una fase dominada por la sedimentación. Bajas velocidades generan menor esfuerzo cortante a las partículas del fondo. Sin embargo, es muy posible que en la realidad algunas partículas del fondo si puedan ser erosionadas bajo estas condiciones de flujo. Por lo que, un modelo con mayor resolución vertical y, un fondo representado por diferentes clases de sedimentos, puede ser implementado en futuros trabajos para considerar los umbrales de inicio de movimientos para transporte de fondo.

La simulación con alto caudal Figura 6-9c, muestra que el cambio neto en el fondo está dominado por una fase de erosión en el dominio fluvial. La region de groynes se establece en una zona de captación de sedimento, al igual que en las regiones laterales deltaicas de la pluma del río, en donde el campo de velocidades descrito por regiones de recirculación y gradientes de velocidades laterales en la pluma del río, conduce al cambio de una zona de erosión a una de sedimentación.

6.4 Sensibilidad a la Marea, Viento y Aumento del Nivel del Mar

En este grupo de simulaciones, se examinó la respuesta del régimen hidro-sedimentario del dominio de estudio siendo forzado por condiciones de marea y viento característicos de la época de flujo promedio y, frente a un caso hipotético en donde se simula un aumento en diferentes porcentajes del nivel del mar.

6.4.1 Efectos sobre la Hidrodinámica

En el escenario SM (Figura 6-10a) ante la ausencia de la marea, se observa que la pluma del río Magdalena mantiene una estructura similar a la de CTR. Sin embargo, las velocidades de corrientes a lo largo de la costa y mar adentro tienden a ser menores en SM, por lo que, en condiciones de marea alta, estas pueden tener un rol importante en la generación de corrientes a lo largo de la costa. Para el escenario SVM (Figura 6-10c) encontramos que la pluma del río tiende a ser estable, con poca variabilidad espacial y sin la formación de vórtices en la región de campo cercano. Cuando se excluyen el forzamiento de las mareas y el viento, la columna del río que se extiende en dirección hacia el mar aumenta considerablemente. Al comparar los escenarios CTR, SV, SM y SVM, es posible establecer al viento como el principal forzante de la evolución y estructura de la pluma del río y, en las corrientes que se generan a lo largo de la costa y océano adentro. Caso contrario dentro del estuario, donde el esfuerzo del viento no domina notablemente la circulación. Un aspecto interesante de los escenarios de SVM y SV, es que, en ausencia de un forzamiento externo importante, lejos de la desembocadura

del río Magdalena se genera un campo de recirculación, en forma de remolino persistente, es decir, como un abultamiento al lado derecho de la zona de descarga del río Magdalena (Horner-Devine et al. 2015). Este abultamiento, como se muestra en la Figura 6-10b y c, es un fenómeno encontrado en muchos modelos numéricos simplificados (Fong and Geyer 2002; Garvine 2001; Hetland 2005) y experimentos de laboratorio (Avicola and Huq 2003; Horner-Devine et al. 2006), simulando plumas de ríos en ausencia de corrientes y esfuerzo del viento moderado (Horner-Devine et al. 2015).

Teniendo en cuenta que, la fuerza neta de Coriolis dirigida a la costa en esta región del mundo es pequeña, en el escenario SVM actúa como la única fuerza disponible para presionar la pluma del río contra la costa, manteniendo su posición en alta mar.

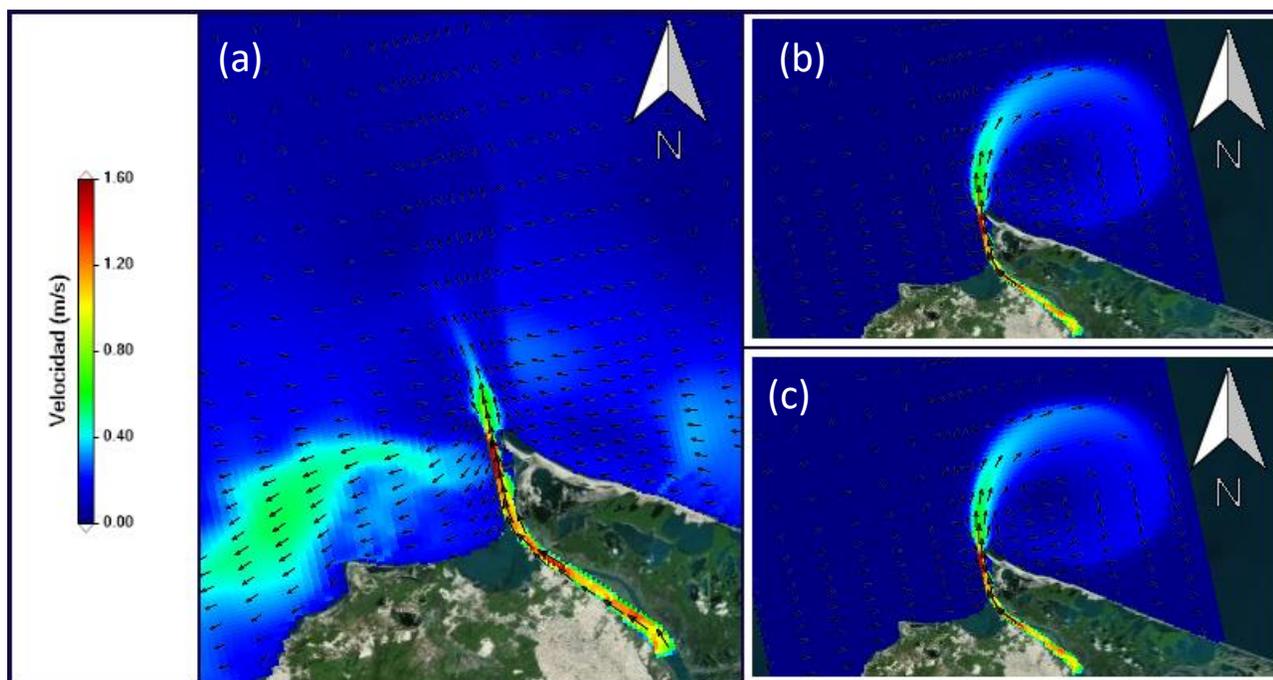


Figura 6-10. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. (a) escenario SM, (b) escenario SVM, (c) escenario SV, después de 15 días de simulación.

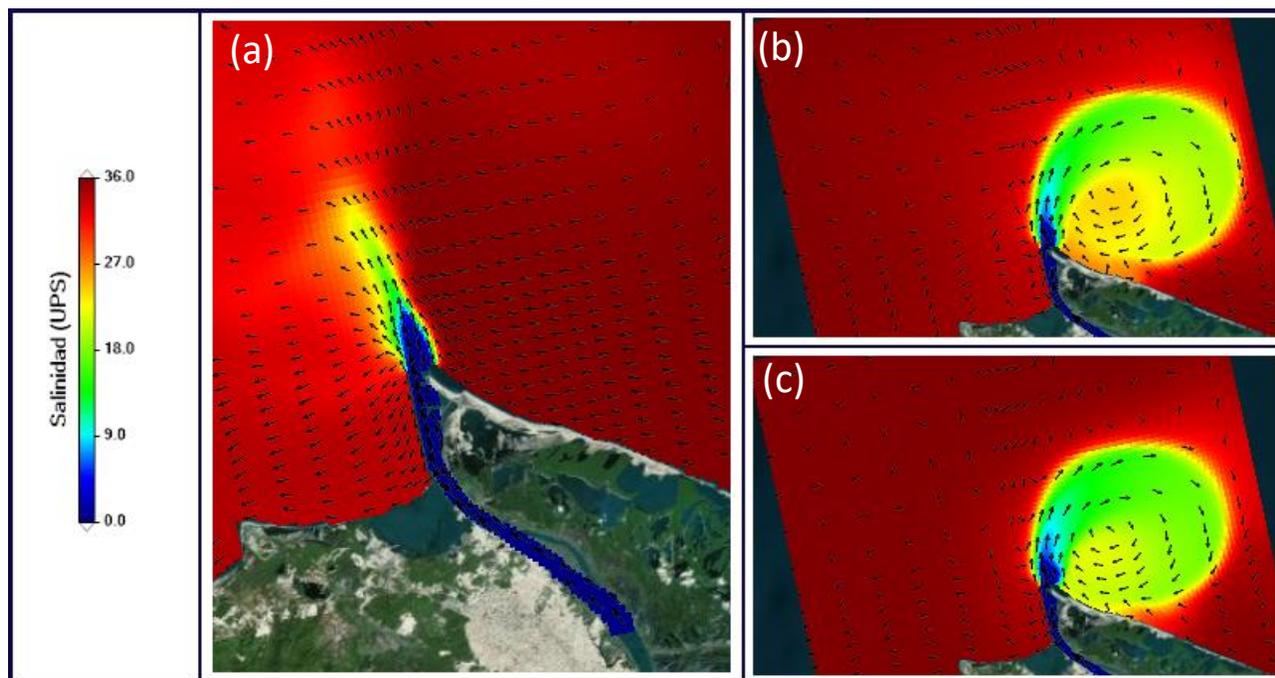


Figura 6-11. Evolución superficial de salinidad. (a) escenario SM, (b) escenario SVM, (c) escenario SV, después de 15 días de simulación.

Aunque no es parte de los objetivos de la investigación, los resultados de velocidades de corrientes para los escenarios SM, SVM y SV invitan a profundizar en la región de abultamiento, que se forma en ausencia de un fuerte mecanismo forzante. La formación de este abultamiento se da continuamente en tiempo y acumula gran concentración de la descarga de agua dulce, limitando el suministro de agua dulce a la región bajo influencia de la descarga fluvial (Horner-Devine et al. 2006). Las Figura 6-11b y c muestra que, a medida que la descarga del río aumenta en ausencia del viento y de la marea, el agua dulce se acumula inicialmente en la región de campo cercano. Para cuando la descarga alcanza su máximo caudal del escenario ($6050 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) una región de abultamiento de baja salinidad se ha formado en el litoral costero derecho del domino de estudio. Los resultados nos indica que el viento ejerce control primario en la formación de regiones de abultamiento. En la Figura 6-11b, en ausencia del esfuerzo del viento y la marea se observa una región de abultamiento de baja salinidad bien definida, con una región central de mayor concentración de salinidad; no así en la Figura 6-11c, donde el abultamiento presenta una región de baja salinidad bien mezclada.

Los resultados sugieren que la marea favorece la distribución y mezcla superficial de la descarga de agua dulce del río dentro del océano. Sin embargo, comparando la geometría de la pluma en el escenario SVM y SV se observa que en SVM el abultamiento se vuelve más circular y su extensión mar adentro incrementa.

6.4.2 Efectos sobre la dinámica del Sedimento

Al comparar los resultados de los escenarios de SV, SVM (Figura 6-12a y b) y SM (Figura 6-13a), con respecto al escenario CTR, podemos señalar dos aspectos: primero, basado en los resultados de hidrodinámica encontramos que el esfuerzo del viento es el principal mecanismo forzante de la pluma del río Magdalena. Por lo que, con una pequeña incidencia del efecto Coriolis, la distribución y transporte de sedimentos a lo largo de la costa y en la región de campo medio está dominada por el viento. Segundo, tomando como base las condiciones de circulación expuestas en los escenarios de SV y SVM, tenemos que el sedimento suspendido tiende a ser transportado cerca de la línea de costa,

del lado derecho de la región de descarga del río Magdalena, formando una región de abultamiento. Además, en la Figura 6-12 se observa una estructura ligeramente más delgada en la pluma de sedimentos para el escenario SVM en comparación con SV, lo que sugiere que la marea puede contribuir a mantener el sedimento en suspensión.

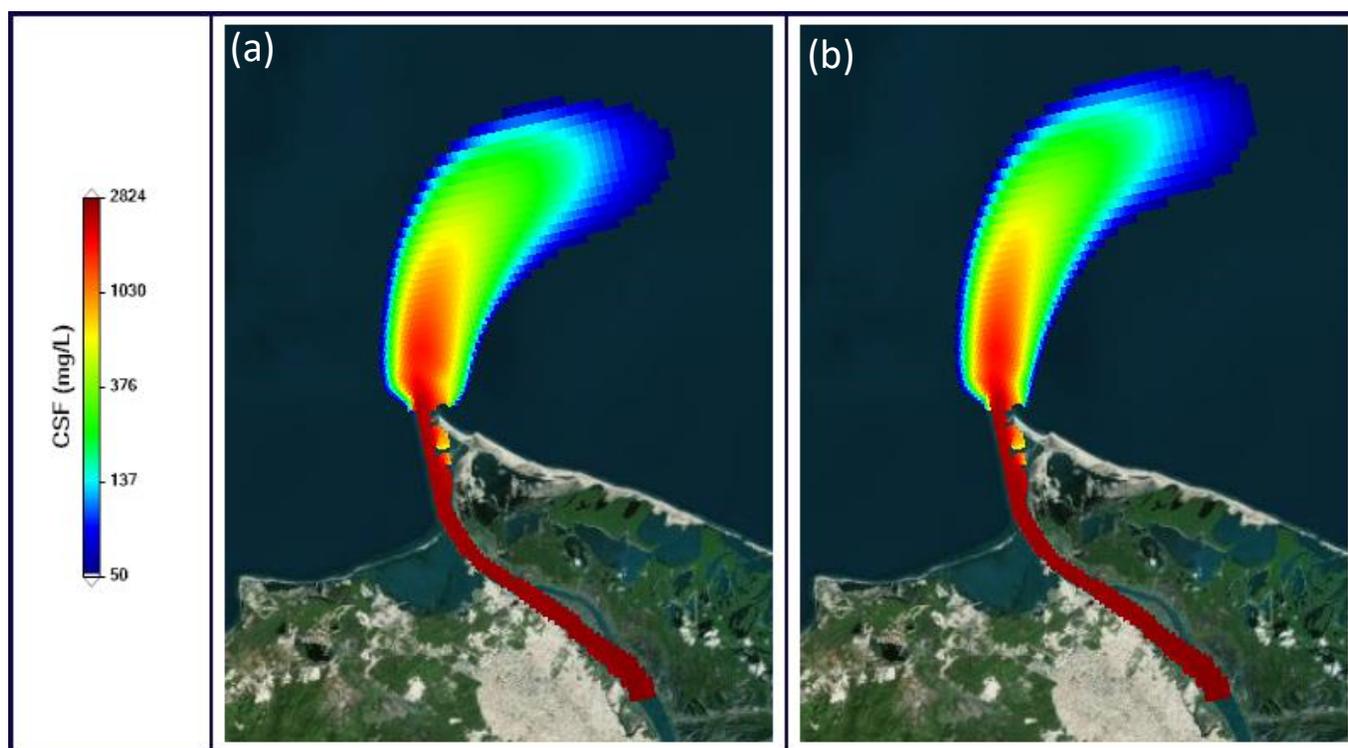


Figura 6-12. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino sin la presencia del viento y marea como mecanismos forzantes. (a) escenario SV, (b) escenario SVM, después de 15 días de simulación.

