



## **Propuesta metodológica para la estimación de la cota de inundación en la zona costera del Caribe colombiano**



**Juan Camilo Martínez Gallo**

Maestría en Ingeniería en Recursos Hidráulicos  
Directora: Gladys Bernal Franco. G. MSc. PhD.  
Escuela de Geociencias y Medio Ambiente  
Medellín  
2010



## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi directora Gladys Bernal y a mi codirector Andrés Osorio por su constante apoyo, confianza y consejos en los momentos adecuados, por aguantar todos los resabios, errores y aciertos de un estudiante con el cual siempre pueden contar!!!

A Pablo Agudelo Restrepo, que prácticamente se convirtió en otro doliente, asesor y director de este logro.

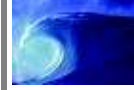
Al profe Andrés Gómez quien se tomo todo el trabajo de rayar mi tesis y que pasara por una semana santa con penitencias para que al fin resucitará. A mi otro jurado Juan Carlos Ortiz por sus comentarios y sugerencias sobre este trabajo.

A mi familia, Don Jorge, Doña Gloria y Alejo y a Maris (la cuñis), mi tío Juan Carlos, mi tía Ángela y sobre todo a mi tía Clara y a mi abuela (a pesar de que no están conmigo, siempre se que cuento con ellas), que siempre estuvieron ahí, en lo bueno y lo malo, en las noches y en los días de 34 horas, por ser ese apoyo constante así no entendieran nada del tema y ser lo mejor que tengo.

A Carlos Andrés Restrepo "el gordo" que siempre estuvo presente, preguntándome parce que hay pa` hacer fuera de la tesis y que siempre me apoyo para todo y por todo, mi amigo, mi hermano...y a su primo Diego, en las buenas y en las malas papa.

A mis amigos del posgrado, muy especialmente a Juan David Osorio con quien se empezó esta etapa, a Vladimir Toro, que siempre preguntaba cómo vas Milo, preocupado por todo y por siempre, a Caro Ortiz, quien siempre estuvo, está y estará contando conmigo para todo, a Carlos y Mario, siempre amigos, a Yuley Cardona, que de forma académica, profesional y como una amiga siempre me ayudo sin chistar en nada, a Paola Roldan que siempre estuvo presente apoyando y siendo más que una amiga, Al Santi que mas que compañero de trabajo es amigo y hermano, gracias por este apoyo mono, a Juan David Franco que siempre sabia cuando llamar y estar ahí para cualquier cosa y a la monita María Isabel Ramírez que nos cuida a Juanchirris y a mí como a dos hijos.

A Mary Luz, por su compañía en este último año, por sus críticas constructivas, por su tiempo y apoyo, por hacer ese gran esfuerzo en intentar comprender el mundo en que estaba metido, por sus regaños, del porque tenía que estar los sábados y los domingos en la U y hasta esas horas. Por su paciencia, sobre todo por su amor y ser quien fue en ese tiempo.



A mis compañeros de la maestría, Luz Ángela Hernández, Julio Mesa, Mauro Ruiz, Lucho Molina, Ricardo Román, Oscar Estrada, Andrés Hurtado, Lina Acevedo, Julián Zuluaga, Ernesto Roldán, Aleja Carmona, Luis Ospina, Marycita, Caro Arroyave, Jaime Carmona, Mauro Bedoya, y los que se me escapan, saben que no los olvido, si no que la lista es larga, hicieron de los años de estadía en el M2, a pesar del calor y de la lluvia, momentos llenos de alegría y buenos recuerdos.

A los profesores del posgrado, Andrés Osorio y Gladys que nos metieron la oceanografía y las costas por los ojos, al profe Andrés Gómez, María V, Nacho, Liliam, Germán, Carvajal, en fin a todos y para todos mis grandes GRACIAS, son un pilar en esta formación.

A mis amigos de la U, los del pregrado, Cris, JuanFer, Sarita, Kathe, Caro, en fin a toda la Nacho.

Al CTA, U de M, Aqua & Terra e I-Consult, Secretaria de Medio Ambiente, empresas en las que trabajé durante la consecución de este logro, siempre dispusieron de tiempo para que se lograran ambos objetivos, tantos los laborales como los académicos.

A todo el equipo del CIOH, por la información suministrada y los conocimientos transmitidos, al capitán Andrade, al capitán Ricardo Torres, al capitán Arcila, al capitán Luis Otero, a Claudia Dagua, la pequeña oceanógrafa del Caribe colombiano y todos los amigos y compañeros con que se contó en sendas visitas a Cartagena. Al profesor Raúl Medina y al profe González (no saben en que se metieron, San Andrés, 2008) por sus sugerencias y comentarios acertados, a Graciela Binimelis de Raga por ese espectacular curso de huracanes, a la gente del AVISO en Francia por la información suministrada y que hasta calendario me regalaron, al NCEP/NCAR por los datos suministrados y a los diferentes colaboradores, cómplices y amigos que siempre estuvieron atentos a todas mis preguntas.

Por supuesto a la UNAL por todo lo que pone a disposición de los estudiantes, los PC, las instalaciones y a UNICA por el cluster.



## CONTENIDO

1	INTRODUCCION .....	12
1.1	IMPORTANCIA DE LA COTA DE INUNDACIÓN .....	13
1.2	PROBLEMA.....	14
1.3	OBJETIVOS .....	18
1.3.1	OBJETIVO GENERAL .....	18
1.3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	18
1.4	ANTECEDENTES .....	19
1.4.1	MÉTODOS DIRECTOS.....	19
1.4.2	MÉTODOS INDIRECTOS .....	20
1.4.3	MÉTODOS INDIRECTOS DE SIMULACIÓN .....	23
1.4.4	OTROS MÉTODOS .....	23
1.4.5	ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	29
2	ZONA DE ESTUDIO .....	35
2.1	CLIMATOLOGÍA Y OCEANOGRAFÍA .....	35
2.2	ZONA COSTERA DEL CARIBE COLOMBIANO.....	38
3	DESCRIPCION DE LA METODOLOGIA PROPUESTA EN EL CÁLCULO DE COTA DE INUNDACIÓN Y VARIABLES INVOLUCRADAS.....	41
3.1	NIVEL MEDIO DEL MAR.....	44
3.2	MAREAS.....	48
3.2.1	MAREA ASTRONÓMICA .....	48
3.2.2	MAREA METEOROLÓGICA .....	56
3.3	RUN UP .....	58
3.4	SERIES DE COTA DE INUNDACIÓN .....	64



4	RESULTADOS .....	66
4.1	NIVEL MEDIO DEL MAR.....	66
4.2	MAREAS.....	69
4.2.1	MAREA ASTRONOMICA .....	69
4.2.2	MAREA METEOROLOGICA .....	92
4.3	RUN UP .....	109
4.3.1	OLEAJE.....	109
4.4	COTA DE INUNDACION .....	134
4.4.1	HURACANES Y MAR DE LEVA.....	150
5	DISCUSION .....	153
5.1	NIVEL MEDIO DEL MAR.....	153
5.2	MAREAS.....	155
5.2.1	MAREA ASTRONOMICA .....	155
5.2.2	MAREA METEOROLOGICA .....	159
5.3	RUN UP .....	161
5.4	COTA DE INUNDACION .....	163
6	CONCLUSIONES .....	166
7	TRABAJO FUTURO .....	167
8	BIBLIOGRAFIA.....	168



## LISTA DE TABLAS

Tabla 1.	Principales características del Caribe Colombiano.....	38
Tabla 2.	Características de las series de los mareógrafos utilizados .....	48
Tabla 3.	Características de las series de los mareógrafos utilizados .....	49
Tabla 4.	Valores de $\varepsilon$ y $k_s$ encontrados en sitios alrededor del mundo .....	53
Tabla 5.	Categoría y valor del numero de Forma .....	75
Tabla 6.	Amplitudes de los mareógrafos en el Caribe (cm) .....	76
Tabla 7.	Fases de los mareógrafos en el Caribe (°).....	77
Tabla 8.	Amplitudes de los armónicos de marea en las estaciones definidas para el Caribe colombiano (cm).....	79
Tabla 9.	Fases de los armónicos de marea en de las estaciones definidas para el Caribe (°) .....	79
Tabla 10.	Categoría y valor del numero de Forma para las ubicaciones en el Caribe colombiano.....	79
Tabla 11.	Principales características de la marea astronómica en el Caribe Colombiano .....	92
Tabla 12.	Principales características de la marea meteorológica en el Caribe Colombiano .....	108
Tabla 13.	Principales características del oleaje en el Caribe Colombiano .....	131
Tabla 14.	Estadísticos principales de las series de Run Up (en m).....	133
Tabla 15.	Principales características de la cota de inundación en el Caribe Colombiano .....	145



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de los factores que inciden en la cota de inundación. (GIOC, 2001) .....	13
Figura 2. Ubicación de la zona de estudio .....	35
Figura 3. Zonas de estudio, tomado de Álvarez et al. (2003) .....	39
Figura 4. Zonas de estudio y puntos donde se reconstruyeron las variables .....	42
Figura 5. Esquema de las variables que influyen en el cálculo de la cota de inundación .....	43
Figura 6. Series del mareógrafo Cartagena - Colombia.....	45
Figura 7. Serie del mareógrafo Islas del Rosario - Colombia .....	45
Figura 8. Serie del mareógrafo San Andrés Islas – Colombia .....	46
Figura 9. Serie del mareógrafo Riohacha - Colombia.....	47
Figura 10. Serie del mareógrafo Cristóbal – Panamá.....	47
Figura 11. Batimetría y fronteras en el modelo H2D. Los puntos corresponden a localidades con series de mareógrafos que se usaron para calibrar los resultados del modelo. ....	51
Figura 12. Series de los mareógrafos utilizados en la zona de estudio .....	55
Figura 13. Trayectorias de algunos huracanes que fueron representados por los datos de viento del NCEP/NCAR .....	62
Figura 14. Ubicación de la boya de Barranquilla y Puerto Bolívar, tomado de Google Earth y CIOH-DIMAR .....	62
Figura 15. Coordenadas en las cuales se reconstruyeron series de Oleaje.....	63
Figura 16. Nivel medio del mar en San Cristóbal – m y b corresponden a la pendiente e intercepto de la línea de tendencia esquematizada en azul.....	66
Figura 17. Nivel medio del mar en Cartagena de Indias – m y b corresponden a la pendiente e intercepto de la línea de tendencia esquematizada en azul. ....	67
Figura 18. Nivel medio del mar en Riohacha – m y b corresponden a la pendiente e intercepto de la línea de tendencia esquematizada en azul. ....	68