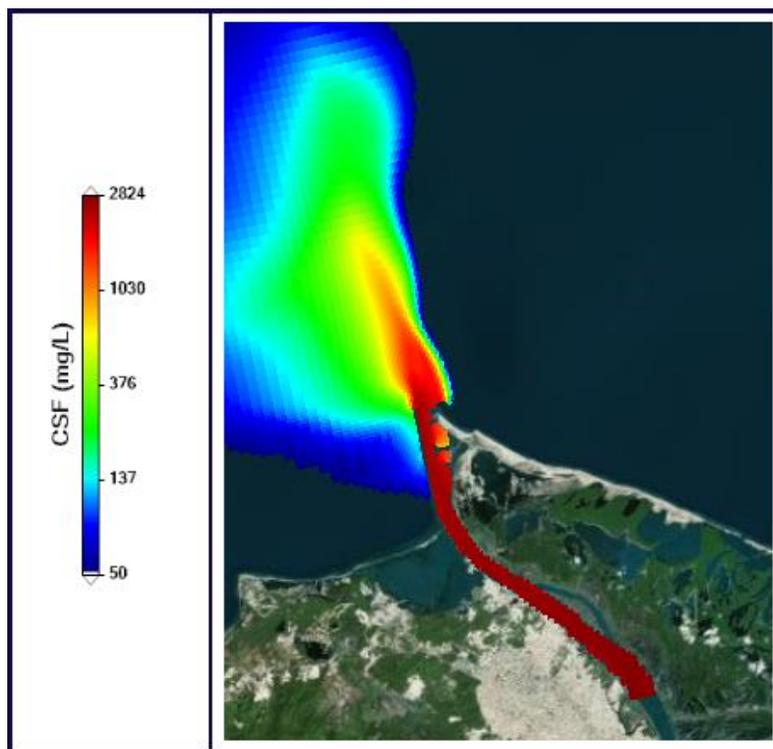


Figura 6-13. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento fino sin la marea. Escenario SM, después de 15 días de simulación.

Al aumentar el nivel del mar en 0.25 m y 1.0 m (Figura 6-14), en la región de campo medio no se observan diferencias notorias entre las simulaciones. En la región de campo cercano con una marea de 0.25 m, se observa una pluma de sedimento con mayor concentración que alcanza a descargar a una mayor distancia mar adentro. Lo que nos permite señalar que un aumento en 1 m del nivel de la marea, supondría una importante alteración en la circulación y transporte en la zona delta y estuarina, no siendo notorios sus efectos en la región de campo medio.

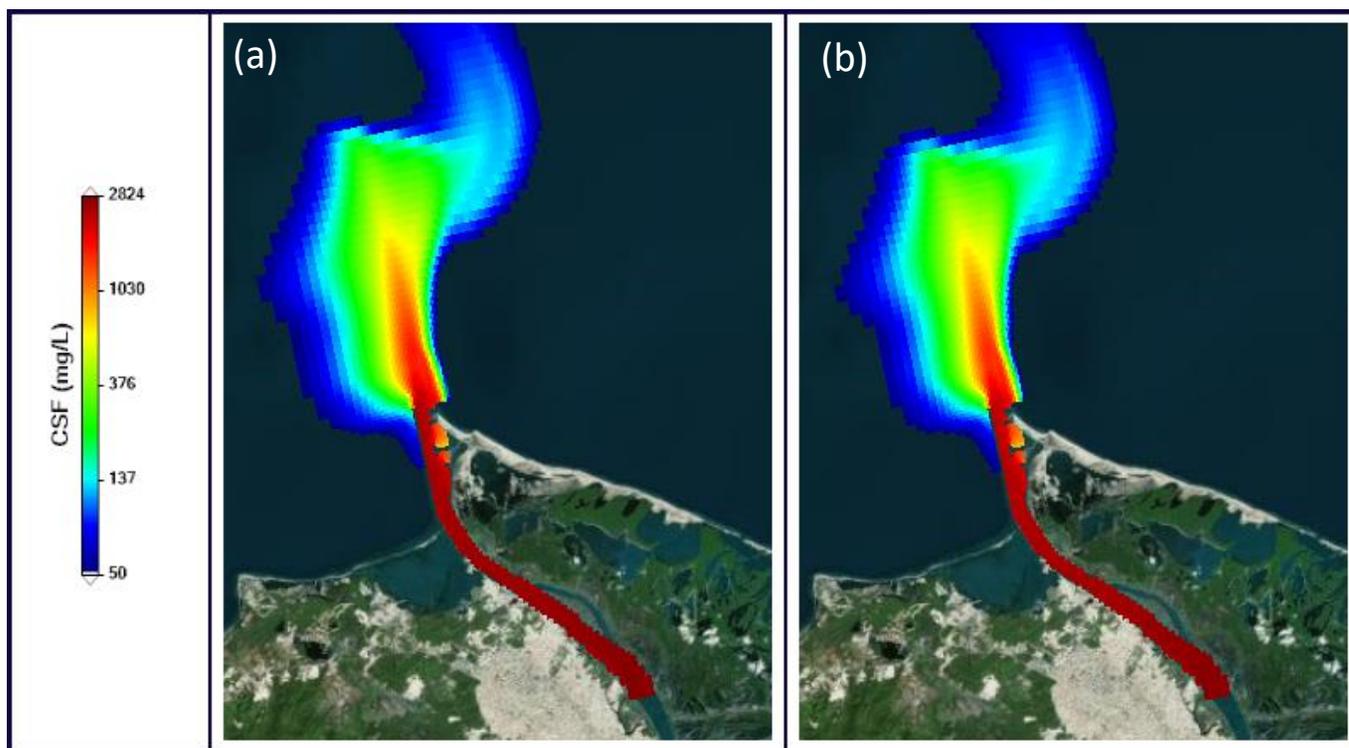


Figura 6-14. Evolución espacial y temporal de la concentración de sedimento después del aumento del nivel del mar en 0.25m y 1.0m. (a) escenario SLR-0.25m, (b) escenario SLR-1.0m, después de 15 días de simulación.

6.4.2.1 Erosión y Depositación de Sedimento Fino

Para los escenarios SV, SVM y SM (Figura 6-15), se observa una tendencia del SF de girar y depositarse hacia la región del lado derecho de la zona de descarga del río. En el escenario SM (Figura 6-15c) una mayor concentración de sedimento tiende a ser depositado en el margen derecho del litoral costero, por lo que es posible determinar que, el viento en presencia de un caudal bajo y promedio, tiene control primario en el destino de los sedimentos en suspensión una vez son descargados en el océano. Las Figura 6-16a, b y c, muestran las diferencias de las zonas deposicionales, entre los escenarios SV, SVM y SM con respecto al escenario CTR. Las Figura 6-16a y b permiten determinar que, el viento juega un papel importante en la depositación del SF en la región de campo cercano, al ser el principal impulsor de la pluma del río Magdalena.

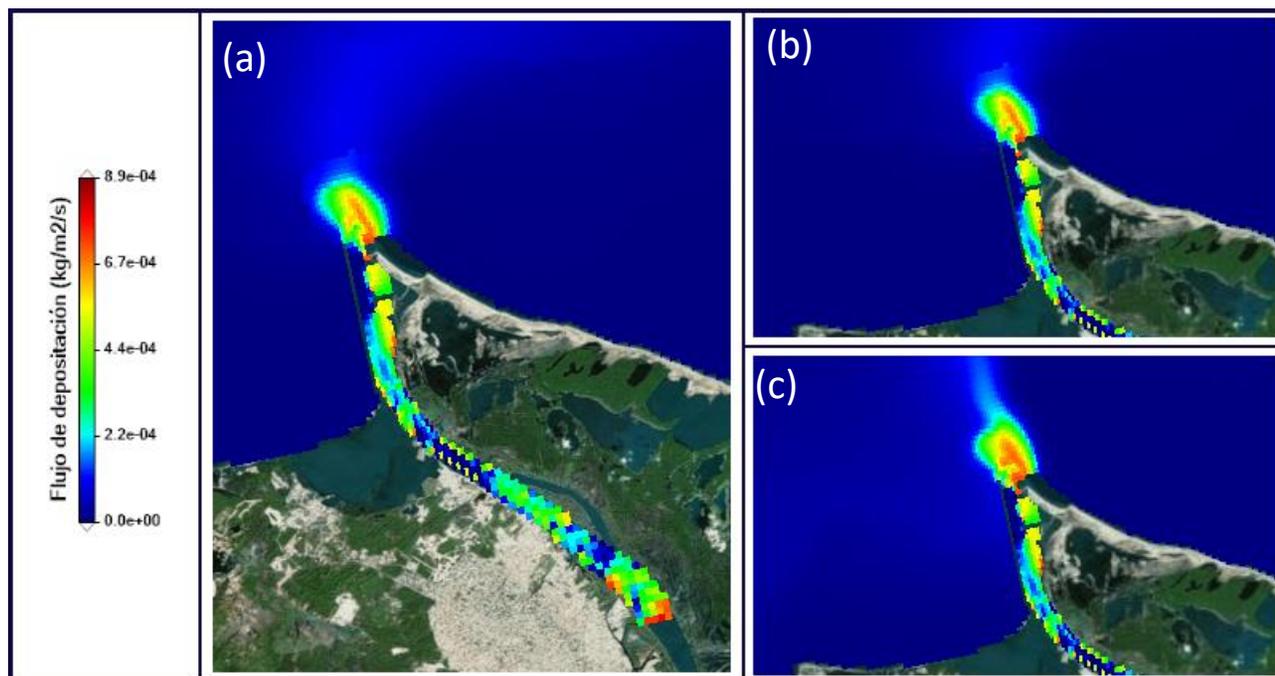


Figura 6-15. Resultados de flujo de Deposición para los escenarios (a) SV, (b) SVM, (c) SM, después de 15 días de simulación.

De esta forma, bajo el esfuerzo del viento las zonas deposicionales migran según la variabilidad de la pluma del río. Además, se puede observar al igual que en los resultados de circulación y evolución de la CSS, en presencia de un viento suave o moderado, el SF tenderá a depositarse al lado derecho de la zona de descarga fluvial, formando un abultamiento de SF en esta región. En condiciones normales, el SF se deposita en el margen izquierdo del litoral costero. A partir de *CTR vs SM*, se observa que la región de campo cercano y, el lado derecho de la zona de descarga del río, se establecen como zonas de mayor captación de sedimentos. El mayor flujo de deposición en el dominio fluvial en el escenario *CTR*, con respecto a las simulaciones donde no se considera la marea, puede ser explicado teniendo en cuenta que, en ausencia de mareas, en la zona alta del estuario no habrá flujos de intercambio que aporten turbulencia, presentando mayores velocidades que favorecen el transporte en suspensión.