Figura 19. Error cuadrático medio calculado entre las estaciones de medición y las simuladas por el modelo .....	70
Figura 20. Comparación Marea Astronómica FES 2004 vs Análisis de Armónicos Mareógrafos (XTide) para el Caribe.....	71
Figura 21. Amplitudes y Fases armónicos en la zona de estudio (FES 2004) .....	75
Figura 22. Tipo de Marea en el Caribe Colombiano .....	76
Figura 23. Comparación Marea Astronómica H2D vs Análisis de Armónicos Mareógrafos para el Caribe .....	78
Figura 24. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en el Golfo de Urabá .....	81
Figura 25. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en el Golfo de Morrosquillo .....	83
Figura 26. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en Cartagena .....	85
Figura 27. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en Barranquilla .....	87
Figura 28. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en Santa Marta .....	89
Figura 29. Análisis estadísticos de la serie de Marea Astronómica ubicada en Riohacha .....	91
Figura 30. Marea Meteorológica en el Caribe.....	93
Figura 31. Marea Meteorológica simulada por el modelo H2D comparada con la serie real en dos estaciones mareográficas del Caribe .....	94
Figura 32. Series nivel de marea meteorológica (nivel debido a presión y nivel debido al viento) calculado utilizando la formulación empírica vs nivel de marea meteorológica del mareógrafo de Cartagena de Indias.....	95
Figura 33. Serie de nivel calculada a partir de la series de presión .....	96
Figura 34. Serie de nivel calculada a partir de la serie de viento - $C_d = 1.3 \times 10^{-3}$ .....	96
Figura 35. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en el Golfo de Urabá .....	98





Figura 36. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en el Golfo de Morrosquillo .....	100
Figura 37. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en Cartagena .....	102
Figura 38. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en Barranquilla .....	104
Figura 39. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en Santa Marta .....	106
Figura 40. Análisis estadísticos de la serie de Marea Meteorológica ubicada en Riohacha .....	108
Figura 41. Serie de datos de altura de ola significativa de la boya ubicada en Barranquilla .....	109
Figura 42. Serie de datos de altura de ola significativa de la boya ubicada en Puerto Bolívar .....	110
Figura 43. Serie de datos de periodo pico de la boya ubicada en Barranquilla .....	111
Figura 44. Serie de datos de periodo pico de la boya ubicada en Puerto Bolívar .....	111
Figura 45. Histograma de frecuencia de altura de ola significativa de la boya ubicada en Barranquilla .....	112
Figura 46. Histograma de frecuencia de altura de ola significativa de la boya ubicada en Puerto Bolívar .....	113
Figura 47. Histograma de frecuencia de periodo pico de la boya ubicada en Barranquilla .....	114
Figura 48. Histograma de frecuencia de periodo pico de la boya ubicada en Puerto Bolívar .....	114
Figura 49. Rosas de oleaje de la boya ubicada en Barranquilla .....	115
Figura 50. Rosas de oleaje de la boya ubicada en Puerto Bolívar .....	115
Figura 51. Series de altura de ola significativa y periodo pico Boya Barranquilla vs Modelo SWAN.....	116
Figura 52. Series de altura de ola significativa y de periodo pico Boya Puerto Bolívar vs Modelo SWAN.....	117



Figura 53. Zonas establecidas para la corrección de la series de oleaje generadas a partir del modelo SWAN.....	119
Figura 54. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Golfo de Urabá .....	121
Figura 55. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Golfo de Morrosquillo .....	123
Figura 56. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Cartagena .....	125
Figura 57. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Barranquilla.....	127
Figura 58. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Santa Marta .....	129
Figura 59. Análisis estadísticos de la serie de Oleaje Riohacha.....	131
Figura 60. Variación del remonte (Ru) con la altura de ola para las cuatro fórmulas analizadas para la boya de Barranquilla.....	132
Figura 61. Variación del remonte (Ru) con respecto a la altura de ola significativa (Hs) y el periodo pico (Tp) para la boya de Barranquilla (Formulación Hollman).....	133
Figura 62. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para el sector del Golfo de Urabá.....	135
Figura 63. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para sector del Golfo de Morrosquillo .....	137
Figura 64. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para el sector de Cartagena .....	139
Figura 65. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para el sector de Barranquilla .....	141
Figura 66. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para el sector de Santa Marta.....	143
Figura 67. Análisis estadísticos de la serie de Cota de Inundación para el sector de Riohacha .....	145
Figura 68. Series de Máximos Cota de Inundación en las ubicaciones de la costa Caribe Colombiana (Grupo 1) .....	146
Figura 69. Series de Máximos Cota de Inundación en las ubicaciones de la costa Caribe Colombiana (Grupo 2) .....	147
Figura 70. Series de Máximos Cota de Inundación en las ubicaciones de la costa Caribe Colombiana que se agrupan al norte de la zona de estudio (Ascenso a partir de 1996) .	148

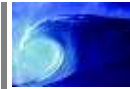


Figura 71. Porcentajes que aportan las variables involucradas en el cálculo de la cota de inundación ..... 149

Figura 72. Regímenes de cota de inundación para el Caribe colombiano (Para el tipo de playas tenidas en cuenta en este estudio  $Tan\beta=0.10$ ) ..... 149

Figura 73. Mar de leva representado por la serie de Cota de Inundación en Santa Marta ..... 151

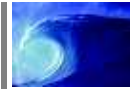
Figura 74. Huracán Joan representado por la serie de Cota de Inundación en Riohacha ..... 151

Figura 75. Ubicación mareógrafos (Tomado de Google Earth) ..... 154

Figura 76. Ubicación mareógrafos (Tomado de Google Earth) ..... 158

Figura 77. Mapa comareal del mundo, puntos anfidrómicos y líneas de cofase..... 159

Figura 78. Altura de ola significativa modelada con SWAN vs Altura de ola significativa medida en la boya ubicada en Jamaica para el huracán Dean (Tomado de Salinas, 2009). ..... 163

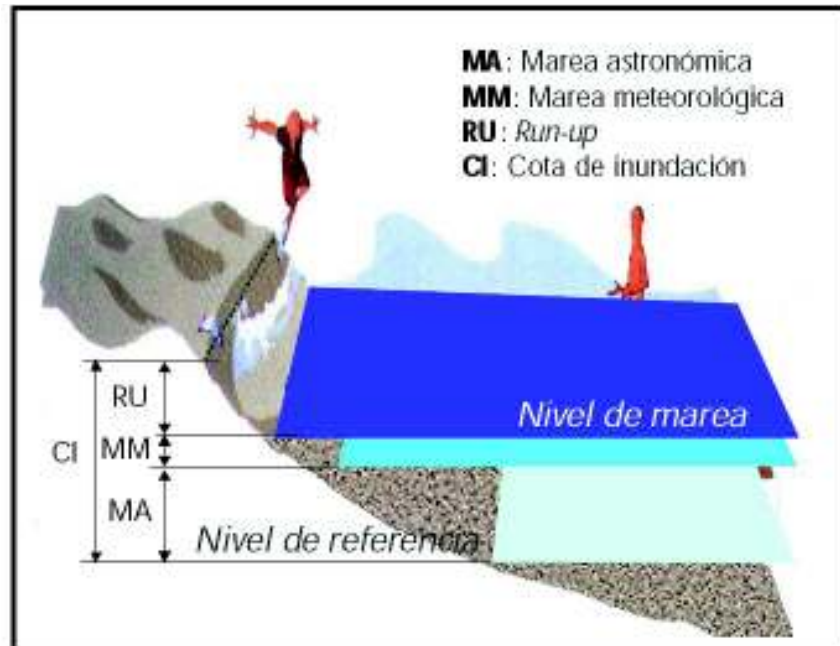
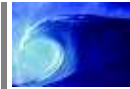


## 1 INTRODUCCION

La cota de inundación es la máxima elevación que alcanza el mar en la costa por el efecto conjunto de las variables que intervienen en el nivel del mar; es un fenómeno aleatorio producto de la combinación de los diferentes procesos que ocurren debido a la dinámica marina. Desde hace varias décadas, en diversas partes del mundo se han implementado metodologías con el fin de determinar la cota de inundación en la zona costera (Smith, 1982; Cannon, 2007). El único estudio sobre cota de inundación con que cuenta el país se realizó en el Pacífico (Agudelo et al., 2004). El procedimiento para su cálculo fue propuesto en España por Medina et al. (1997) y por Castillo (1998) en estudios que se basan en los trabajos de Pugh y Vassie (1978), y cuyos resultados se recogen en el Atlas de Inundación del Litoral Español (GIOC, 2001).

La determinación de la cota de inundación es un problema que involucra variables determinísticas (Marea astronómica, MA), variables estocásticas cuya predicción no ha sido todavía esclarecida con certeza (Marea meteorológica, MM; tsunamis, TS; descargas fluviales, DF; run up, RU, Cambio climático global, CCG; mar de leva, ML) o que debe ser realizada mediante modelos acoplados océano-atmósfera de mayor escala (Huracanes, H; El Niño Oscilación del Sur, ENOS). Por tanto, para su definición se debe procesar la información disponible en las bases de datos mundiales y nacionales existentes (Mareas, viento, oleaje, huracanes, etc.) de acuerdo con una metodología que permita determinar los niveles de cota de inundación.

El fenómeno de inundación en las costas puede ser representado de acuerdo con la Figura 1: en un instante determinado, estará definido por un nivel de marea (NM) compuesto por la marea astronómica y la marea meteorológica (MA+MM) y afectado por la batimetría o la morfología de la costa. Sobre el nivel de marea se encuentra el oleaje que, en función de sus características y de la batimetría, se propaga hacia la costa. Al llegar a ella rompe, produciéndose un movimiento de ascenso de la masa de agua a lo largo del perfil litoral conocido como alcance máximo del oleaje o run-up (RU). Todos estos factores están relacionados entre sí. Además de la interacción entre estos (Oleaje-batimetría-nivel de marea-ascenso), el fenómeno de la inundación presenta la complicación añadida de que algunos de los factores (Oleaje, viento...) son variables aleatorias y, por tanto, su magnitud está asociada a una determinada probabilidad.



**Figura 1. Esquema de los factores que inciden en la cota de inundación. (GIOC, 2001)**

Por consiguiente, la determinación de la cota de inundación es un problema estocástico de extremos. Una de las consecuencias de que sea un problema estocástico, es que no existe un "límite determinista al que llegan las olas durante el peor temporal", sino que cada nivel tendrá "una probabilidad de ser sobrepasado en un temporal determinado". Por lo tanto, el objetivo que se plantea en muchos casos para la definición de la cota de inundación es la obtención de la función de distribución de la cota de inundación (GIOC, 2001).

### **1.1 IMPORTANCIA DE LA COTA DE INUNDACIÓN**

La cota de inundación definida como la máxima elevación que alcanza el mar sobre la costa por el efecto conjunto de las variables que se conjugan en las mareas y el oleaje, es un proceso complejo, pero básico para cualquier actuación que se quiera realizar en el litoral.

El conocimiento sobre la cota de inundación en una zona costera genera importantes aportes e impactos desde el punto de vista social. El manejo integral de la zona costera se fortalece y se orienta a beneficiar las diversas comunidades con criterios sostenibles, diseño de estrategias de gestión ambiental, lineamientos de ordenamiento y políticas de administración para enfrentar problemas costeros. Los técnicos, planificadores e ingenieros fundamentan sus conceptos, diseños y decisiones sobre



datos más confiables. El costo que generan los conflictos de usos de la tierra para las administraciones públicas y privadas disminuye, pues se cuenta con herramientas de tipo metodológicas que restringen los usos indebidos y los daños en la costa. Fenómenos que causan impactos ambientales importantes en la costa como del mar de leva y los huracanes son entendidos con mayor y mejor precisión en escalas de corto, medio y largo plazo, de manera que los procesos que generen podrán tener una mejor interpretación en el manejo integral de zonas costeras. Por último, el diseño de cualquier tipo de estructura en la zona costera tendrá mejores datos pues la escala en que se desarrollan los procesos naturales que las afectan se conocerá con mayor certeza y también se reducirán los impactos de tipo ambiental en la costa pues la metodología apunta directamente a la protección los recursos naturales y el medio ambiente.

Específicamente en el Caribe colombiano no se tiene un estudio de cota de inundación que ayude a definir las áreas de aprovechamiento en lo que corresponde a la zona costera habitable, la pública, la de actuación en la protección de obras marinas y en general aspectos relacionados con el manejo integrado de la zona costera. El escenario del cambio climático con el ascenso del nivel del mar intensificará los conflictos de uso en las zonas costeras, y en específico para el Caribe colombiano se hace necesario contar con herramientas cuantitativas del nivel del mar que permitan entender las variaciones espaciales y las tendencias de las inundaciones litorales.

Para un adecuado manejo y toma de decisiones en la zona costera es imprescindible contar con series de tiempo confiables de cota de inundación, que permitan entender la variabilidad, la ocurrencia de eventos extremos y las tendencias de largo plazo en el nivel del mar y las áreas inundables. De la exhaustiva revisión de información se planteó una metodología adecuada y clara para llegar a definir las series de cota de inundación para el Caribe colombiano y así disponer de todas las herramientas para definir las áreas de aprovechamiento en lo que corresponde a la zona costera habitable, la pública, la de actuación en la protección de obras marinas, el manejo integral de zonas costeras es de vital importancia y el plantear inquietudes acerca de un escenario que intensifique los conflictos de uso en estas zonas, debido a un incremento del nivel de mar, eventos extremos como huracanes, tsunamis o mares de leva.

## 1.2 PROBLEMA

En términos generales, actualmente se presenta un desconocimiento parcial en la estimación de la cota de inundación en el Caribe colombiano, tema imprescindible por su ubicación geográfica y a la alta dinámica socioeconómica y ambiental. Así, resulta importante y oportuno desarrollar un estudio sobre la variabilidad espacio temporal de



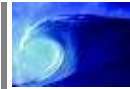
la cota de inundación en el Caribe colombiano que pueda utilizarse como criterio a la hora de tomar decisiones para el manejo integral de la zona costera (MIZC).

El único estudio con que cuenta el país sobre cota de inundación se realizó en el Pacífico (Agudelo et al. 2004); en el Caribe no se han realizado estudios de este tipo, lo cual es preocupante, debido a la importancia física y demográfica de esta región. La costa Caribe colombiana es una franja litoral de 1,600 Km. de longitud donde habitan aproximadamente 2.8 millones de personas (MMA, 2000).

Asimismo, la información existente con respecto a las variables con que se define la cota de inundación en el Caribe colombiano es bastante precaria y escasa. Debido a la carencia de mediciones directas en el litoral Caribe colombiano, deben implementarse métodos alternativos para establecer la cota de inundación. Para esto deben adquirirse las series de tiempo de las variables involucradas (MA, MM, OL), de bases de datos mundiales, modelación o mediciones. La metodología para el cálculo de la cota de inundación depende de la calidad y resolución de estas series. Las variables involucradas en el cálculo de la cota de inundación se describen a continuación.

El nivel medio del mar (NMM) es la cota media de la superficie del agua sin tener en cuenta la acción del oleaje. Es el nivel medio que resulta considerando la marea astronómica y la marea meteorológica en una serie de datos suficientemente larga. Su expresión física sería la del plano que adoptarían las aguas en reposo, depurada la acción de la marea. Coincide muy aproximadamente con el geoide. Aunque parece muy simple, no es fácil obtener un valor preciso del NMM ya que el nivel real del agua está variando constantemente. Existen variaciones de corto período causadas por condiciones atmosféricas y de mar (marejadas anormales, mar de fondo); de período medio (variaciones estacionales de la presión y del viento atmosférico) y de largo período, que pueden tomar décadas y aun siglos. La exactitud y precisión del NMM dependerá, entonces, de la longitud del período de observación tomado para determinarlo.

El período ideal es de 18,6 años, que corresponde a un ciclo del nodo lunar, en el cual se cumplen todas las posiciones relativas de la Luna y del Sol respecto de la Tierra. Para su obtención se opta por descomponer la serie de nivel del mar en dos series y así realizar un análisis adecuado de éstas que son: 1) La marea astronómica, que obedece a la interacción de fuerzas entre la luna, el sol y la tierra y 2) un residuo asociado, conocido en la literatura como residuo meteorológico pues obedece a variaciones de viento, presión y otro tipo de ondas que se desconoce en qué porcentaje aporta a la construcción de esta serie. La obtención del NMM mediante análisis no-armónico se hace promediando todas las alturas horarias de la marea, sobre todo el período de observación. Este nivel se ha adoptado como plan fundamental o de origen de las nivelaciones geodésicas y desde el cual se cuentan las alturas topográficas, adicional a esto es importante establecer una referencia respecto a la que se mida.



La marea astronómica se define como el conjunto de movimientos regulares de ascenso y descenso del nivel del mar con periodos próximos a las 12 o 24 horas que se producen por los efectos gravitacionales del sistema tierra-luna-sol. Desde el punto de vista práctico, es necesario conocer el comportamiento de la onda de marea, especialmente para predecir la amplitud de la misma en un instante y lugar determinados. Es por ello que una forma para abordar el estudio de su comportamiento consiste en considerar la marea astronómica como la suma de un número finito de ondas, cuya amplitud y fase son conocidas debido a que se han asociado con algunos movimientos planetarios. Para obtener la expresión de la fuerza generadora de marea, se han desarrollado dos metodologías principales, una fundamentada en la teoría del potencial gravitacional que requiere de herramientas matemáticas como el cálculo vectorial, y la otra en la descomposición de las fuerzas gravitacionales usando la geometría euclidiana. Estos dos métodos dan como resultado expresiones idénticas para las fuerzas generadoras de marea, siendo el segundo método el que logra una más clara descripción física del fenómeno. (Cardona y Fernández, 2001).

La marea meteorológica está definida como los cambios del nivel del mar debidos a efectos de presión y vientos (Horikawa, 1988; GIOC, 2001). En el Caribe colombiano estos efectos son fuertemente afectados por los fenómenos de huracanes y mares de leva. Sin embargo, no se entiende muy bien su papel y ocurrencia. Es claro que durante los mares de leva se presentan ascensos anómalos del nivel del mar que afectan las poblaciones y provocan inundaciones. Pero en la literatura hay fuertes discrepancias entre los distintos autores en cuanto a su origen, período de ocurrencia y relación con la ocurrencia de huracanes en el Caribe. Además no existen series históricas de estos fenómenos. La marea meteorológica se puede representar a través del residuo meteorológico que se obtiene tras la realización del análisis armónico a una serie de nivel del mar. Dicho residuo tiene carácter aleatorio y su régimen medio sigue una distribución aproximadamente normal (GIOC, 2002).