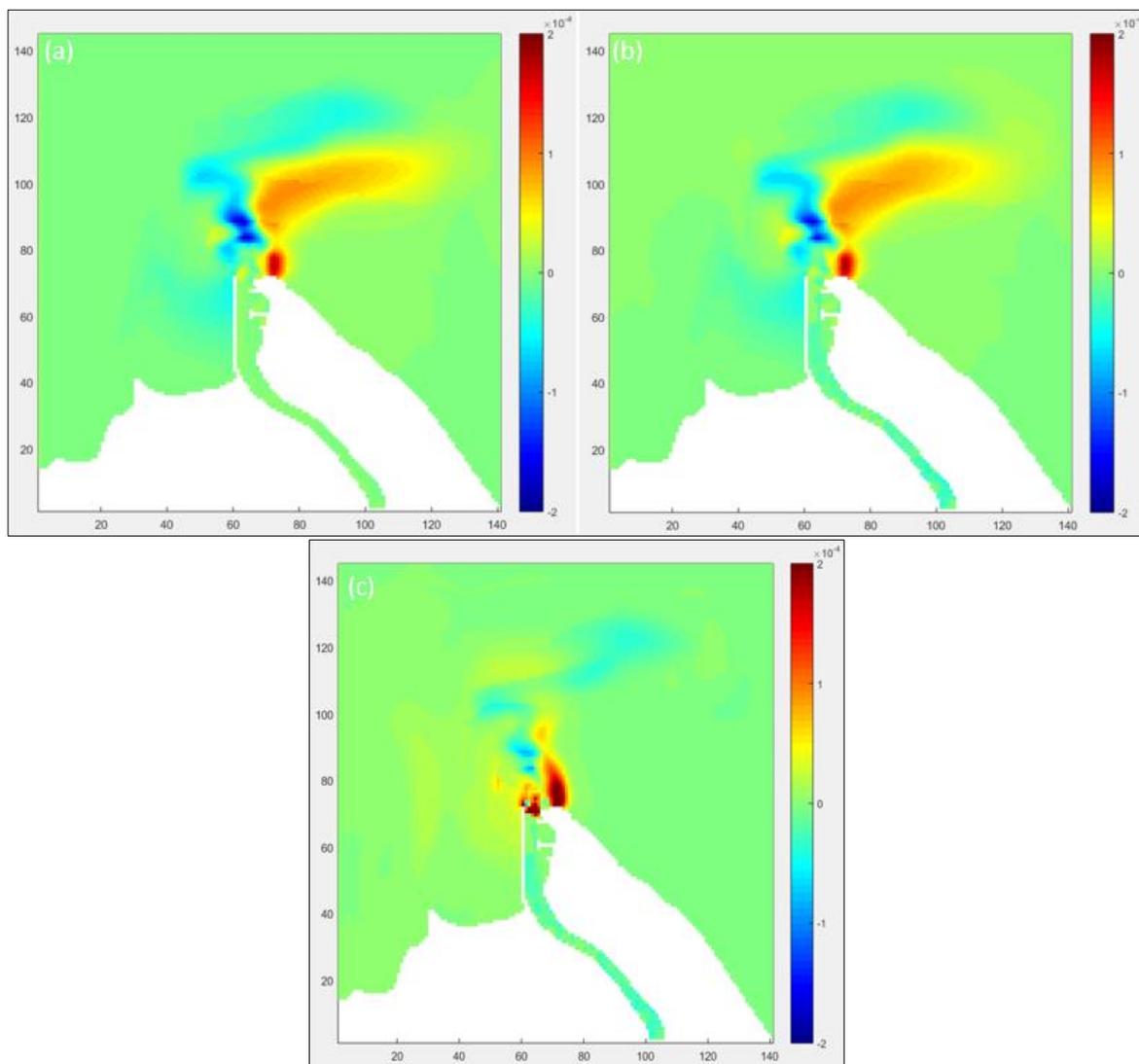


Figura 6-16. Comparación de los resultados de flujo de Deposition. (a) SV-CTR, (b) SVM-CTR, (c) SM-CTR. Las unidades de la escala de colores son $\text{kg/m}^2/\text{s}$.

Varios factores, incluidos los cambios en los patrones del viento, los efectos gravitacionales, el actual derretimiento del hielo terrestre y el movimiento vertical de la tierra, contribuyen al aumento relativo del nivel del mar a escala regional (Yang et al. 2015). Además de las fluctuaciones estacionales, controladas por la variación en el caudal de descarga del río, también se espera que los cambios en las condiciones de borde oceánicas, asociadas con el aumento del nivel del mar, tengan un determinado impacto

en la dinámica estuarina (Mitchell and Uncles 2013). Una consecuencia clave de un aumento del nivel del mar, es la posibilidad de una mayor intrusión de la cuña salina (FitzGerald et al. 2008) y en la resuspensión de los sedimentos, pudiendo esto afectar la ubicación de las zonas de máxima turbidez (Xiao et al. 2018).

Para el escenario SLR, se corrieron dos simulaciones adicionales del modelo con aumentos del nivel del mar de 0.25 y 1.0 m. De esta forma, es posible analizar el efecto de fenómenos como el *Coastal-Trapped Waves* (CTW) (Rivas 2017) y escenarios de cambio climático. Un aumento de 1.0 m está dentro del rango de escenarios, que ha sido utilizado en varios estudios recientes, donde analizan la intrusión de cuña salina y zonas de máxima turbidez (van Maanen and Sottolichio 2018; Prandle and Lane 2015; Yang et al. 2015). El efecto de aumentar el nivel del mar en 0.25m (a), sobre la evolución del sedimento suspendido es poco perceptible (Figura 6-17a), por lo que, en principio, la ocurrencia de fenómenos como el CTW no tendrían efectos notorios en la dinámica sedimentaria dentro del estuario.

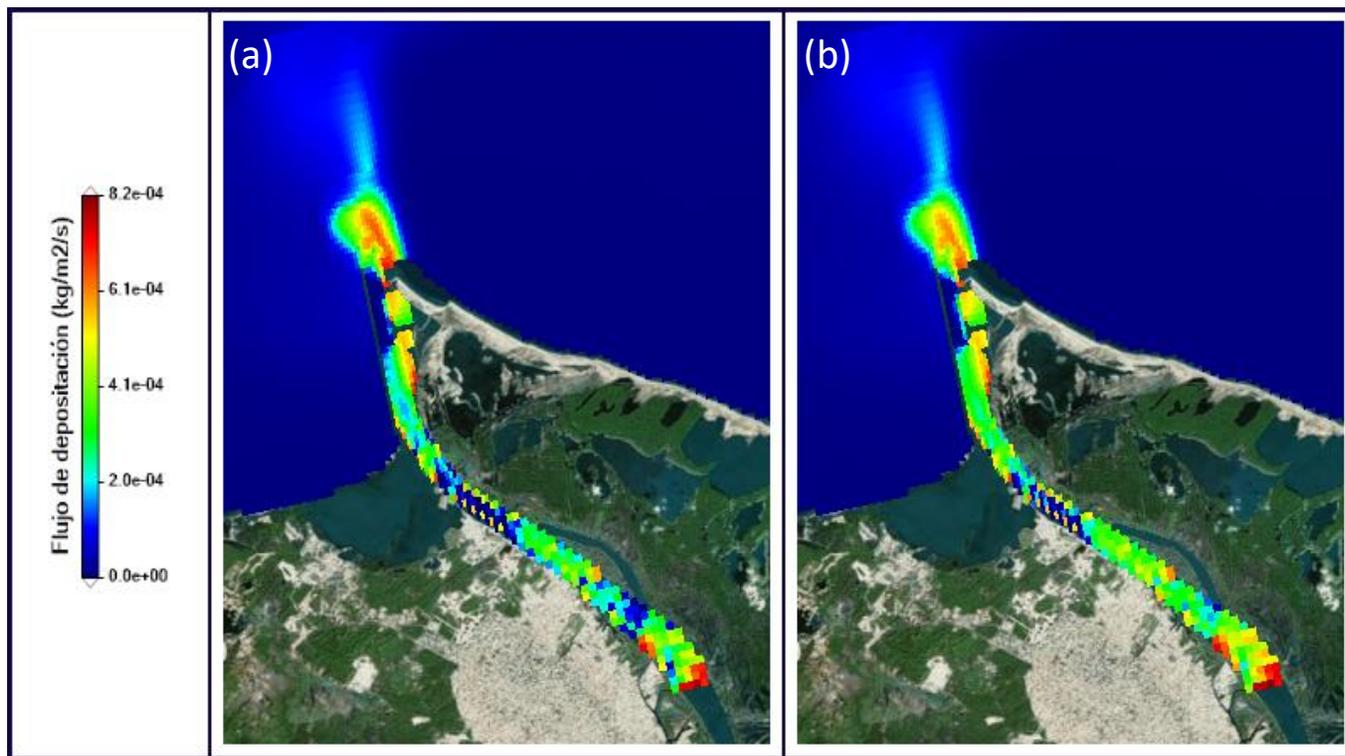


Figura 6-17. Resultados de flujo de Deposición para los escenarios (a) RSL a 0.25m, (b) RSL a 1.0m, después de 15 días de simulación.

Al aumentar el nivel del mar 1.0 m (Figura 6-17b), encontramos que la marea adquiere mayor influencia en la dinámica de la pluma de sedimentos, en las regiones estuarinas y de campo medio principalmente.

Comparando las simulaciones de SLR con el escenario CTR tenemos que, los efectos se manifiestan con mayor fuerza aguas arriba del estuario, por lo que, en la Figura 6-18b, en cada fase de flujo y refluo, podemos observar notoriamente un aumento en la capacidad de captación del SF. Sin embargo, el aumento del nivel del mar puede influir localmente en la resuspensión del fondo, en respuesta a los cambios en las características de la marea (van Maanen and Sottolichio 2018). Además, en la región de campo cercano y medio de la pluma del río Magdalena, se observan cambios en las zonas deposicionales, favoreciendo la suspensión del material sedimentario. Lo anterior sugiere que, al aumentar el nivel del mar, combinado con la variabilidad en los caudales de descarga, dentro del estuario y en la región de campo cercano, se favorecen los procesos de resuspensión y deposición del sedimento.

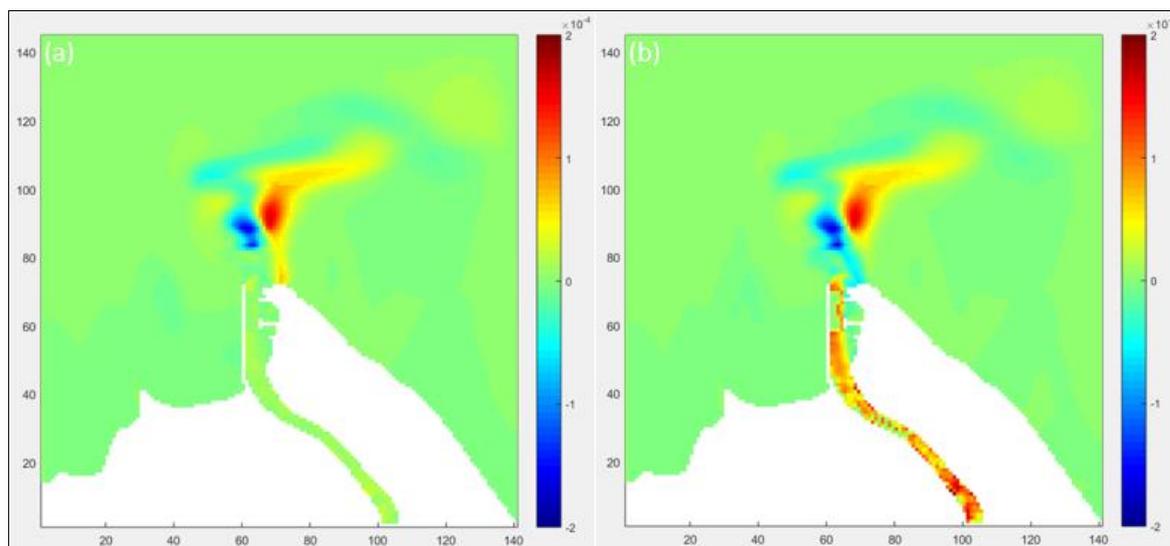


Figura 6-18. Comparación de los resultados de flujo de Deposición. (a) CTR vs SLR-0.25m, (b) CTR vs SLR-1.0m. Las unidades de la escala de colores son $\text{kg/m}^2/\text{s}$.

6.5 Estructuras de Defensa Costera

Como ya se ha mencionado, con el objetivo de promover mejores condiciones de navegación fueron adaptadas un sistema de EDC, para encauzar la desembocadura del río Magdalena y, aumentar la velocidad de descarga sobre el océano. Se ha evidenciado como efectos de las obras, notables cambios en los sistemas de corrientes, patrones deposicionales y en el suministro de sedimentos, a las zonas litorales de la región bajo la influencia fluvial de descarga. Para investigar el efecto de las estructuras existentes, se desarrollaron simulaciones removiendo los groynes internos del estuario y el tajamar.

De esta forma, el dominio computacional se adaptó lo más similar a las condiciones naturales del sistema.

6.5.1 Efectos sobre la Hidrodinámica

El campo de velocidades entre las estructuras sucesivas, para diferentes caudales de descarga, se observan en la Figura 6-19. Dentro del estuario, bajo cualquier condición de flujo simulado (e.g. bajo, promedio y alto) se desarrollan regiones de recirculación entre los groynes; algo característico de sistemas fluviales que presentan zonas con forma de cavidad (Ten Brinke, Schulze, and van der Veer 2004; L. C. Van Rijn 2011). La velocidad del flujo aumenta sobre los groynes. En la sección navegable del canal se ve un aumento en la velocidad, a medida que el modelo es forzado con un mayor caudal de descarga. El aumento de la velocidad en esta zona del canal es, principalmente, aguas arriba del groyne G2. Esto puede ser causado por la longitud y geometría del groyne G1, el cual tiene una mayor influencia con respecto a G2, sobre las corrientes en esta zona del estuario. Además, G1 baja la velocidad antes de llegar a G2, por lo que sobre esta área se presentaron las velocidades más bajas dentro del estuario. En la Figura 6-20a, se observa el resultado de velocidades de corrientes para el escenario SG. Sin la presencia de los groynes internos, el campo de velocidades cambia notoriamente en la zona baja del estuario del río Magdalena. En comparación con el escenario CTR, las velocidades aumentan en la zona donde se desarrollaban pequeños remolinos; al contrario, en la zona del canal navegable disminuye la velocidad de flujo.