Dentro de las variables de mareas meteorológicas, los eventos extremos durante tormentas tropicales y huracanes son de suma importancia, pues el oleaje extremal en el mar Caribe es altamente afectado por el paso de éstos. Estos fenómenos atmosféricos se suelen caracterizar por dos variables: Velocidad del viento y presión atmosférica. Sin embargo, se requiere hacer un tratamiento estadístico de estas variables (viento y presión) para estimar, a partir de modelos paramétricos y simulaciones del fenómeno presentados en la literatura científica, la altura de ola significativa,  $H_s$ , y el período de pico,  $T_p$ , producida por esas tormentas tropicales (Massey et al., 2007). La NOAA cuenta con registros históricos de las trayectorias de los huracanes presentes en la zona, además Ortiz (2006) reporta que un total de 57 tormentas han cruzado las aguas del Caribe colombiano, eventos como Joan (1988), Cesar (1996), Bret (1993), Hattie (1961) y Beta (2005) son los más importantes que se han presentado. Este análisis resulta importante debido a que por medio de simulaciones y reconstrucción de las variables que afecta este fenómeno climático se





pueden definir líneas de inundación para las áreas que sean más expuestas a los efectos de estas tormentas y poder así diseñar planes de monitoreo, sistemas de alertas tempranas y planes de manejo de emergencias.

El oleaje es el principal causante de los procesos de transporte de sedimentos que gobiernan la evolución de la línea de costa. En Colombia no hay antecedentes de un seguimiento sistemático con medidas directas del fenómeno de oleaje. En el Caribe Colombiano se tienen muchas limitaciones con respecto al estudio del oleaje, ya que las mediciones instrumentales que registran las boyas con las que cuenta el país no tienen el suficiente periodo de registro para realizar un análisis del oleaje que sea confiable. El oleaje visual es obtenido a partir de barcos en ruta, estos datos son de uso necesario en regiones donde no existe información direccional instrumental o, bien, donde las series instrumentales no son lo suficientemente largas. Esta ha sido por largo tiempo la única fuente de información disponible en mar abierto. Existen muchas décadas de datos y la cobertura espacial es muy extensa; sin embargo, toda la información visual requiere ser contrastada con datos instrumentales, siempre que sea posible ya que esta información es de carácter subjetivo (Sánchez Arcilla en Tejada et al., 2004).

Los métodos planteados hasta el momento para el estudio de la cota de inundación tienen en cuenta muchas de las variables anteriormente mencionadas, pero ninguno de ellos incorpora la reconstrucción de las mismas para el cálculo de series de cota de inundación. Muchos estudios se concentran en la estimación de los máximos valores tanto de marea como de oleaje que influyen la costa (Gumbel, 1958; Ovadia, 1980); otras metodologías modelan una población de datos y sus resultados se esquematizaban en mapas de riesgos para la zona de estudio (Lennon, 1963; Jelesnianski et al., 1992); y otras se apoyan en la generación de funciones de probabilidad a partir de un fuentes de datos de corta longitud (Medina et al. 1997; Castillo, 1998; Pugh y Vassie, 1978; GIOC, 2001; CIOH, 2007). En términos generales la gran mayoría de dichas metodologías aborda el tema de las variables y sus efectos en costas particulares, pero ninguna de ellas enfoca el tema de cota de inundación directamente.

La zona costera del Caribe Colombiano está afectada por procesos de erosión debido a los eventos extremos (Inundaciones fluviales, mares de leva, tsunamis, coletazos de huracanes y ascenso del nivel del mar) que han llevado a conflictos de usos de la tierra y valiosos costos para las administraciones públicas y privadas (DIMAR, 2002). La magnitud del problema se agrava ante la alta vulnerabilidad de la región a estos eventos naturales. Por tanto, la importancia que tiene la determinación de la cota de inundación del litoral Caribe por procesos oceánicos es muy alta, especialmente los asociados a los "mares de leva (ML)" que son aumentos significativos del nivel del mar debido a fenómenos meteorológicos extremos durante niveles astronómicos altos; es allí donde la erosión costera es mayor y donde los conflictos sobre el manejo integral de la zona costera son más complejos.



Sin embargo, en Colombia los mares de leva no han sido caracterizados ni de forma cualitativa ni cuantitativa, no se conocen los fenómenos generadores y si corresponden a efectos consecuentes del paso de los huracanes por el Atlántico Norte o a los vientos que se generan en las épocas secas. Este término se aplica para los eventos extremos de la cota de inundación, pero en la literatura se presentan contradicciones sobre su definición y ocurrencia. La identificación y caracterización de los mares de leva será posible si se cuenta con una serie de cota de inundación para el Caribe.

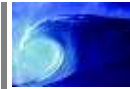
### **1.3 OBJETIVOS**

#### **1.3.1 OBJETIVO GENERAL**

Proponer y aplicar una metodología para estimar la cota de inundación en la zona costera del Caribe colombiano teniendo en cuenta la información disponible, la influencia de los huracanes y las condiciones climáticas, morfológicas y oceanográficas, que sirva como herramienta técnica para el Manejo Integral de Zonas Costeras.

#### **1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Establecer e implementar una metodología adecuada para estimar la cota de inundación en el Caribe colombiano.
- Estimar las series más confiables de las variables involucradas en el cálculo de la cota de inundación para la zona costera del Caribe Colombiano (NM: Nivel de mar, compuesta por MA: Marea Astronómica y MM: Marea Meteorológica, y OL: Oleaje).
- Diferenciar los efectos de la cota de inundación a lo largo de la costa del Caribe Colombiano.
- Establecer la relación entre los eventos extremos de inundación y la ocurrencia de Mares de Leva (ML) en la región.
- Establecer los efectos y variabilidad tanto temporal como espacial de los Huracanes (HC) que afectan el cálculo de la cota de inundación en el Caribe Colombiano.



## 1.4 ANTECEDENTES

La cota de inundación se calcula como la suma del nivel medio del mar (NMM), la sobrelevación por marea astronómica (SMA), la sobrelevación por marea meteorológica debida al viento y a la presión (SMM) y el run-up producido por el oleaje (Ru).

$$SCI = NMM + SMA + SMM + Ru$$

Los métodos existentes para estimar y analizar la distribución de la cota de inundación en una zona determinada, usando datos de campo, se dividen en directos e indirectos:

### 1.4.1 MÉTODOS DIRECTOS

Donde de manera estadística se analiza la serie de cota de inundación obtenida, ya sea por medición directa de los niveles de agua o calculada a partir de las series de marea astronómica (MA), marea meteorológica (MM) y oleaje (OL) que se aproxima a la costa, con el fin de estimar los regimenes medios y extremos de dicha serie. Estos métodos incluyen:

#### Método de los r-máximos anuales

Este método es una extrapolación del método del máximo anual desarrollado por Gumbel (1958). Obtiene la distribución de los máximos sucesos de nivel al año o la distribución de las excedencias de un nivel dado, utilizando gran número de datos para la estadística (25 años como mínimo, según Pérez y Serrano, 1997). Se basa en que los niveles horarios deben ser independientes, idénticamente distribuidos y el número de registros en un año debe ser suficientemente largo para mantener las aproximaciones asintóticas. Las dos primeras hipótesis no se cumplen en ninguna de las variables analizadas, aunque esa dependencia entre los niveles horarios es mucho menor en otras (TS, por ejemplo), por lo que Tawn y Vassie (1991) concluyen que este método es ineficaz en el uso de datos y proporciona resultados incorrectos. Ha sido utilizado por autores como Lennon (1963) y Graff (1981) para estimar los niveles extremos del mar.

#### Métodos de las Excedencias Anuales.

En realidad son extensiones del método anterior y pueden destacarse tres de ellas: Método de excedencia (Tawn, 1988), Método PP (Point Process) de Smith (1989) y Método POT (Peaks Over Thresholds). En general, se basan en la teoría del valor límite extremo para sucesiones estacionarias aleatorias y, por tanto, asumen que los niveles extremos son de datos estacionarios. Como la marea es una variable no estacionaria,



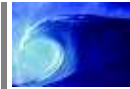
Dixon y Tawn (1994) han propuesto no utilizar este método para determinar los niveles extremos del mar.

Algunas aplicaciones de este método: En 1980, Ovadia, junto con el Instituto de Ciencias Oceanográficas de la Universidad de Liverpool, realizó un estudio analizando la influencia de tormentas en el oleaje y cómo afectaban éstas a la costa, usando un modelo estadístico con datos máximos anuales del nivel del mar desde 1942 a 1977. El modelo propuesto fue probado y alcanza resultados satisfactorios en la estimación de niveles extremos del mar. En la construcción del modelo se sugiere la interacción de la marea con el oleaje, considerando limitaciones empíricas soportadas en observaciones para valores máximos del nivel del mar.

Este esquema ha sido discutido pero sólo el método basado en el análisis del oleaje como componente que aporta al nivel máximo del mar es considerado que tiene significancia práctica (relación entre el máximo nivel de mareas y el máximo oleaje). En 1982, la Universidad de Liverpool continuó con el estudio que Ovadia había iniciado dos años atrás, en este caso analizó las mareadas ciclónicas, definidas como un incremento o descenso del nivel del mar en relación al nivel de marea predicha. Usualmente causada por la acción del "esfuerzo" del viento en la superficie del agua que afecta este nivel por una variación de la presión barométrica. Este fenómeno particular afecta las Islas Británicas en el mar de Irlanda. Se realizó un análisis del incremento de tormentas, concluyendo que el efecto conjunto de las mareas y las tormentas está relacionado por una constante. Otra conclusión importante que encontró este estudio es un incremento del nivel del mar, de 1 cm/año desde 1942 con un efecto pronunciado entre 1974 y 1977. El análisis estadístico se apoyó en identificar los parámetros del clima que causan los valores extremos del nivel del mar y comparar estos con los parámetros generadores de tormentas (viento y presión). Con esto se definió una probabilidad de ocurrencia valores de extremos del nivel del mar en Liverpool basados en un estudio de frecuencia de niveles de mareas anormales en costas y puertos desarrollado por Lennon (1963), que utilizó 6 técnicas estadísticas diferentes, basado en el análisis de fotografías aéreas, planos, mapas y series de datos con gran longitud de registros.

#### 1.4.2 MÉTODOS INDIRECTOS

En los que los factores que afectan el proceso se analizan por separado y el nivel extremo se deduce a partir de ellos. Se pueden identificar métodos probabilísticos (Método de la Probabilidad Conjunta, el Método de la Probabilidad Conjunta Revisado y el Método de la Probabilidad Conjunta con Oleaje), de simulación, o cálculos a partir de series reconstruidas.



Método de la Probabilidad Conjunta (JPM) y Método de la Probabilidad Conjunta Revisado.

Cuando la serie de datos de niveles horarios es corta, incluso con un año de longitud, se puede utilizar el Método de la Probabilidad Conjunta (Pugh y Vassie, 1978) y en caso en que la serie sea más larga, el Método de la Probabilidad Conjunta Revisado (Tawn y Vassie, 1991). En general, se basan en el cálculo de la distribución de probabilidad de cada una de las variables y calculan una función de densidad a partir de aquellas. El primer método se ha utilizado para calcular niveles extremos debido al efecto combinado de MA y MM. En un momento dado, el nivel observado tiene tres componentes: NM ( $z$ ), MA y MM ( $y$ ); para simplificar el problema, el primero se calcula a partir de los datos; para la MA se aprovecha su carácter determinista para obtener su función de densidad,  $P_{MA}(z - y)$ , que se calcula expandiendo la serie mediante un análisis armónico (con 27 componentes en este caso); la marea meteorológica se obtiene a partir del residuo armónico. Se calcula luego la función de densidad de esos residuos,  $P_{MM}(y)$ , y la función de densidad conjunta toma la forma:

$$p(z) = \int_{-\infty}^{\infty} P_{MA}(z - y)P_{MM}(y)dy$$

La hipótesis implícita en esta ecuación es que MA y MM son fenómenos estadísticamente independientes. Sólo cuando la marea se propaga en aguas someras, caso en el que la fricción con el viento y la presión atmosférica contribuyen a deformar aún más la onda, esta suposición no es suficientemente válida. Asume también que los niveles extremos horarios son independientes; claramente los niveles horarios no son independientes pero los niveles extremos pueden ser sólo ligeramente dependientes. Tawn y Vassie (1989) estudiaron este aspecto y concluyeron que, aunque la hipótesis era falsa, conllevaba sólo una pequeña sobreestimación de los niveles.

Para determinar la dependencia temporal entre las variables, el Método de la Probabilidad Conjunta Revisado considera un parámetro, llamado índice extremal, que se obtiene empíricamente a partir de los datos. Pero para definir esta dependencia temporal los registros de las variables involucradas deben ser lo suficientemente largos como para tener datos en las regiones extremas, lo que no siempre es posible.

El método de la probabilidad conjunta (JPM) ha sido aplicado al estudio del régimen medio del nivel medio del mar en la costa británica (Pugh y Vassie, 1978; Dixon y Tawn, 1994), así como al análisis de los regímenes extremos del nivel del mar en la costa española (Pérez y Serrano, 1997).

Método de la Probabilidad Conjunta con Oleaje.

Medina et al. (1997) propusieron una extensión del JPM con el fin de incluir en el análisis el run-up del oleaje. Esta inclusión implica la consideración de dos variables



estocásticas MM ( $y$ ) y RU ( $x$ ), para lo cual debe tenerse en cuenta la dependencia entre estas dos variables; sin son dependientes, la función de densidad del nivel del mar queda:

$$p(z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} P_{MA}(z - x - y) P_{MM,RU}(y, x) dx dy$$

donde  $P_{MM,RU}(y, x)$  es la función de densidad conjunta de MM y RU. Pero si MM y RU son estadísticamente independientes, entonces:

$$p(z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} P_{MA}(z - x - y) P_{MM}(y) P_{RU}(x) dx dy$$

donde  $P_{RU}(x)$  es la función de densidad de probabilidad de RU. Nielsen y Hanslow (1991), a partir de datos de campo en playas naturales, y Battjes (1971), teóricamente para una correlación perfecta de altura de ola y período, demostraron que la distribución de RU es una función de Rayleigh cuyo parámetro  $R_{urms}$  depende de la altura de ola significativa,  $H_s$ , variable aleatoria que tiene su propia función de distribución. Esto es:

$$f(R_U) = 1 - \exp \left[ - \left( \frac{R_U - R_{100}}{R_{urms}} \right)^2 \right]$$

donde  $R_{100}$  es el nivel más alto excedido por el 100% de las olas y  $R_{urms}$  es la escala vertical de la distribución, que representa el *run-up* medio cuadrático. Para condiciones extremas de oleaje, se puede asumir que la playa es disipativa, donde  $\tan \beta$  es la pendiente de la playa ( $\tan \beta \leq 0.1$ ) y  $R_{urms} = 0.05 (H_{rms}/L_o)^{1/2}$ , donde  $H_{rms}$  es la altura de ola media cuadrática y  $L_o$  la longitud de onda en profundidades indefinidas. Haciendo uso de las relaciones  $T_p = \alpha_1 H_s^n$  y  $H_s^2 = 2.005 H_{rms}^2$ , esa ecuación queda  $R_{urms} = \alpha_2 H_s$  donde  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  son dos parámetros que dependen del clima de oleaje de la zona y  $n$  sale de un ajuste potencial de  $H_s$  vs  $T_p$ . En caso de que la playa sea reflejante (por ejemplo  $\tan \beta = 0.15$ ),  $R_{urms} = 0.6 (H_{rms}/L_o)^{1/2}$ . Así pues, el término  $P_{RU}(X)$  en la función de distribución de cota de inundación de la ecuación queda:

$$P_{RU}(x) = \int_{-\infty}^{\infty} P_{RU}(x, H_s) P_{H_s}(H_s) dH_s$$

siendo  $P_{RU}(x, H_s)$  la función de densidad de Rayleigh y  $P_{H_s}(H_s)$  la función de densidad de  $H_s$ .

Este método implica definir la dependencia temporal entre las variables, que debe ser determinada empíricamente a partir de los datos.



### 1.4.3 MÉTODOS INDIRECTOS DE SIMULACIÓN

Los métodos de simulación son métodos numéricos que tienen como hipótesis principal asumir independencia entre los eventos y usando técnicas estadísticas paramétricas, la probabilidad de ocurrencia de un evento puede ser obtenida, mediante la generación de una población de datos con base en la funciones de distribución de las variables que la gobiernan, partiendo de la generación de números aleatorios y entrando en esas funciones para obtener los resultados. Se incluyen en ellos la dependencia entre todas las variables necesarias, obtenida a partir de datos medidos.

La ventaja principal de este método radica en que con registros cortos se puede generar información que permita obtener resultados de regímenes extremos. Estos métodos permiten un modelado más real de los procesos físicos que tienen lugar al incluir todo tipo de relación entre variables, siempre que ésta sea conocida o determinada a partir de datos medidos.

### 1.4.4 OTROS MÉTODOS

Los métodos descritos a continuación analizan eventos extremos en diferentes zonas costeras alrededor del mundo y en Colombia, estos no fueron desarrollados para calcular la cota de inundación pero aportan información significativa sobre la evolución de este tópico a nivel mundial.

Los eventos extremos que cuentan con más estudios son los relacionados con los Huracanes, esto debido a que causan inundaciones debido a las marejadas y destrucción; es por ellos que para este tipo de fenómenos es importante el desarrollo de modelos que permitan predecir la altura de la ola, la extensión en tierra que se inunda y las fuerzas destructivas que los producen. Estos modelos son utilizados para predecir las áreas inundables y su afectación para que las comunidades que son continuamente afectados por ellos, puedan sacarle el mayor provecho en torno a planeación, herramientas para el monitoreo y sistemas de alertas tempranas.

Los primeros modelos para pronosticar las alturas de ola debido a huracanes se remontan a mediados del decenio de 1950. Conner et al. (1957) por medio de ecuaciones empíricas proporcionó una estimación de la marea que se espera debido al paso de un huracán, a pesar de que no se llegara a los procedimientos empíricos para cuantificar los niveles de agua, se desarrolló una metodología para cuantificar las sobreelevaciones de la mareas debido a este tipo de tormentas basado en las diferencias de presión en el centro del huracán (ojo del huracán) y alrededor de este. El efecto geostrofico domina el viento en el huracán.

La sobreelevación se presenta como un efecto conjunto de la velocidad del viento y de la presión que se encuentra alrededor del ojo. Montgomery (1955) presentó dos ecuaciones a partir de un trabajo realizado en el Golfo de México con datos observados en campo. Una de ellas relaciona el viento del huracán para calcular la máxima altura





de la mareada de tormenta,  $h_{\max} = 0.867(1005 - p_0)^{0.618}$ . Conner et al. (1957) combinó esta ecuación con la del esfuerzo cortante del viento para generar una regresión en la estimación de las elevaciones debidas a las mareas asumiendo una presión en el ambiente de 1019 Mb,  $h_{\max} = 0.154(1009 - p_0)$ . Estas dos ecuaciones incorporan los parámetros básicos para el pronóstico de las mareadas ciclónicas. Se notó también que la diferencia de presión sólo representaba al menos la mitad de la variabilidad de las tormentas ocurridas a lo largo de la costa, pero solo del Golfo de México.