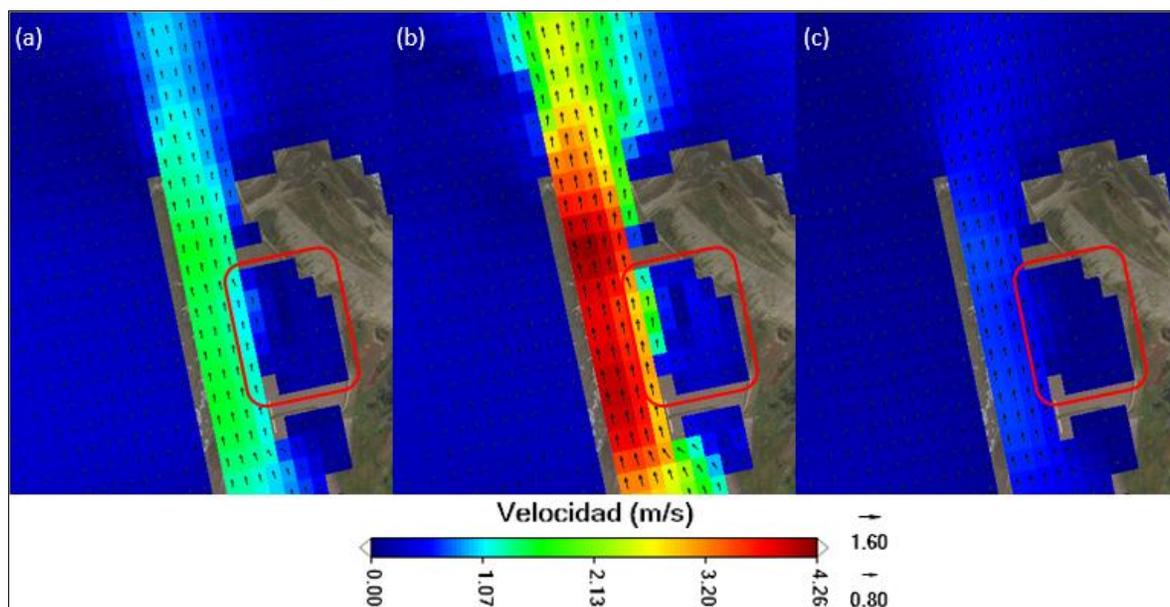


Figura 6-19. Campo de velocidades dentro del estuario y región de campo cercano del río Magdalena. (a) escenario CTR, (b) escenario AQ y (c) escenario BQ, después de 15 días de simulación. La región de recirculación formada por los groynes dentro del estuario está representada por el rectángulo rojo.

En la Figura 6-20b se observa la simulación de velocidades de corrientes, para el escenario ST. Al quitar el tajamar es evidente que las condiciones de flujo cambian radicalmente en la zona baja del estuario del río Magdalena, conformando posiblemente una nueva región estuarina. Las nuevas características de la batimetría, imponen un flujo boyante direccionado hacia el litoral izquierdo de la línea de costa, aportando principalmente sobre esta región costera, altas concentraciones de descarga fluvial. El proceso de intercambio entre masas de agua es alterado, por lo que la variabilidad de la batimetría puede alterar los gradientes de presión baroclínicas a lo largo del “nuevo estuario”. Además, componentes individuales como el gradiente de presión, la aceleración de Coriolis y la advección, pueden fluctuar debido a la variabilidad batimétrica (Martin and MacCready 2011).

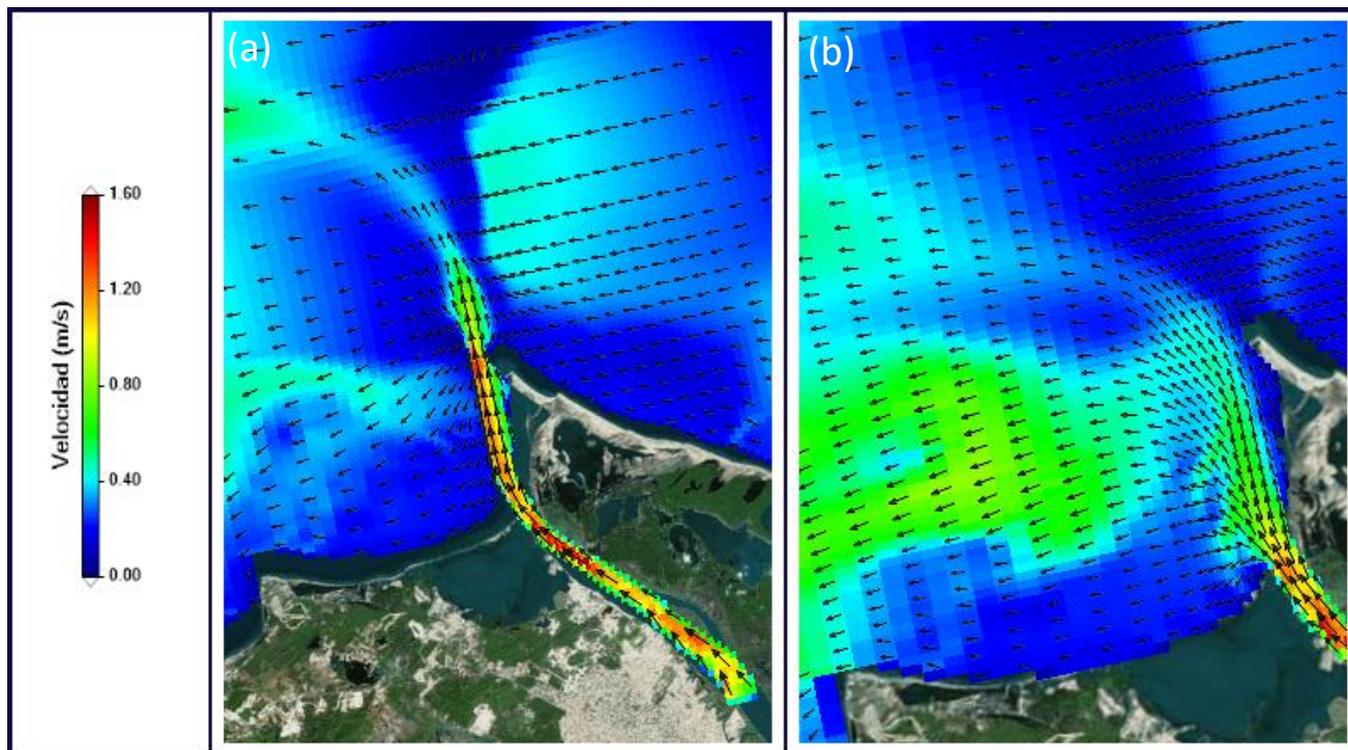


Figura 6-20. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. (a) escenario SG y (b) escenario ST, después de 15 días de simulación.

6.5.2 Efectos sobre la dinámica del Sedimento

La distribución de sedimentos finos dentro el campo de groynes, bajo diferentes condiciones de flujo y concentraciones de sedimentos, se puede observar con más detalle en la Figura 6-21. Los resultados muestran que los groynes internos del estuario del río Magdalena tienen la capacidad de captar SF independientemente del caudal de descarga. Aun en presencia de un caudal extremo de $16000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, los groynes tienen la capacidad de capturar sedimentos finos. En la Figura 6-8, se observa la diferencia en las tasas de captación de estas estructuras en los escenarios AQ y BQ, con respecto al escenario CTR. La comparación muestra que, a mayor flujo de descarga, mayor cantidad de sedimentos serán depositados sobre estas zonas. A partir de la Figura 6-8 se puede ver que los sedimentos son depositados, principalmente, en la zona aguas arriba de G2.

La presencia de áreas extensas de SF depositado en el escenario BQ, es consistente con las bajas velocidades presentes en época de bajo caudal.

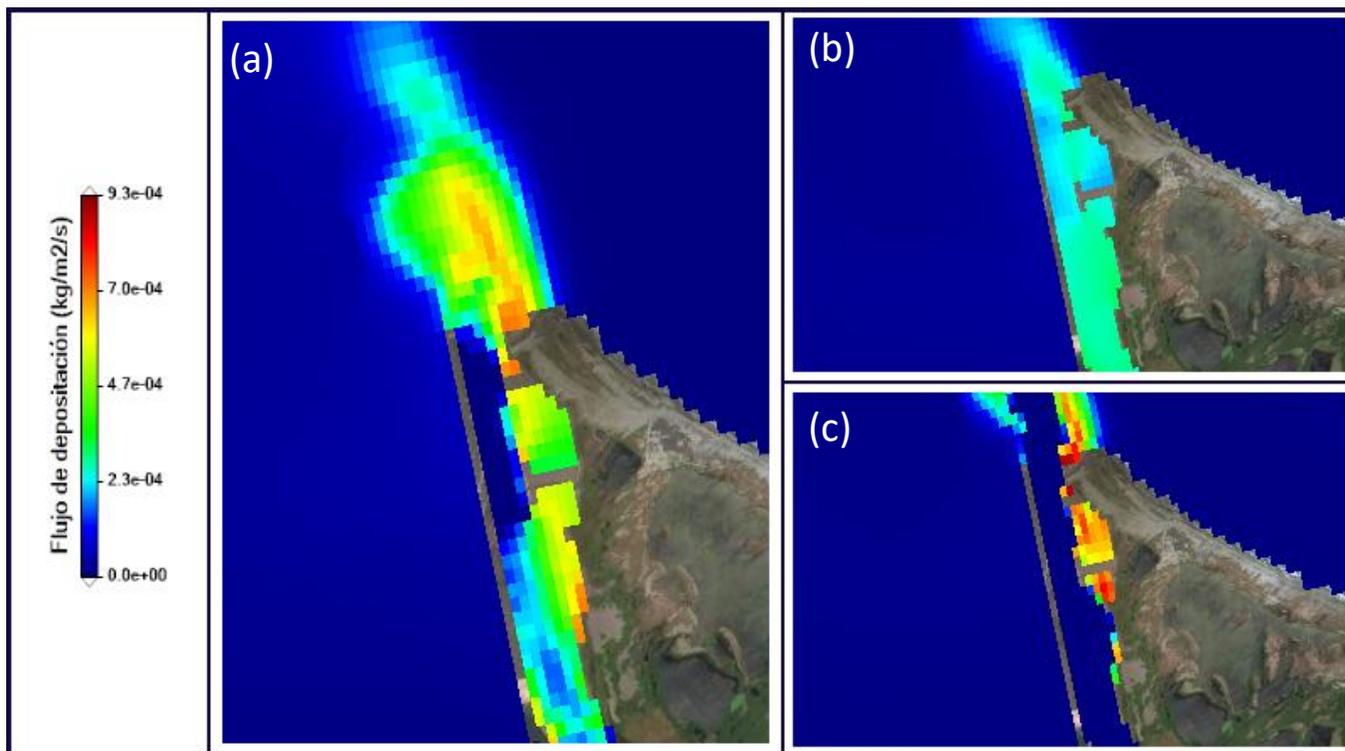


Figura 6-21. Resultados de flujo de Deposición para los escenarios (a) CTR, (b) AQ, (c) BQ, después de 15 días de simulación. Se aplica un acercamiento en la zona baja del estuario del río Magdalena, para detallar el funcionamiento de los groynes internos del estuario en la captación de sedimento fino.

Ahora evaluaremos las condiciones del flujo y deposición del SF, considerando la no presencia de estas estructuras sobre el estuario y región costera adyacente. Las simulaciones muestran que, en ausencia de los groynes dentro del estuario, la deposición del SF se extendería sobre gran parte de la región del canal de acceso navegable del río (Figura 6-22a). Estando en concordancia con las bajas velocidades del estuario, simuladas en este escenario. Sin embargo, sobre el G2 se dan las mayores velocidades de esta zona, por lo que, tiende a existir procesos de erosión. En la Figura 6-22b, sin la presencia del tajamar se observa que el SF se deposita en gran parte de la región costera adyacente a la zona de descarga, aportando grandes concentraciones de

sedimento a esta zona del litoral costero. Las diferencias en los cambios de las zonas deposicionales, que existe entre los escenarios ST y SG, con respecto a las condiciones promedio simuladas en el escenario CTR pueden ser observadas a profundidad en la Figura 6-23.

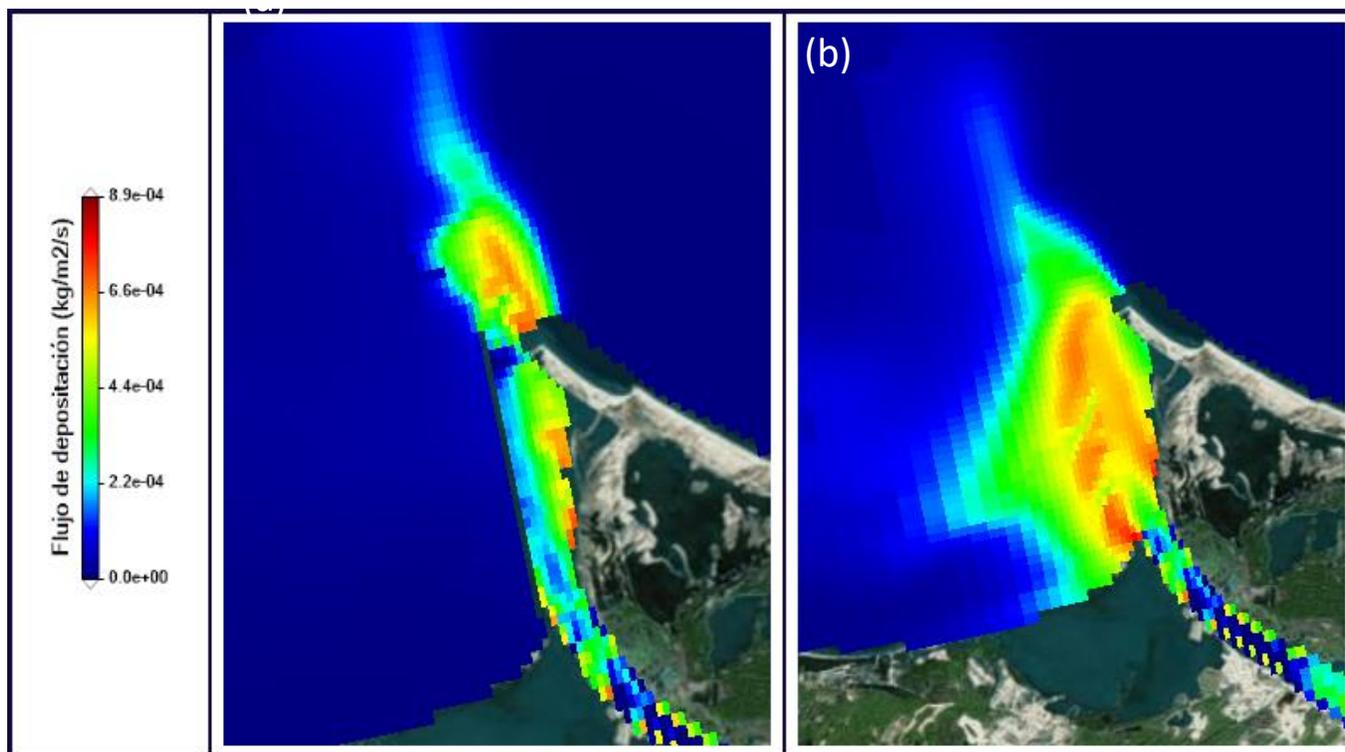


Figura 6-22. Resultados de flujo de Deposición para los escenarios (a) SG, (b) ST, después de 15 días de simulación.