Hoover (1957), al trazar los perfiles de las tormentas al llegar a la costa, notó que cada una de ellas tenía un perfil similar y con ello unas elevaciones debidas a las mareas similares. Con las observaciones de las mareadas en cada costa llegó a una regresión para estimar las máximas elevaciones debidas a las mareas a lo largo de la costa Atlántica,  $h_{\max} = 0.198(1006 - p_0)$  y para el Golfo de México  $h_{\max} = 0.151(1032 - p_0)$ . Harris (1963) introdujo una metodología más compleja para predecir las sobreelevaciones debido a las mareadas ciclónicas debidas a las tormentas reconociendo la complejidad de la predicción de estas. Su desarrollo se centró en un modelo empírico que involucra cinco procesos asociados a las tormentas:

**Efecto directo del viento:** En aguas someras a lo largo de la Costa Este de EEUU, el viento que viene de norte a sur están guiados por los contornos de la profundidad, este a su vez impulsa las corrientes que tienden a estar en la misma dirección. El forzamiento del agua hacia la costa por la batimetría junto con los vientos causan una acumulación de esta a lo largo de la costa y es lo que suele denominarse "set-up" del viento.

**Fuerza de Coriolis:** Como resultado de la rotación de la tierra, las corrientes del Hemisferio Norte son desviadas a la derecha impulsadas por el viento que tiene una dirección predominante norte-sur, esto genera un incremento en el nivel del mar a lo largo de la costa cuando la costa está a la derecha del flujo direccional del viento y una disminución en el nivel del mar en la costa cuando la costa está a la izquierda del flujo direccional del viento.

**Olas:** El viento produce olas que al romper a lo largo de la costa generan una considerable cantidad de impulso. Esto les permite viajar más adentro de la tierra aumentando significativamente la línea de agua. El resultado de esto puede ser el rebase bermas y la inundación en zonas detrás de los límites naturales presentes. A medida que la ola rompe en tierra, su progreso puede verse dificultado por la siguiente ola. Esto eventualmente puede inducir un aumento del nivel del mar cerca de la costa.

**La lluvia:** Grandes cantidades de lluvia e inundaciones son generalmente asociadas con ciclones tropicales. Como las lluvias corren en las cuencas hidrográficas y las corrientes mar adentro se induce un aumento en el nivel del mar en la desembocadura de los ríos.





El efecto barométrico o debido a la presión, también llamado el efecto barométrico inverso, es el causante de que la menor presión de la tormenta causará que el agua sea desplazada hacia arriba. Se cumple que por cada 1 Mb que baje la presión hay 1 cm de aumento de la superficie oceánica. Con esta primera aproximación, Harris comprobó que el efecto de Coriolis, el oleaje y el efecto del viento son proporcionales al esfuerzo del viento y éste, a su vez, al gradiente de presión (asumiendo un viento geostrofico).

Durante el decenio de 1960, Jelesnianski et al. (1972) mejoró los modelos empíricos que se presentaban hasta la fecha. Los avances en la potencia de las computadoras durante este tiempo permitieron que se incluyeran ecuaciones más complejas y parámetros adicionales, que condujeran a un programa de computación conocido como "off-the-shelf" y llamado SPLASH (Programa especial para el cálculo de las amplitudes y aumentos repentinos de los huracanes).

Requiere como primer parámetro la marea predicha por las formulaciones de Conner et al. (1957) y Harris (1963), además de tener en cuenta las siguientes consideraciones para cada tormenta: Se mantiene el radio de influencia de los vientos constante, sólo la presión es variable; su movimiento es hacia la costa, donde llega de forma perpendicular y el perfil de profundidad es de pendiente lineal; adicionalmente todas las tormentas tocan tierra con una dirección de N30E.

Los resultados del modelo permiten la predicción del aumento máximo de la marejada producida por la tormenta conociendo la variación de presión ( $\Delta P$ ) y el radio del ojo del huracán ( $R$ ). Varios resultados interesantes se produjeron en este primer cálculo; en primer lugar, fue útil para demostrar la sensibilidad del cálculo de  $\Delta P$ . Un error de 1 milibar por una caída de presión de 100 milibares da un error de cálculo de la mareas de tormentas de un 1%. En segundo lugar, con  $\Delta P$  constantes, los aumentos picos se observaron alrededor de un radio de  $R = 30$  millas. El segundo cálculo fue corregir el aumento de la marejada cerca de la batimetría costera. Una vez más, usando un modelo computacional, se tuvo en cuenta que cada tormenta tiene su propia variación de  $\Delta P$  y  $R$ .

Con estas limitaciones y la diversidad de las profundidades del mar, se calculó un factor a lo largo de la costa del golfo y la costa este de EEUU. Se descubrió que es proporcional a la distancia de la costa, es decir, mientras más lejano de la línea de la costa se esté, es más alto el factor y mayor el potencial de aumento. El tercer y último cálculo fue para corregir la dirección de la tormenta. En todos los modelos empíricos hasta este momento, se suponía que todas las tormentas que azotaban la costa lo hacían de forma perpendicular. En este caso se realizó el cálculo con el movimiento real de la tormenta. Una vez más las restricciones necesarias para simplificar este cálculo fueron: Todas las tormentas tienen  $R = 22.5$  millas, un  $\Delta P = 62$  Mb y cada tormenta posee dirección y trayectoria propia. Los resultados permitieron establecer el pronóstico, con la dirección de la tormenta y la velocidad con que se aproximaba



conocidas, se calculaba el radio de la marejada generada por el movimiento de la tormenta. Con las tres variables calculadas, se puede calcular la máxima marejada pronosticada para un huracán que llega a tierra.

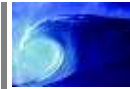
En 1976, por recomendación de la Academia Nacional de Ciencia (NAS), fue introducido el modelo FEMA SURGE. En este año el modelo era conocido como el TTSURGE. Éste proporcionaba los niveles de inundación y el modelo que se usó para crear los mapas de riesgo para el Flood Insurance Rate Maps (FIRMs) a finales de los 70s. A principios de los 70s, FEMA usó los estadísticos de la marea para calcular los niveles de inundación y crear estos mapas.

Este modelo utiliza un esquema de diferencias finitas explícito promediado en el espacio en dos dimensiones que simula las mareadas ciclónicas causadas por el huracán. El modelo requiere para su configuración la batimetría, la línea de costa, el coeficiente de fricción de fondo y otros coeficientes de resistencia de flujo; también se requieren las distribuciones de la tensión superficial del viento y de la presión atmosférica de un huracán. El modelo se separa en dos secciones, el modelo que simula la tormenta del huracán y el modelo hidrodinámico.

En el modelo de la tormenta del huracán, el huracán es descrito por su campo de presión barométrica y el correspondiente campo de vientos sobre la superficie del mar. Estos dos campos son parametrizados por el radio de vientos máximos y la presión en el centro de la depresión. Estos parámetros que se utilizan para definir las distribuciones del gradiente de la velocidad del viento y de la presión barométrica varían radialmente sobre el ojo de la tormenta. La localización del ojo de la tormenta a medida que se mueve hacia adelante debido a su velocidad de translación, se utiliza alternadamente para describir la evolución del campo barométrico y del campo del viento por todos los puntos de la malla hidrodinámica. El esfuerzo que produce el viento y los gradientes de presión barométrica proporcionan la fuerza para el modelo hidrodinámico. Las distribuciones del viento y de la presión se basan en los datos observados de huracanes.

El modelo hidrodinámico utiliza los principios de la conservación del momentúm y de la masa para simular la respuesta de la superficie del agua a los huracanes. El modelo utiliza una malla rectangular para representar el área de interés y generalmente emplea un sistema de mallas anidadas para agregar mayor detalle a lo largo de la línea de la costa. El n de Manning's (Coeficiente de rugosidad) y la topografía son requeridos en centro de cada celda de la malla y los niveles de la superficie del agua se calculan en el centro de cada celda. Los resultados del modelo de marejada FEMA se utilizan para realizar análisis y así determinar los períodos de retorno de los niveles de la marejada por medio de métodos probabilísticos.

El modelo SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes) fue desarrollado por Techniques Development Laboratory of the National Weather Service (Jelesnianski



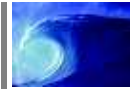
et al., 1992). Es un modelo de dos dimensiones numérico- dinámico de mareadas ciclónicas para tormentas tropicales desarrollado para el pronóstico en tiempo real de la mareada ciclónica del huracán. El modelo SLOSH es actualmente el único modelo usado por el Centro Nacional de Huracanes de EEUU para proporcionar la dirección en tiempo real de las mareadas ciclónicas.

En su inicio, fueron utilizados solamente los esquemas curvilíneos y polares en la malla, pero cambios recientes al modelo han introducido mallas elípticas e hiperbólicas, permitiendo un tamaño de celda de resolución más fina cercano a la orilla y un tamaño de celda más grueso las áreas de menos importancia. Cada celda de la malla contiene un número de elementos en los cuales se debe determinar si seguirá siendo seca (No inundada) o se mojará (Inundada).

Los elementos de las malla anidadas tales como barreras de dos dimensiones: Dunas, diques, caminos elevados y canales se representan también en el modelo. Al modelo se le imponen tormentas hipotéticas para crear las máximas elevaciones de agua (MEOW) y calcular así, la máxima de ellos (MONs) para luego proporcionar pronósticos en tiempo real. El MEOW es la elevación máxima de la mareada ciclónica en cada celda de la malla que se alcance en cualquiera de los diferentes estados, donde los estados son definidos ejecutando el modelo con tormentas de la misma categoría, velocidad y dirección del movimiento, pero con trayectorias que son paralelas unas a otras. Un MOM es la elevación máxima de la mareada ciclónica en cada celda de la malla que se alcance en cualquiera de varios MEOWs, donde la única constante es la categoría. Las necesidades del pronóstico son solamente saber la posición actual y la trayectoria pronosticada, el tamaño (Radio de vientos máximos), y la intensidad (P). El modelo SLOSH calcula los campos del viento asociados a la tormenta basada en el  $\Delta P$ . Una vez que se generen los campos del viento, el modelo calcula celda por celda el esfuerzo del viento, que es la fuerza requerida para la creación de la mareada ciclónica.

El Modelo de Circulación Avanzado (ADCIRC) fue desarrollado como un proyecto conjunto entre USACE Engineering Research, el Development Center de la Universidad de Notre Dame y la Universidad de Carolina del Norte – Chapel Hill (Luettich et al., 1992). ADCIRC es un programa desarrollado para resolver las ecuaciones de un fluido en movimiento en una tierra rotatoria. Estas ecuaciones han sido formuladas utilizando los principios de presión hidrostática teniendo en cuenta las aproximaciones Boussinesq y han sido discretizadas en el espacio mediante el método de elementos finitos y en el tiempo mediante el método de diferencias finitas, que permite una malla altamente flexible y no estructurada.

ADCIRC se puede ejecutar como un modelo bidimensional integrado en profundidad (2DDI) o como modelo tridimensional (3D). En cualquier caso, se obtiene la elevación a partir de la solución de la ecuación de continuidad integrada en profundidad. La velocidad se obtiene de la solución de las ecuaciones de momentum en 2 y 3 dimensiones. Se tienen en cuenta todos los términos no lineales en las ecuaciones que

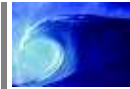


resuelve el modelo. ADCIRC requiere los campos de viento y presión de los huracanes a simular. Estos campos de viento y presión son desarrollados por modelos meteorológicos independientes del modelo ADCIRC. ADCIRC simula la circulación de la marea y la propagación del aumento de la marea ciclónica debido a la tormenta sobre grandes dominios computacionales, eliminando la necesidad de imponer condiciones aproximadas en las fronteras que pueden crear imprecisiones en los resultados del modelo cerca del área de interés y ofreciendo al mismo tiempo en áreas de litoral de batimetría compleja la maximización de la precisión de la simulación donde sean necesarios resultados de alta resolución.

Las áreas específicas para la aplicación ADCIRC incluyen la plataforma continental, las zonas costeras, ensenadas y estuarios. Aplicaciones típicas de ADCIRC han incluido la modelación de las mareas, circulación del viento, análisis de la marea ciclónica del huracán y las inundaciones debido a estos fenómenos, viabilidad de dragado y estudios de eliminación de materiales, estudios de transporte larval y operaciones marinas cerca la costa. Muchas universidades han adoptado recientemente el uso de ADCIRC para realizar estudios de mareas ciclónicas para pronosticar el nivel inundación las tormentas que se aproximen. Estos pronósticos se basan en los reportes del National Weather Service de la NOAA que emite las características de tormenta y así utilizar una malla relativamente gruesa para poder ejecutar el pronóstico rápidamente. La Universidad de Florida y la Universidad de Carolina del Norte utilizan modelos de este tipo para los estados de Florida y Carolina del Norte, respectivamente. El Oregon Graduate Institute ha modificado el ADCIRC para usarlo en el modelado de tsunami y aplicarlo para la construcción de atlas de inundación. En los últimos cinco años, la NOAA ha utilizado también ADCIRC para mareas y estudios de aumento del nivel del mar. Antes de los recientes huracanes, el modelado de ADCIRC estaba siendo usado por el USACE en Louisiana y en Nueva Orleans para el diseño de diques.

El DHI Water and Environment (DHI) es un sistema que puede predecir las corrientes y los niveles de agua mediante la aplicación de la hidrodinámica y modelos de ondas. El modelo hidrodinámico conocido como el "Flowmodel" o modelo de inundación (DHI, 2005), puede determinar la elevación de la superficie del agua debido a la marea astronómica, al esfuerzo del viento y a gradientes de presión barométrica en ambientes como los grandes lagos, estuarios, áreas cercanas a la costa y ríos. El modelo existe en una versión de diferencias finitas que opera sobre mallas rectangulares (también se pueden incluir cuadrículas dinámicamente anidadas rectangulares) y sobre una malla triangular flexible de volumen definido, permitiendo mayor resolución de las variables en todo el dominio de modelo.

El modelo resuelve las ecuaciones de continuidad y la conservación de momentum promediadas en la profundidad en función del tiempo incluyendo los términos no lineales. Fluctuaciones del nivel del agua y corrientes se pueden simular para una amplia variedad de forzamientos. Los campos de viento y de presión con que se



alimenta el modelo pueden ser directamente incorporados a éste o determinados mediante uno de dos programas de generación de viento del MIKE 21. El MIKE 21 es un sistema de modelado de renombre internacional. En los EEUU ha sido utilizado en conjunto con proyectos de USACE, FEMA, U.S. Bureau of Reclamation, y la National Aeronautics and Space Administration (NASA). Como un caso de prueba, en 1999 el modelo MIKE 21 se utilizó para determinar los niveles de inundación para la NASA en el centro espacial Kennedy en Cabo Cañaveral, Florida. El estudio estimó niveles de la marea ciclónica debida al huracán para las zonas costeras que rodean Cabo Cañaveral, incluyendo ensenadas y vías navegables interiores. Para determinar el nivel total de agua, los procesos evaluados durante el paso de un huracán incluyen: Marea astronómica, marea ciclónica generada por las variaciones del esfuerzo del viento y la presión atmosférica, set-up de la ola y propagación de olas generadas por el viento.

Continúa siendo una gran necesidad la incorporación y uso de los modelos, estos son bastante rápidos para ser utilizados en tiempo real y tienen la resolución necesaria para el uso en pronóstico y en estudios de cota de inundación.

#### **1.4.5 ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO**

Los trabajos que se han realizado en el Caribe Colombiano en este ámbito son en realidad pocos y a partir de ellos no es posible caracterizar toda el área de estudio, pues se han concentrado en objetivos particulares, en zonas específicas (bahías y estuarios) y no han abordado con solvencia en tiempo y espacio las variables que definen la cota de inundación. Estos estudios se concentran en otro tipo de variables, como son: Nivel del mar, oleaje, corrientes, patrones de circulación oceánica, transporte de sedimentos, entre otras, pero ninguno caracteriza de manera adecuada el nivel de inundación o las variables que la componen, es por ello que los resultados que arrojan no representan la variabilidad de la cota de inundación en el Caribe Colombiano.

Hoy en día, una de las variables más importantes que permite establecer cambios o perturbaciones en el calentamiento global experimentado por la tierra, es el nivel medio del mar. Evidencias de esto son presentadas por el Panel Intergubernamental sobre el cambio climático, IPCC (<http://www.ipcc.ch/>). Esto supone que el planeta se encuentra bajo un escenario de cambio climático y que por lo tanto los diferentes fenómenos y procesos hidrometeorológicos se están viendo afectados de diversas formas. Es importante mencionar estos factores ya que ante el escenario de cambio climático global el nivel del mar puede lograr un ascenso significativo en el largo plazo (Wigley y Raper, 1993) y se esperan eventos extremos más fuertes y frecuentes que favorecen la inundación de las costas.

Algunos de los estudios que presentan información en el Caribe Colombiano concentran su investigación en el análisis de las series de tiempo disponibles en las



bases de datos nacionales e internacionales. Torres et al., (2006) estudiaron las series de nivel de los mareógrafos ubicados en Cartagena en Colombia y San Cristóbal en Panamá y concluyeron que no fue posible calcular la variación del nivel del mar en el Caribe Colombiano a partir de los mismos, pues se presentan múltiples diferencias entre las series debido a su corto tiempo de registro y a la mala calidad de sus datos. También afirmaron que la variación del nivel del mar en el Caribe Colombiano es la encontrada con la serie de tiempo de San Cristóbal – Panamá, con aumentos de nivel del mar de 2.01 mm a 3.58 mm por año, pero para efectos prácticos no es recomendable utilizarla para todo el Caribe dadas las diferentes y múltiples condiciones de nivel que se pueden presentar a lo largo de la costa Colombiana.

Los estudios de Martínez y Robertson (1997) relacionaron las geoformas litorales y depósitos sedimentarios para identificar antiguos niveles del mar durante el Cuaternario en el Litoral Caribe, los cuales pueden considerarse como buenos indicadores de áreas susceptibles de inundación en la costa norte de Colombia. El área de estudio comprendió la zona litoral del Caribe central de Colombia, entre el delta del Sinú y la Isla de Barú. Utilizaron técnicas de fotointerpretación, análisis de imágenes de satélite Landsat y trabajo de campo. Se encontró que una línea de costa subreciente puede ser seguida por el litoral Caribe desde el sector del río Sinú hasta la Isla de Barú. Esta se define por las geoformas dejadas por un mar que inundó el Caribe central colombiano hace 2500 años a.C., probablemente 2 a 3 metros por encima del actual. Este análisis permitió definir zonas que estarían en potencial riesgo de inundación, debido al retroceso que sufriría la costa ante el aumento del nivel marino, así: zonas construidas sobre cordones litorales, todos aquellos espacios construidos sobre ciénagas rellenadas y zonas bajas y pantanosas invadidas. Pueblos como Rincón han sido parcialmente levantados sobre ciénagas, así como gran parte de las casas campestres de Tolú y Coveñas. En esta misma situación se encontrarían algunos puntos turísticos y pequeños asentamientos en Barú. Procesos erosivos como los que actualmente se presentan en Tolú y Coveñas, debidos probablemente al efecto combinado de aumento del nivel del mar y mal manejo de construcciones antrópicas, podrían ser más frecuentes y agudos en un futuro próximo.

INVEVAR (2003), en el desarrollo del programa Holandés de asistencia para estudios en Cambio Climático, estableció que no es posible predecir muchos de los aspectos que causaría el posible aumento en el nivel medio del mar sobre las costas colombianas y que en el desarrollo de la metodología para definir la vulnerabilidad de los sistemas bio-geofísicos y socioeconómicos a un cambio en el nivel del mar se han implementado aproximaciones a escenarios que incluyen variables socioeconómicas y ambientales que permitirán explorar la vulnerabilidad de esta área. La elección de tales aproximaciones es muy importante, pues determina los resultados del análisis del impacto.

Los primeros análisis de series de marea en el Caribe en lo que respecta a la marea astronómica fueron realizados por Kjerfve (1981). En su estudio se examinaron usando





análisis de armónicos un total de 45 series de nivel distribuidas en el mar Caribe encontrando los siguientes resultados: En el Caribe el nivel es micromareal con rangos entre 10 y 20 cm. La marea es particularmente mixta semidiurna y mixta diurna, claro que en una zona entre Puerto Rico y Venezuela la marea es de tipo diurna. Se construyeron las cartas de seis componentes de la mareas ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  y  $P_1$ ) mostrando el detalle de la amplitud y la fase en toda la región. Cada uno de los componentes semidiurnos de la marea está caracterizado por puntos anfodrómicos de rotación antihoraria centrados en el Caribe del este. Hay una fuerte evidencia de un forzamiento radial de la componente  $S_2$  en el Caribe occidental del sur. Las componentes diurnas de la marea son en gran parte uniformes en fase y la amplitud para la mayor parte del Caribe occidental y central. Sin embargo, las fases diurnas aumentan rápidamente hacia el noroeste y el canal de Yucatán. Aubrey (1988) analizó 55 series de nivel distribuidas de Norte a Suramérica mediante regresiones lineales, concluyó que para el Caribe Colombiano se presentan disminuciones de -3.6 mm/año para la serie de Cartagena y -2.0 mm/año para la serie de Riohacha, su explicación radica en que el nivel de la tierra abajo de los sitios de medición de la marea se está levantando en algunos lugares y se está hundiendo en otros. Las tendencias que se encontraron de estación a estación se deben particularmente al movimiento vertical de la tierra o del nivel del mar relativo.

Para el Caribe colombiano se tienen algunos estudios importantes que relacionan el huracán o el paso de éste con las variables que afectan la estimación de la cota de inundación: Nivel del mar, marea y oleaje. Ortiz (2006) en el estudio preliminar del impacto del oleaje de huracanes en la línea costera del Departamento del Atlántico, simuló mediante el modelo de huracanes JHURWIN, elaborado por Visbal y Ortiz, y el modelo SWAN, para propagación del oleaje, la exposición de la zona litoral del Departamento del Atlántico al impacto del oleaje producido por los vientos extremos de un huracán categoría 1, 3 y 5 de acuerdo a la escala Saffir-Simpson. En su trabajo se muestra como, debido al alcance, olas de hasta 20 metros son generadas en aguas profundas, pero disipan gran parte de su energía antes de llegar a la costa debido a la geomorfología de la plataforma continental, el talud y la geometría de la línea de costa del Caribe Colombiano. Este mismo autor, realizó en 2008 la simulación del huracán JOAN, que alcanzó la categoría cuatro en Centroamérica y que pasó muy cerca de la costa Caribe Colombiana en el mes de octubre del año 1988. Utilizó dos modelos de simulación: HURWIN para simular el campo de vientos del huracán y el modelo SWAN para simular el oleaje producido, ambos modelos validados simulando el huracán OPAL que paso por el Golfo de México en 1995. Se distribuyeron boyas virtuales a los largo de la Costa Caribe, incluyendo a San Andrés Isla, para evaluar las características del oleaje producido en aguas profundas. Las boyas virtuales permitieron que el modelo mostrara en los resultados las características del oleaje generado en aguas profundas frente a las zonas de mayor importancia.

Los estudios desarrollados en el Caribe colombiano se centran básicamente en qué ocurre luego de que el huracán pasa cerca de las costas colombianas, es por ello que



la evaluación del efecto de las variables que este fenómeno produce, no permite establecer una referencia importante para el estudio de tormentas y huracanes en la Costa Atlántica, donde el diseño de planes de mitigación y alerta contra tormentas se hace necesario dado el aumento de las mismas en los últimos años.

La definición y ocurrencia de los mares de leva (ML) en el Caribe colombiano no ha sido muy clara en la literatura; se cuenta con múltiples conceptos que generan grandes discrepancias cuando se tratan de entender este fenómeno. Se citan a continuación algunas referencias sobre el mar de leva: Según el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) el fenómeno conocido como "mar de leva", consiste en el aumento anormal de la altura del oleaje, ocasionado por el efecto de fricción entre la superficie del mar y la masa de aire atmosférico en movimiento en forma de viento, el cual es intensificado con el paso de sistemas atmosféricos de mal tiempo (bajas presiones) que empujan las aguas oceánicas hacia la costa causando oleaje fuerte. El tamaño de las olas formadas depende de la velocidad y el tiempo que persista la misma velocidad de viento (CIOH, 2004). Otra investigación presenta la siguiente definición: los "mares de leva", corresponden a un efecto conjunto de fuerte viento del oeste y una marea de gran amplitud (marea astronómica + marea meteorológica) son fenómenos raros que se presentan generalmente entre septiembre y noviembre. Su acción sobre la costa es devastadora; se considera que son responsables de la destrucción de las playas de Cartagena, Marbella en 1930, Bocagrande en 1940, 1948, 1966 y 1972. (Alvarez-León et al., 2003; Vernet, 1985). El Ministerio de Medio Ambiente en un documento metodológico introduce el concepto de mares de leva de la siguiente forma: "Los huracanes y tormentas tropicales que ocurren mar adentro generan olas de gran amplitud que son conocidas como mares de leva, dependiendo de la forma de la costa la energía de este tipo de olas puede llegar bastante disipada o por el contrario con bastante energía, causando la resuspensión de sedimentos y modificaciones significativas en la morfología del litoral, igualmente causan daños en estructuras y hundimiento de embarcaciones (MMA, 2000)".

El primer estudio de buen nivel que se hizo para obtener una aproximación al fenómeno de oleaje en el litoral Caribe fue el "Estudio de Playas en la Bahía de Cartagena - Colombia" de 1972, realizado por el Laboratorio de Hidráulica de Francia para el Ministerio de Obras Públicas. El estudio estuvo enfocado al análisis de las condiciones de oleaje en aguas profundas y las transformaciones que por refracción, difracción y otros fenómenos sufría al aproximarse a la costa de Cartagena de Indias. Para tener una idea del régimen de oleajes, éste tuvo que deducirse a partir de los vientos de la región que eran bastante conocidos. El método utilizado para determinar el oleaje fue el desarrollado por Sverdrup, Munk y Bretschneider, más conocido como S-M-B, el cual consiste en calcular las características de período y amplitud del oleaje para cada dirección de propagación a partir de la velocidad del viento sobre el área generadora del oleaje (Fetch), con una serie de ábacos.





Se utilizaron datos de viento de Cartagena de Indias y Las Flores (Barranquilla - Atlántico) obteniendo resultados diferentes según se usaran unos u otros. Se concluyó que era imposible saber cuales datos ayudaban a representar más fielmente el oleaje en el Mar Caribe, y que era probable que el verdadero régimen de oleaje en las proximidades de Cartagena fuera una combinación de los regímenes deducidos de los vientos en Las Flores y Cartagena pudiéndose suponer que el oleaje del sector NE a N tuviera que ser deducido de los vientos (Alisios) en Las Flores, y el oleaje del sector W a partir de los vientos en Cartagena. Los autores del análisis fueron enfáticos en exponer dos limitaciones del método utilizado: la primera es que no se conoce con exactitud la longitud del "fetch", la cual puede ser inferior a la distancia entre las dos costas según una dirección considerada. La segunda es que no siempre el viento sopla durante el tiempo suficiente para generar el oleaje calculado teóricamente. Sin embargo, los autores resaltaron que en Las Flores los Alisios tienen una dirección y una velocidad constantes en el tiempo, suficiente para generar el oleaje calculado teóricamente en lo que se refiere a los oleajes del sector NE. No se puede decir lo mismo de las olas con menor porcentaje de ocurrencia como las del sector W.

Díaz-González (1999) estudió el comportamiento sobre la franja litoral en la región costera de Cartagena de Indias y la acción del oleaje a partir de la consideración estacional presente en el grupo de los vientos durante un año calendario, definido en dos épocas climáticas, húmedas y secas principalmente, estableciendo el régimen del oleaje descrito a continuación: La dirección, el periodo y la altura del oleaje incidente sobre la costa son el reflejo de los vientos dominantes que soplan del N - NE en los meses de verano y de las calmas en los meses de invierno. En consecuencia oleajes con dirección N - NE se presentan en la costa oriental y central del Caribe y oleajes provenientes del N se presentan en el sector occidental del Caribe.

En un estudio presentado por Martínez et al., (1993) para el sector de Bocas de Ceniza, se registran oleajes de 2.0 m de altura y 10 s de periodo. Para la región de Cartagena, Suzunaga et al., (1990) encontraron que durante el mes de marzo el período del oleaje en mar abierto varió entre 5 y 15 s con un periodo promedio de 8 seg, lo que corresponde a un oleaje de periodos grandes. De acuerdo con medidas visuales la altura del oleaje varía entre 0.5 y 2 m con un promedio de 1.1 m. Horrillo-Caraballo et al., (sf) concluyen que el clima de oleaje de aguas profundas influye sobre el litoral Caribe Colombiano sólo un 37% y que el 63% está influenciado por el clima local de cada sector en particular. Dadas las características del oleaje mar afuera del Caribe, su influencia