La Figura 6-23a muestra como en ausencia de los groynes internos, la zona navegable del estuario capta mayor cantidad de sedimento en comparación con el escenario CTR. De la Figura 6-23b, podemos establecer que, si se restaurase la descarga del río Magdalena a sus condiciones naturales, habría un cambio significativo en las áreas deposicionales de la región costera-estuarina, adyacente a la desembocadura del río Magdalena, permitiendo un mayor suministro de SF a través de la línea de costa. Sin embargo, se comprometerían las condiciones de navegación segura dentro del cauce principal.

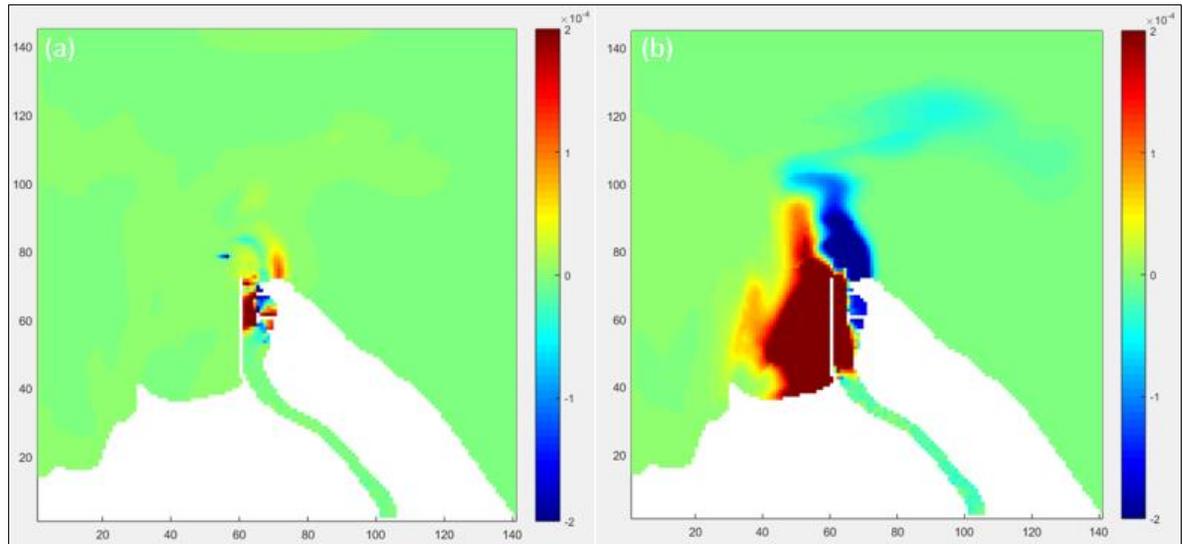


Figura 6-23. Comparación de los resultados de flujo de Depositación. (a) CTR vs SG, (b) CTR vs ST. Las unidades de la escala de colores son kg/m²/s.

6.6 Propuesta adaptación de un Weir Jetty en el tajamar

Como se ha presentado anteriormente, las defensas costeras han traídos dos problemas, sedimentación a la entrada al canal navegable y el retroceso de la línea costera. Aquí se plantea como posible solución a ambos problemas una modificación al sistema actual de protección costera, basado en un sistema de vertederos para disminuir la acumulación de sedimento en las entradas costeras.

Con el experimento numérico desarrollado, se exploró dentro de las alternativas ingenieriles para controlar la acumulación de sedimentos en zonas costeras, la funcionalidad de un sistema de vertedero (*Weir Jetty*). Los *weir jetty* son uno, de varios métodos para evitar la concentración de sedimento en las entradas costeras. Este sistema permite que en una determinada región se deposite el sedimento que es transportado a lo largo de la costa, por acción de las corrientes impulsadas por el viento, oleajes y marea, para eventualmente ser removido mediante dragado (Seabergh 2002). Esta técnica de ingeniería ha sido utilizada en diversas zonas costeras como Masonboro Inlet (Carolina del Norte) (Figura 6-24a) y Rudee Inlet (Virginia Beach), con el objetivo de controlar la acumulación del sedimento costero. En el desarrollo de este experimento, hemos tomado como referencia el funcionamiento ingenieril de los *weir jetty*, teniendo en cuenta que el

propósito de este experimento no es reproducir el funcionamiento de este sistema. Para esto, se ha generado computacionalmente una apertura en el lado izquierdo de la estructura del tajamar del río Magdalena (Figura 6-24b). Con el objetivo de evaluar, la posibilidad de mejorar las condiciones de depositación de SF, dentro del estuario y región de campo cercano o zona de aproximación a la entrada del río Magdalena. Esta simulación ha sido configurada con las condiciones iniciales y de borde, usadas en el escenario de CTR, la longitud del *weir jetty* se estableció en ~640 m.



Figura 6-24. (a) Ejemplo real de la aplicación de Weir Jetty en Masonboro Inlet (Carolina del Norte). Fuente: tomado de Seabergh and Thomas (2002). (b) Ubicación del Weir Jetty dentro del dominio de estudio para el desarrollo del experimento propuesto. Fuente: tomado y adaptado de Google Earth.

6.6.1 Efectos sobre la Hidrodinámica

La Figura 6-25 muestra el resultado de las velocidades de corrientes simuladas por el modelo, para el escenario WJ. Después de 15 días de simulación, se observa que la velocidad sobre la parte baja del estuario disminuye en comparación con el escenario CTR, aumentando notablemente en la zona alta del dominio fluvial. La velocidad también aumenta sobre la franja izquierda del litoral costero del dominio de estudio. Es posible notar un cambio en la forma de la pluma del río. A diferencia del escenario CTR, se observa una estructura menos definida y con un campo de velocidad reducido. Posiblemente, esto se deba a que el esfuerzo del viento gana influencia sobre la dinámica de la pluma, considerando que esta ha perdido momentum al verse reducido el caudal y la velocidad de descarga del río Magdalena.

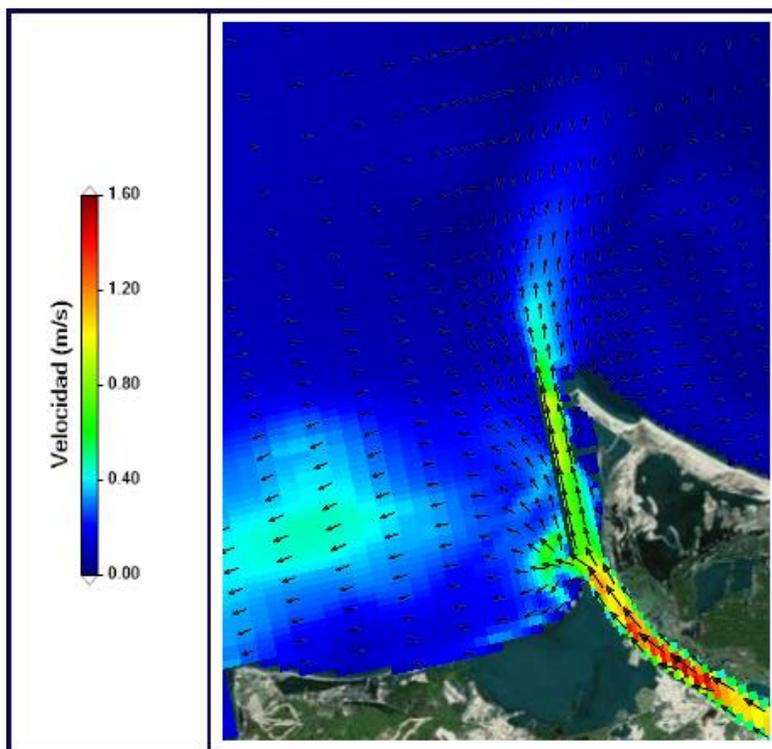


Figura 6-25. Campo de velocidades del dominio computacional calculado por el modelo. Escenario con weir jetty (WJ), después de 15 días de simulación.

6.6.2 Efectos sobre la Sedimentación

El resultado de esta simulación se observa en

Figura 6-26a y, la diferencia entre tasas de depositación con respecto al escenario de CTR se observan en la

Figura 6-26b. La simulación muestra que el funcionamiento del WJ en esta zona del estuario, aumenta la sedimentación dentro del canal navegable. En la región del litoral costero izquierdo a la descarga del río, cerca de las barreras que separan el sistema natural de lagunas del océano, aumenta el suministro de sedimentos finos, al depositarse una mayor concentración de sedimentos sobre esta región. Lo anterior era esperable teniendo en cuenta el cambio en la dirección del flujo del río. Además, el aumento en la sedimentación dentro del estuario, está en concordancia con la disminución de la velocidad del flujo; reduciendo la capacidad de transporte en suspensión y, permitiendo que aumente el tiempo de retención hidráulico del río sobre esta zona. La diferencia en la

deposición entre el escenario WJ y CTR marca lo anteriormente expuesto. También se observa una disminución del sedimento depositado en una zona problemática, como es la región de aproximación a la entrada al río. Aunque existe un aumento en la sedimentación dentro del canal navegable, puede ser que, dependiendo de las condiciones hidrodinámicas siga siendo aceptable para la navegación comercial.

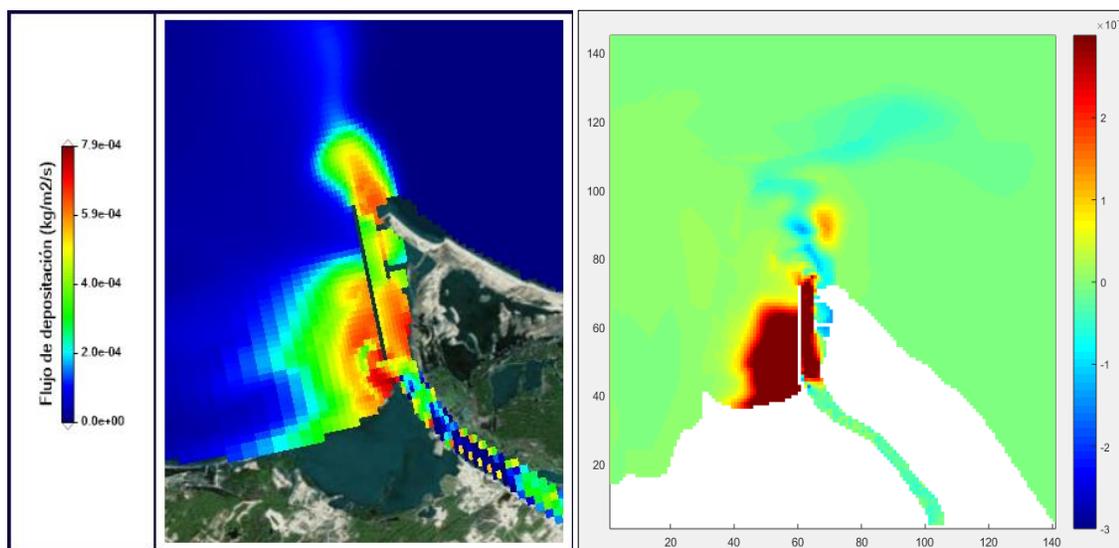


Figura 6-26. (a) Resultado de flujo de Depositación para el escenario con Weir Jetty (WJ), después de 15 días de simulación. (b) Comparación de los resultados de Depositación CTR vs WJ.

7. CONCLUSIONES

En esta investigación, un modelo numérico fue implementado para evaluar la respuesta hidro-sedimentaria del estuario y zona costera del río Magdalena, debido a la variabilidad estacional de la descarga fluvial, la magnitud del esfuerzo del viento, los niveles de mareas y la presencia de EDC. Comparaciones con datos de campo disponibles en Ospino et al. (2018) y CIOH-DIMAR, muestran que el modelo reproduce satisfactoriamente las magnitudes de velocidad y niveles de marea reportados. El modelo validado se usó para simular escenarios que permitieron mejorar la comprensión de los mecanismos gobernantes y, su efecto sobre la generación de corrientes y patrones de sedimentación. Las principales conclusiones se pueden resumir de la siguiente manera:

- Desde un punto de vista hidrodinámico, se concluye que las velocidades de las corrientes dentro del estuario, están controladas por la variabilidad estacional de los caudales del río Magdalena. La presencia de groynes en esa zona genera importantes regiones de recirculación, produciendo, además, que el cauce principal aumente su magnitud de velocidad. Los resultados muestran que, el viento es un factor dominante para definir la circulación costera y mar adentro. En ausencia de un forzante natural dominante, la pluma del río experimentará una circulación ciclónica en forma de remolino, formando una región de abultamiento.
- Con respecto a la dinámica del sedimento costero, la evolución del SF en el dominio oceánico estuvo principalmente controlada por la magnitud y dirección del viento. Los escenarios simulados muestran que, en la región de campo cercano, la dinámica del sedimento solo es controlada por la descarga del río en presencia de altos caudales ($\sim 16400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En los escenarios de control y de bajo caudal, la pluma de sedimentos fue controlada principalmente por el viento. En la región de campo medio, el viento domina la evolución de la pluma del sedimento a lo largo de la costa.
- En relación a la sedimentación estuarina, los resultados muestran que es sensible a la variabilidad estacional de la descarga fluvial. En presencia de bajas velocidades, se observan condiciones favorables para la sedimentación. Por otro

lado, las condiciones de flujo con caudal promedio y alto favorecen el transporte en suspensión. La dinámica temporal de la pluma permite concluir que las zonas deposicionales en la región de campo cercano o delta, están controladas por el viento. En condiciones de flujo extremo, el sedimento es depositado directamente en la región de campo medio.

- Las zonas de recirculación y baja velocidad generadas por los groynes, promueven la sedimentación independiente del caudal de descarga. Aun así, en el escenario de alto caudal se evidenció una mayor tasa de sedimentación. Las altas velocidades generadas en el cauce principal como consecuencia de la presencia de groynes, permite evitar sedimentación en el cauce, favoreciendo la navegabilidad del canal. Basado en las simulaciones, se puede concluir que el tajamar es el principal responsable de los cambios morfológicos en la zona deltaica del río Magdalena. Esto debido a que el tajamar ha inducido cambios hidrodinámicos, cortando el flujo natural de sedimentos a los sistemas lagunares que conformaban el delta del río Magdalena.
- Se evaluaron escenarios relacionados a cambio climático. Lo cual permite concluir que, un leve incremento en el nivel del mar no tiene una influencia significativa sobre el transporte en suspensión. Por tanto, tampoco la tiene para la depositación de SF dentro del estuario. En cambio, el aumento de un 1 m del nivel del mar supone alteraciones notables en las tasas de depositación y resuspensión del SF, en cada fase de flujo y reflujos de la marea. Aumentando la concentración de sedimento depositado en la zona alta del estuario.
- En esta investigación se propone la implementación de un vertedero para aliviar la descarga de SF, basado en el funcionamiento de los sistemas weir jetty. Se buscó obtener evidencia numérica de la capacidad de los weir jetty, para mejorar las condiciones de sedimentación y la recuperación de los ecosistemas costeros. Basado en la hidrodinámica, se concluye que un sistema de vertedero aumentaría el suministro de sedimentos sobre el litoral costero, aliviando la tasa de depositación en la región delta. Esto podría traer beneficios ecológicos, económicos e incluso turísticos. Por un lado, reducir la frecuencia de dragado

sobre la región de aproximación a la entrada del río Magdalena, permitiría disminuir los costos ecológicos y económicos que genera esta actividad. Sobre la recuperación del sistema natural de lagunas, el aumento del suministro de sedimentos permitiría mitigar la erosión y retrocesos en la línea de costa. Dentro del estuario se da un aumento en la sedimentación. Con el desarrollo de experimentos que incluyan distintas clases de sedimentos y parámetros de flujo, se podría determinar si la presencia del weir jetti, junto al aumento de la sedimentación, permiten el desarrollo de condiciones aceptables para mantener el canal navegable.

7.1. Investigaciones futuras

Los casos de estudio mostrados en esta tesis, son solo una aproximación al entendimiento de los procesos hidro-sedimentarios que se dan en regiones costeras-estuarinas altamente intervenidas por el hombre y, que presentan condiciones de alta descarga fluvial y sedimentaria. La inclusión de diferentes variables físicas y antropogénicas dentro del análisis del comportamiento hidro-sedimentario, enriquece la discusión sobre mejoras en el río Magdalena y en sistemas similares. Los modelos numéricos modernos han demostrado una habilidad significativa para predecir las propiedades, posiciones y patrones de circulación del agua en zonas costeras-estuarinas y que presentan una pluma dinámica (Hetland and DiMarco 2012; Horner-Devine 2009; MacCready et al. 2009; Nguyen et al. 2009; de Pablo et al. 2019; Warner et al. 2008; Q. Zhu et al. 2017). A pesar de los avances computacionales, la mayoría de las investigaciones aún se centran en procesos sedimentarios que ocurren a pequeña escala espacial y temporal. Sin embargo, la gestión de puertos y zonas costeras desde el punto de vista del sedimento, ha sido mejor comprendida cuando se ha aumentado la escala espacio-temporal, incluyendo las tendencias generales en términos de caudales de descarga, suministro de sedimentos y nivel del mar (Mitchell and Uncles 2013).

En relación al río Magdalena, futuros trabajos sobre transporte de sedimentos, deberán ampliar las clases de sedimentos a considerar. Además, incluir un análisis de

sensibilidad a la variación de la velocidad de asentamiento (W_s), para una mejor aproximación a la relación erosión-depositación. Tomando como base los resultados de los escenarios donde no se forzó el modelo con el viento y la marea, será interesante profundizar en la comprensión y predicción de los procesos de mezcla dominantes, que se dan en varias regiones de la pluma, a diferentes escalas espacio-temporales. Además, del escenario de cambio climático, se debe profundizar en los efectos que supondrían un aumento del nivel del mar en la circulación y en consecuencia, en la migración de las zonas de máxima turbidez, intrusión de cuña salina e intercambio de sedimentos costeros y fluviales (Prandle and Lane 2015; Yang et al. 2015). En el escenario donde se evaluó la modificación a la actual estructura de defensa costera, se comprobó que un sistema de vertedero aumentaría el suministro de sedimento al litoral costero, como también aumentaría la sedimentación dentro de estuario, siendo menor el flujo de depositación en la región de aproximación a la entrada del canal navegable. Investigaciones futuras deberán incluir la adaptación de un modelo morfológico, para evaluar si este suministro de sedimento al litoral costero permitirá recuperar el sistema de lagunas costeras y estabilizar el retroceso en la línea de costa. En conjunto, determinar si la sedimentación dentro del canal navegable es aceptable para mantener óptimas y estables condiciones de navegación.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, James R. 1988. "Nearshore Sediment Transport." *Geographical Review* 78(2): 148. <https://www.jstor.org/stable/214173?origin=crossref> (November 12, 2019).
- Alvarez-Silva, Oscar et al. 2018. "Saltwater Intrusion into a River with High Fluvial Discharge: A Microtidal Estuary of the Magdalena River, Colombia." *Journal of Coastal Research* 34(6): 1273.
- Amoudry, Laurent O., and Alejandro J. Souza. 2011. "Impact of Sediment-Induced Stratification and Turbulence Closures on Sediment Transport and Morphological Modelling." *Continental Shelf Research* 31(9): 912–28. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434311000793> (May 20, 2019).
- Avicola, Greg, and Pablo Huq. 2003. "The Characteristics of the Recirculating Bulge Region in Coastal Buoyant Outflows." *Journal of Marine Research* 61(4): 435–63.
- Azhikodan, Gubash, and Katsuhide Yokoyama. 2015. "Temporal and Spatial Variation of Mixing and Movement of Suspended Sediment in the Macrotidal Chikugo River Estuary." *Journal of Coastal Research* 313: 680–89. <http://www.bioone.org/doi/10.2112/JCOASTRES-D-14-00097.1> (September 25, 2019).
- Bamunawala, Janaka, Shreedhar Maskey, Trang Duong, and Ad van der Spek. 2018. "Significance of Fluvial Sediment Supply in Coastline Modelling at Tidal Inlets." *Journal of Marine Science and Engineering* 6(3): 79. <http://www.mdpi.com/2077-1312/6/3/79>.
- Basile, Pedro Abel. 2018. *Biomass Chem Eng Transporte de Sedimentos y Morfodinámica de Ríos Aluviales*.
- Blake, A. C., G. C. Kineke, T. G. Milligan, and C. R. Alexander. 2001. "Sediment Trapping and Transport in the ACE Basin, South Carolina." *Estuaries* 24(5): 721. <http://link.springer.com/10.2307/1352880> (September 25, 2019).
- Bolaños, Rodolfo et al. 2013. "Tidal, Riverine, and Wind Influences on the Circulation of a Macrotidal Estuary." *Journal of Physical Oceanography* 43(1): 29–50. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO-D-11-0156.1> (July 23, 2019).
- Boudet, L., F. Sabatier, and O. Radakovitch. 2017. "Modelling of Sediment Transport Pattern in the Mouth of the Rhone Delta: Role of Storm and Flood Events." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 198: 568–82. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.10.004>.
- Brandt, S. Anders. 2000. "Classification of Geomorphological Effects Downstream of Dams." *Catena* 40(4): 375–401.

Braunschweig, F. et al. 2004. "The Object-Oriented Design of the Integrated Water Modelling System MOHID." *Developments in Water Science* 55: 1079–90. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167564804801266> (July 25, 2018).

Ten Brinke, Wilfried B M, Floris H. Schulze, and Peter van der Veer. 2004. "Sand Exchange between Groyne-Field Beaches and the Navigation Channel of the Dutch Rhine: The Impact of Navigation versus River Flow." *River Research and Applications* 20(8): 899–928.

Brito, David et al. 2015. "Integrating Operational Watershed and Coastal Models for the Iberian Coast: Watershed Model Implementation - A First Approach." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 167: 138–46.

Cancino, L., and R. Neves. 1999a. "Hydrodynamic and Sediment Suspension Modelling in Estuarine Systems Part I: Description of the Numerical Models." *Journal of Marine Systems* 22: 105–16. 1999b. "Hydrodynamic and Sediment Suspension Modelling in Estuarine Systems Part II: Application to the Western Scheldt and Gironde Estuaries." *Journal of Marine Systems* 22: 117–31.

Chasten, Monica A et al. 1993. Technical Report CERC-93-19 US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Engineering Design Guidance for Detached Breakwaters as Shoreline Stabilization Structures. US Army Corps of Engineers.

Chen, W., and H. E. de Swart. 2018. "Estuarine Residual Flow Induced by Eddy Viscosity-Shear Covariance: Dependence on Axial Bottom Slope, Tidal Intensity and Constituents." *Continental Shelf Research* 167(November 2017): 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.07.011>.

Choi, Byoung-Ju, and John L. Wilkin. 2007. "The Effect of Wind on the Dispersal of the Hudson River Plume." *Journal of Physical Oceanography* 37(7): 1878–97.

CORMAGDALENA. 2019. Justificación Técnica Dragado de Canal de Acceso Al Puerto de Barranquilla.Pdf. Barranquilla.

Dally, William R, and Joan Pope. 1986. "Detached Breakwaters for Shore Protection." <https://apps.dtic.mil/docs/citations/ADA171183> (April 23, 2019).

Davis, Richard A. 1985. *Coastal Sedimentary Environments*. Springer New York.

Droppo, Ian G. 2001. "Rethinking What Constitutes Suspended Sediment." *Hydrological Processes* 15(9): 1551–64. <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.228> (June 25, 2019).

Dyer, K. R. (Keith R.). 1997. *Estuaries: A Physical Introduction*. John Wiley. https://books.google.cl/books/about/Estuaries.html?id=l84PAQAIAAJ&redir_esc=y (September 25, 2019).

FISCHER, HUGO B. et al. 1979. "Mixing in Estuaries." *Mixing in Inland and Coastal Waters*:229–78.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780080511771500118> (June 17, 2019).

FitzGerald, Duncan M., Michael S. Fenster, Britt A. Argow, and Ilya V. Buynevich. 2008. "Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36(1): 601–47.

Fong, Derek A., and W. Rockwell Geyer. 2002. "The Alongshore Transport of Freshwater in a Surface-Trapped River Plume." *Journal of Physical Oceanography* 32(3): 957–72.

Franz, G. et al. 2014. "Modelling of Cohesive Sediment Dynamics in Tidal Estuarine Systems: Case Study of Tagus Estuary, Portugal." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 151: 34–44. 2017. "Modelling of Sediment Transport and Morphological Evolution under the Combined Action of Waves and Currents." *Ocean Science* 13(5): 673–90.

Franz, Guilherme et al. 2017. "Development and Validation of a Morphological Model for Multiple Sediment Classes." *International Journal of Sediment Research* 32(4): 585–96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.05.002>.

García, Marcelo H. 2008. *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*. American Society of Civil Engineers.

Garvine, Richard W. 2001. "The Impact of Model Conn Guration in Studies of Buoyant Coastal Discharge." *Journal of Marine Research*: 193–225.

Geyer, W. R. 1993. "The Importance of Suppression of Turbulence by Stratification on the Estuarine Turbidity Maximum." *Estuaries* 16(1): 113. <http://link.springer.com/10.2307/1352769> (September 25, 2019). 2010. "Estuarine Salinity Structure and Circulation." In *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, ed. Arnoldo Valle-Levinson. Cambridge: Cambridge University Press, 12–26. https://www.cambridge.org/core/product/identifier/CBO9780511676567A008/type/book_part (May 16, 2019).

Geyer, W. Rockwell, Jonathan D. Woodruff, and Peter Traykovski. 2001. "Sediment Transport and Trapping in the Hudson River Estuary." *Estuaries* 24(5): 670. <http://link.springer.com/10.2307/1352875> (May 6, 2019).

Geyer, W. R., and D. K. Ralston. 2012. *2 Treatise on Estuarine and Coastal Science The Dynamics of Strongly Stratified Estuaries*. Elsevier Inc. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00206-0>.

Geyer, W. Rockwell, and Parker MacCready. 2014. "The Estuarine Circulation." *Annual Review of Fluid Mechanics* 46(1): 175–97.

- Giardino, A. et al. 2018. “A Quantitative Assessment of Human Interventions and Climate Change on the West African Sediment Budget.” *Ocean and Coastal Management* 156(November 2017): 249–65.
- H., X., and F. P. 2013. “Sediment Transport Dynamics in Ports, Estuaries and Other Coastal Environments.” *Sediment Transport Processes and Their Modelling Applications* (May): 2–36.
- Hetland, Robert D. 2005. “Relating River Plume Structure to Vertical Mixing.” *Journal of Physical Oceanography* 35(9): 1667–88.
- Higgins, Aldemar et al. 2016. “Suspended Sediment Transport in the Magdalena River (Colombia, South America): Hydrologic Regime, Rating Parameters and Effective Discharge Variability.” *International Journal of Sediment Research* 31(1): 25–35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijsrc.2015.04.003>.
- . 2017. “Distribución Vertical de Sedimentos En Suspensión En La Zona de Desembocadura Del Rio Magdalena, Colombia.” *Latin American Journal of Aquatic Research* 45(4): 724–36. http://www.lajar.cl/pdf/imar/v45n4/Articulo_45_4_09.pdf.
- Horner-Devine, Alexander R. 2009. “The Bulge Circulation in the Columbia River Plume.” *Continental Shelf Research* 29(1): 234–51.
- Horner-Devine, Alexander R., Derek A. Fong, Stephen G. Monismith, and Tony Maxworthy. 2006. “Laboratory Experiments Simulating a Coastal River Inflow.” *Journal of Fluid Mechanics* 555: 203–32.
- Horner-Devine, Alexander R., Robert D. Hetland, and Daniel G. MacDonald. 2015. “Mixing and Transport in Coastal River Plumes.” *Annual Review of Fluid Mechanics* 47(1): 569–94. <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-fluid-010313-141408> (July 25, 2019).
- Houben, Peter, Jürgen Wunderlich, and Lothar Schrott. 2009. “Climate and Long-Term Human Impact on Sediment Fluxes in Watershed Systems.” *Geomorphology* 108(1–2): 1–7. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.018>.
- Huijts, K. M.H., H. M. Schuttelaars, H. E. de Swart, and A. Valle-Levinson. 2006. “Lateral Entrapment of Sediment in Tidal Estuaries: An Idealized Model Study.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(12).
- Inan, Asu. 2019. “Modeling of Hydrodynamics and Dilution in Coastalwaters.” *Water* (Switzerland) 11(1).
- Janzen, C. D. 2002. “Wind-Forced Dynamics at the Estuary-Shelf Interface of a Large Coastal Plain Estuary.” *Journal of Geophysical Research* 107(C10).

Jay, D. A., S. A. Talke, A. Hudson, and M. Twardowski. 2015. 68 Developments in Sedimentology Estuarine Turbidity Maxima Revisited: Instrumental Approaches, Remote Sensing, Modeling Studies, and New Directions. 1st ed. Elsevier B.V. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-63529-7.00004-3>.

Kettner, A. J., J. D. Restrepo, and J. P. M. Syvitski. 2010. “A Spatial Simulation Experiment to Replicate Fluvial Sediment Fluxes within the Magdalena River Basin, Colombia.” *The Journal of Geology* 118(4): 363–79. <http://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/652659>.

Kim, Yong Hoon, and George Voulgaris. 2008. “Lateral Circulation and Suspended Sediment Transport in a Curved Estuarine Channel: Winyah Bay, SC, USA.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(9): 1–15.

Kristensen, Sten Esbjørn, Nils Drønen, Rolf Deigaard, and Jørgen Fredsoe. 2013. “Hybrid Morphological Modelling of Shoreline Response to a Detached Breakwater.” *Coastal Engineering* 71: 3–27. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001330> (May 20, 2019).

Krone, R. 1962. Flume Studies of the Transport of Sediment in Estuarial Shoaling Processes Final Report, Berkeley: Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory University of California. <https://www.worldcat.org/title/flume-studies-of-the-transport-of-sediment-in-estuarial-shoaling-processes-final-report/oclc/8967084> (June 25, 2019).

Kuang, Cuiping et al. 2018. “Influence of Headland Breakwaters on Morphological Processes at Longfengtou Beach in Haitan Bay, Facing the Taiwan Strait.” *Journal of Ocean University of China* 17(6): 1290–1300.

Lacy, Jessica R., and Stephen G. Monismith. 2001. “Secondary Currents in a Curved, Stratified, Estuarine Channel.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106(C12): 31283–302.

Van De Lageweg, Wietse, and Aimée Slangen. 2017. “Predicting Dynamic Coastal Delta Change in Response to Sea-Level Rise.” *Journal of Marine Science and Engineering* 5(2): 24. <http://www.mdpi.com/2077-1312/5/2/24> (April 20, 2020).

Lai, Wenfeng, Jiayi Pan, and Adam T. Devlin. 2018. “Impact of Tides and Winds on Estuarine Circulation in the Pearl River Estuary.” *Continental Shelf Research* 168(December 2017): 68–82. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.09.004>.

Latrubesse, Edgardo M. 2015. “Large Rivers, Megafans and Other Quaternary Avulsive Fluvial Systems: A Potential ‘Who’s Who’ in the Geological Record.” *Earth-Science Reviews* 146: 1–30.

- Leitão, P. et al. 2008. “Modelling Coastal Systems: The MOHID Water Numerical Lab.” *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management in South America (1997)*: 77–88.
- Lerczak, James A., and W. Rockwell Geyer. 2004. “Modeling the Lateral Circulation in Straight, Stratified Estuaries.” *Journal of Physical Oceanography* 34(6): 1410–28.
- Lesser, G.R., J.A. Roelvink, J.A.T.M. van Kester, and G.S. Stelling. 2004. “Development and Validation of a Three-Dimensional Morphological Model.” *Coastal Engineering* 51(8–9): 883–915.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383904000870> (May 20, 2019).
- Li, Li, Zhiguo He, Yuezhong Xia, and Xiping Dou. 2018. “Dynamics of Sediment Transport and Stratification in Changjiang River Estuary, China.” *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 213(November 2017): 1–17.
- Li, Xing, J. Paul Liu, Yoshiki Saito, and Van Lap Nguyen. 2017. “Recent Evolution of the Mekong Delta and the Impacts of Dams.” *Earth-Science Reviews* 175: 1–17.
- Li, Yun, and Ming Li. 2011. “Effects of Winds on Stratification and Circulation in a Partially Mixed Estuary.” *Journal of Geophysical Research* 116(C12): C12012.
<http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006893> (July 23, 2019).
- Luan, Hua Long et al. 2018. “Morphodynamic Impacts of Large-Scale Engineering Projects in the Yangtze River Delta.” *Coastal Engineering* 141(June): 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.08.013>.
- Lyard, Florent, Fabien Lefevre, Thierry Letellier, and Olivier Francis. 2006. “Modelling the Global Ocean Tides: Modern Insights from FES2004.” *Ocean Dynamics* 56(5–6): 394–415. <http://link.springer.com/10.1007/s10236-006-0086-x> (August 22, 2019).
- Van Maanen, Barend, and Aldo Sottolichio. 2018. “Hydro- and Sediment Dynamics in the Gironde Estuary (France): Sensitivity to Seasonal Variations in River Inflow and Sea Level Rise.” *Continental Shelf Research* 165(May): 37–50.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.001>.
- Mangor, K., N.K. Drønen, K.H. Kærgaard, and S.E. Kristensen. 2017. DHI Water and Environment Shoreline Management Guidelines.
- Van Maren, D. S., T. van Kessel, K. Cronin, and L. Sittoni. 2015. “The Impact of Channel Deepening and Dredging on Estuarine Sediment Concentration.” *Continental Shelf Research* 95: 1–14. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.010>.
- MacCready, Parker, and W. Rockwell Geyer. 2010. “Advances in Estuarine Physics.” *Annual Review of Marine Science* 2(1): 35–58.
- MacDonald, Daniel G., and W. Rockwell Geyer. 2004. “Turbulent Energy Production and Entrainment at a Highly Stratified Estuarine Front.” *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 109(5): 1–17.

Martin, Wayne D., and Parker MacCready. 2011. "Influence of Large-Scale Tidal Asymmetry on Subtidal Dynamics in the Western Strait of Juan de Fuca." *Journal of Geophysical Research* 116(C2): C02009. <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006363> (January 30, 2020).

Martins, F., Paulo LEITÃO, Adélio SILVA, and Ramiro NEVES. 2001. "3D Modelling in the Sado Estuary Using a New Generic Vertical Discretization Approach." *Oceanologica Acta* 24: 51–62. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0399178401000925> (July 25, 2018).

Milliman, J. D. et al. 2008. "Climatic and Anthropogenic Factors Affecting River Discharge to the Global Ocean, 1951-2000." *Global and Planetary Change* 62(3–4): 187–94.

Mitchell, S. B., and R. J. Uncles. 2013. "Estuarine Sediments in Macrotidal Estuaries: Future Research Requirements and Management Challenges." *Ocean and Coastal Management* 79: 97–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2012.05.007>.

Moreno-Madriñán, Max J. et al. 2015. "Using Remote Sensing to Monitor the Influence of River Discharge on Watershed Outlets and Adjacent Coral Reefs: Magdalena River and Rosario Islands, Colombia." *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.

Moskalski, Susanne, and Raymond Torres. 2012. "Influences of Tides, Weather, and Discharge on Suspended Sediment Concentration." *Continental Shelf Research* 37: 36–45. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.01.015>.

Mosselman, Erik. 2012. "Modelling Sediment Transport and Morphodynamics of Gravel-Bed Rivers." *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*: 101–15.

Mulder, Herman P.J., and Connie Udink. 1990. "Modelling of cohesive sediment transport. a case study: the western scheldt estuary." *Coastal Engineering Proceedings* 1(22). <https://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/4657> (September 12, 2019).

Naga Kumar, K. Ch V. et al. 2018. *Coastal Zone Management: Global Perspectives, Regional Processes, Local Issues Erosional Responses of Eastern and Western Coastal Regions of India, Under Global, Regional, and Local Scale Causes*. Elsevier Inc. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-814350-6.00007-0>.

Nihoul, Jacques C.J., and S. Djenidi. 1987. "Perspective in Three-Dimensional Modelling of the Marine System." *Elsevier Oceanography Series* 45: 1–33. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408704409> (May 17, 2019).

- Nowacki, Daniel J. et al. 2015. "Sediment Dynamics in the Lower M Ekong R Iver: Transition from Tidal River to Estuary." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120(9): 6363–83. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JC010754> (September 25, 2019).
- Palinkas, Cindy M., Nicole Barth, Evamaria W. Koch, and Deborah J. Shafer. 2016. "The Influence of Breakwaters on Nearshore Sedimentation Patterns in Chesapeake Bay, USA." *Journal of Coastal Research* 320(1): 788–99.
- Papanicolaou, Athanasios (Thanos) N. et al. 2008. "Sediment Transport Modeling Review—Current and Future Developments." *Journal of Hydraulic Engineering* 134(1): 1–14. <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%282008%29134%3A1%281%29> (May 20, 2019).
- Partheniades, Emmanuel. 1965. "Erosion and Deposition of Cohesive Soils." *Journal of the Hydraulics Division* 91(1): 105–39. <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockkey=0013640> (September 12, 2019).
- Patiño, Eduardo. 2018. "Cormagdalena Declara Urgencia Manifiesta Para Contratar Dragado En El Canal de Acceso." *El Heraldo*. <https://www.elheraldo.co/barranquilla/cormagdalena-declara-urgencia-manifiesta-para-contratar-dragado-en-el-canal-de-acceso>.
- Pilkey, Orrin H., and J. A. G. Cooper. 2014. *The Last Beach*. Duke Unive. Durham.
- Prandle, David. 2009. *Estuaries. Dynamics, Mixing, Sedimentation and Morphology*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9780511576096/type/book> (June 25, 2019).
- Prandle, David, and Andrew Lane. 2015. "Sensitivity of Estuaries to Sea Level Rise: Vulnerability Indices." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 160(August): 60–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2015.04.001>.
- Pritchard, Donald. 1967. "Observations of Circulation in Coastal Plain Estuaries." In *Estuaries. Estuarine Turnover Time Models*, ed. G.H Lauff. Washington, D.C, 37–44.
- Pu, Xiang, John Z. Shi, Guo-Dong Hu, and Long-Bing Xiong. 2015. "Circulation and Mixing along the North Passage in the Changjiang River Estuary, China." *Journal of Marine Systems* 148: 213–35. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796315000573> (September 25, 2019).
- Pullen, Julie D., and J.S. Allen. 2000. "Modeling Studies of the Coastal Circulation Off Northern California: Shelf Response to a Major Eel River Flood Event." *Continental Shelf Research* 20(16): 2213–38. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434300000686> (July 25, 2019).

- Ralston, David K., W. Rockwell Geyer, and James A. Lerczak. 2010. "Structure, Variability, and Salt Flux in a Strongly Forced Salt Wedge Estuary." *Journal of Geophysical Research* 115(C6): C06005. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JC005806> (October 2, 2019).
- Ralston, David K., W. Rockwell Geyer, and John C. Warner. 2012. "Bathymetric Controls on Sediment Transport in the Hudson River Estuary: Lateral Asymmetry and Frontal Trapping." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(10): 1–21.
- Rangel-Buitrago, Nelson, A. T. Williams, and Giorgio Anfuso. 2018. "Hard Protection Structures as a Principal Coastal Erosion Management Strategy along the Caribbean Coast of Colombia. A Chronicle of Pitfalls." *Ocean and Coastal Management* 156: 58–75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.04.006>.
- Reineck, Hans-Erich, and Indra Bir Singh. 1973. *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-96291-2> (April 12, 2019).
- Restrepo, J. D., and Heber A. Escobar. 2018. "Sediment Load Trends in the Magdalena River Basin (1980–2010): Anthropogenic and Climate-Induced Causes." *Geomorphology* 302: 76–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.013>.
- Restrepo, J.D, and B Kjerfve. 2000. "Magdalena River: Interannual Variability (1975–1995) and Revised Water Discharge and Sediment Load Estimates." *Journal of Hydrology* 235(1–2): 137–49. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169400002699> (June 25, 2019).
- Restrepo, Juan Camilo et al. 2016. "Sediment Transport and Geomorphological Change in a High-Discharge Tropical Delta (Magdalena River, Colombia): Insights from a Period of Intense Change and Human Intervention (1990–2010)." *Journal of Coastal Research* 319: 575–89. <http://www.bioone.org/doi/10.2112/JCOASTRES-D-14-00263.1>.
- . 2018. "Estuarine and Sediment Dynamics in a Microtidal Tropical Estuary of High Fluvial Discharge: Magdalena River (Colombia, South America)." *Marine Geology* 398(February): 86–98. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.12.008>.
- Restrepo, Juan Camilo, Juan Carlos Ortíz, Luis Otero, and Silvio Raul Ospino. 2015. "Transporte de Sedimentos En Suspensión En Los Principales Ríos Del Caribe Colombiano: Magnitud, Tendencias y Variabilidad." *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 39(153): 527. <http://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/209>.
- Restrepo, Juan D. 2008. "Applicability of LOICZ Catchment-Coast Continuum in a Major Caribbean Basin: The Magdalena River, Colombia." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77(2): 214–29.

Restrepo, Juan D., and James P. M. Syvitski. 2006. "Assessing the Effect of Natural Controls and Land Use Change on Sediment Yield in a Major Andean River: The Magdalena Drainage Basin, Colombia." *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 35(2): 65–74. <http://www.bioone.org/doi/abs/10.1579/0044-7447%282006%2935%5B65%3AATEONC%5D2.0.CO%3B2>.

Rheinheimer, David E., and Sarah M. Yarnell. 2017. "Tools for Sediment Management in Rivers." *Water for the Environment: From Policy and Science to Implementation and Management*: 237–63. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-803907-6.00012-7>.

Rijn, L. C. van. 1993. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries, and Coastal Seas*. Amsterdam the Netherlands: Aqua Publications. <https://www.worldcat.org/title/principles-of-sediment-transport-in-rivers-estuaries-and-coastal-seas/oclc/29969144> (August 8, 2019).

Van Rijn, L. C. 2011. "Coastal Erosion and Control." *Ocean and Coastal Management* 54(12): 867–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004>.

Van Rijn, L. C. 1984. "Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport." *Journal of Hydraulic Engineering--ASCE* 110(10): 1431–56.

Rivas, David. 2017. "Wind-Driven Coastal-Trapped Waves off Southern Tamaulipas and Northern Veracruz, Western Gulf of Mexico, during Winter 2012–2013." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 185: 1–10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2016.12.002>.

Roberts, Philip J. W. 2010. "Marine Wastewater Outfalls and Treatment Systems." *Water Intelligence Online* 9.

Ruiz-Villarreal, M. et al. 2002a. "Hydrodynamic Model Study of the Ria de Pontevedra Under Estuarine Conditions." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54(1): 101–13. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S027277140190825X> (July 25, 2018).

———. 2002b. "Hydrodynamic Model Study of the Ria de Pontevedra Under Estuarine Conditions." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54(1): 101–13. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027277140190825X?via%3Dihub> (August 13, 2019).

Ruiz Villarreal, Manuel, Karsten Bolding, Hans Burchard, and Encho Demirov. 2005. "Coupling of the GOTM Turbulence Module to Some Three-Dimensional Ocean Models." In *Marine Turbulence: Theories, Observations and Models*, eds. Helmut Baumert, John Simpson, and Jürgen. Sündermann. Cambridge University Press. http://www.mohid.com/PublicData/products/BookPapers/Chapter26_CARTUM.pdf (August 13, 2019).

Santoro, Pablo E., Mónica Fossati, and Ismael Piedra-Cueva. 2013. "Study of the Meteorological Tide in the Río de La Plata." *Continental Shelf Research* 60: 51–63.

Savenije, H. H. G. (Hubert H. G.). 2005. *Salinity and Tides in Alluvial Estuaries*. Elsevier.

Schettini, Carlos Augusto França et al. 2013. "Residual Fluxes of Suspended Sediment in a Tidally Dominated Tropical Estuary." *Continental Shelf Research* 70: 27–35. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434313000642> (September 25, 2019).

Scully, Malcolm E., W. Rockwell Geyer, Malcolm E. Scully, and W. Rockwell Geyer. 2012. "The Role of Advection, Straining, and Mixing on the Tidal Variability of Estuarine Stratification." *Journal of Physical Oceanography* 42(5): 855–68. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO-D-10-05010.1> (September 25, 2019).

Seabergh, William C. 2002. *Weir Jetties at Coastal Inlets: Part 1, Functional Design Considerations*.

Sheng, Y. Peter. 1986. "Coastal and Estuarine Hydrodynamic Modeling in Curvilinear Grids by." In *Physics-Based Modeling of Lakes, Reservoirs and Impoundments*, ed. W. G. Grey., 2655–65.

———. 1987. "On Modeling Three-Dimensional Estuarine and Marine Hydrodynamics." *Elsevier Oceanography Series* 45: 35–54. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408704410> (May 17, 2019).

Shi, Z. 2004. "Behaviour of Fine Suspended Sediment at the North Passage of the Changjiang Estuary, China." *Journal of Hydrology* 293(1–4): 180–90. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404000599> (September 25, 2019).

Shrestha, B. et al. 2013. "Impact of Climate Change on Sediment Yield in the Mekong River Basin: A Case Study of the Nam Ou Basin, Lao PDR." *Hydrology and Earth System Sciences* 17(1): 1–20. <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/1/2013/> (April 23, 2019).

Siviglia, Annunziato, and Alessandra Crosato. 2016. "Numerical Modelling of River Morphodynamics: Latest Developments and Remaining Challenges." *Advances in Water Resources* 93(Part A): 1–3. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.01.005>.

Smagorinsky, J. 1963. "General circulation experiments with the primitive equations." *Monthly Weather Review* 91(3): 99–164. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281963%29091%3C0099%3AGCEWTP%3E2.3.CO%3B2> (October 3, 2019).

Song, Y. Tony, and Thomas Y. Hou. 2006. "Parametric Vertical Coordinate Formulation for Multiscale, Boussinesq, and Non-Boussinesq Ocean Modeling." *Ocean Modelling* 11(3–4): 298–332. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1463500305000107> (August 13, 2019).

Soulsby, R.L., and S. Clarke. 2005. "Bed Shear-Stress under Combined Waves and Currents on Smooth and Rough Beds (TR 137)."

Stamos, Dimitrios G., and Muhammad R. Hajj. 2001. "Reflection and Transmission of Waves over Submerged Breakwaters." *Journal of Engineering Mechanics* 127(2): 99–105.
<http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9399%282001%29127%3A2%2899%29> (April 24, 2020).

Sukhodolov, A, C Engelhardt, A Kruger, and H Bungartz. 2004. "Case Study: Turbulent Flow and Sediment Distributions in a Groyne Field." *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* 130(1): 1–9.

Syvitski, James P. M., and John D. Milliman. 2007. "Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean." *The Journal of Geology* 115(1): 1–19.
<https://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/509246> (April 23, 2019).

Syvitski, James P.M. et al. 2009. "Sinking Deltas Due to Human Activities." *Nature Geoscience* 2(10): 681–86.

Syvitski, James P.M., Charles J. Vörösmarty, Albert J. Kettner, and Pamela Green. 2005. "Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean." *Science* 308(5720): 376–80.

Szymczycha, B et al. 2019. "The Baltic Sea." In *World Seas: An Environmental Evaluation*, ed. Charles Sheppard. Academic Press, 404.

Talley, Lynne D., George L. Pickard, William J. Emery, and James H. Swift. 2012. "Gravity Waves, Tides, and Coastal Oceanography." *Descriptive Physical Oceanography*: 1–31.

Tessler, Zachary D., Charles J. Vörösmarty, Irina Overeem, and James P.M. Syvitski. 2018. "A Model of Water and Sediment Balance as Determinants of Relative Sea Level Rise in Contemporary and Future Deltas." *Geomorphology* 305: 209–20.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.040>.

Tosic, Marko et al. 2019. "Hydrodynamic Modelling of a Polluted Tropical Bay: Assessment of Anthropogenic Impacts on Freshwater Runoff and Estuarine Water Renewal." *Journal of Environmental Management* 236(December 2018): 695–714.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.01.104>.

Valle-Levinson, Arnoldo. 2010. "Definition and Classification of Estuaries." In *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, ed. Arnoldo Valle-Levinson. Cambridge: Cambridge University Press, 1–11.
https://www.cambridge.org/core/product/identifier/CBO9780511676567A007/type/book_part (May 16, 2019).

Vörösmarty, Charles J et al. 2003. "Anthropogenic Sediment Retention: Major Global Impact from Registered River Impoundments." *Global and Planetary Change* 39(1–2):

169–90. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818103000237> (April 23, 2019).

Wan, Yuanyang, and Li Wang. 2017. “Numerical Investigation of the Factors Influencing the Vertical Profiles of Current, Salinity, and SSC within a Turbidity Maximum Zone.” *International Journal of Sediment Research* 32(1): 20–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijsrc.2016.07.003>.

Wang, Houjie et al. 2017. “Impacts of the Dam-Orientated Water-Sediment Regulation Scheme on the Lower Reaches and Delta of the Yellow River (Huanghe): A Review.” *Global and Planetary Change* 157: 93–113.

Wang, X. H., N. Pinardi, and V. Malacic. 2007. “Sediment Transport and Resuspension Due to Combined Motion of Wave and Current in the Northern Adriatic Sea during a Bora Event in January 2001: A Numerical Modelling Study.” *Continental Shelf Research* 27(5): 613–33.

Wang, Z. B. et al. 2015. “Human Impacts on Morphodynamic Thresholds in Estuarine Systems.” *Continental Shelf Research* 111: 174–83.

Warner, John C. et al. 2008. “Development of a Three-Dimensional, Regional, Coupled Wave, Current, and Sediment-Transport Model.” *Computers and Geosciences* 34(10): 1284–1306.

Weisberg, Robert H. 1976. “The Noutidal Flow in the Providence River of Narragansett Bay: A Stochastic Approach to Estuarine Circulation.” *Journal of Physical Oceanography* 6(5): 721–34. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281976%29006%3C0721%3ATNFITP%3E2.0.CO%3B2> (July 25, 2019).

Williams, A. T., Nelson Rangel-Buitrago, Enzo Pranzini, and Giorgio Anfuso. 2018a. “The Management of Coastal Erosion.” *Ocean and Coastal Management* 156: 4–20. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.03.022>.

———. 2018b. “The Management of Coastal Erosion.” *Ocean and Coastal Management* 156: 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.03.022>.

Williams, Jon J., and Luciana S. Esteves. 2017. “Guidance on Setup, Calibration, and Validation of Hydrodynamic, Wave, and Sediment Models for Shelf Seas and Estuaries.” *Advances in Civil Engineering* 2017.

Wilson, Robert E., K.-C. Wong, and Ronald Filadelfo. 1985. “Low Frequency Sea Level Variability in the Vicinity of the East River Tidal Strait.” *Journal of Geophysical Research* 90(C1): 954. <http://doi.wiley.com/10.1029/JC090iC01p00954> (July 25, 2019).

Winterwerp, Johan C., and Walther G. M. van. Kesteren. 2004. *Introduction to the Physics of Cohesive Sediment in the Marine Environment*. Elsevier.

Wolanski, E. et al. 2001. "Rapid, Human-Induced Siltation of the Macro-Tidal Ord River Estuary, Western Australia." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53(5): 717–32. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771401907991> (May 16, 2019).

Wolanski, Eric, and Michael Elliott. 2016a. "Estuarine Sediment Dynamics." In *Estuarine Ecohydrology an Introduction*, Elsevier Science, 77–125. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-63398-9.00003-9> (June 18, 2019).

———. 2016b. "Estuarine Water Circulation." In *Estuarine Ecohydrology An Introduction*, Elsevier Science, 35–76. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-63398-9.00002-7> (June 18, 2019).

Wong, Kuo-chuin, and Joseph DiLorenzo. 1988. "The Response of Delaware's Inland Bays to Ocean Forcing." *Journal of Geophysical Research* 93(C10): 12525. <http://doi.wiley.com/10.1029/JC093iC10p12525> (July 25, 2019).

Wong, Kuo-Chuin, and Richard W. Garvine. 1984. "Observations of Wind-Induced, Subtidal Variability in the Delaware Estuary." *Journal of Geophysical Research* 89(C6): 10589. <http://doi.wiley.com/10.1029/JC089iC06p10589> (July 25, 2019).

Xiao, Yang, Zheng Wu, Huayang Cai, and Hongwu Tang. 2018. "Suspended Sediment Dynamics in a Well-Mixed Estuary: The Role of High Suspended Sediment Concentration (SSC) from the Adjacent Sea Area." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 209(October 2017): 191–204. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.05.018>.

Xu, Ting, and Xue yi You. 2017. "Numerical Simulation of Suspended Sediment Concentration by 3D Coupled Wave-Current Model in the Oujiang River Estuary, China." *Continental Shelf Research* 137(92): 13–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.021>.

Yang, Zhaoqing, Taiping Wang, Nathalie Voisin, and Andrea Copping. 2015. "Estuarine Response to River Flow and Sea-Level Rise under Future Climate Change and Human Development." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 156(1): 19–30. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2014.08.015>.

Yincan et al, Ye. 2017. "Coastal Erosion." *Marine Geo-Hazards in China*: 269–96.

Yu, Qian et al. 2014. "Turbidity Maximum Formation in a Well-Mixed Macrotidal Estuary: The Role of Tidal Pumping." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(11): 7705–24. <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JC010228> (September 25, 2019).

Zhao, Junpeng, Wenping Gong, and Jian Shen. 2018. "The Effect of Wind on the Dispersal of a Tropical Small River Plume." *Frontiers of Earth Science* 12(1): 170–90.

Zhu, Lei, Qing He, and Jian Shen. 2018. "Modeling Lateral Circulation and Its Influence on the Along-Channel Flow in a Branched Estuary." *Ocean Dynamics* 68(2): 177–91.

Zhu, Qingguang et al. 2017. "Modeling Morphological Change in Anthropogenically Controlled Estuaries." *Anthropocene* 17: 70–83.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.ancene.2017.03.001>.

ANEXOS

ANEXO A: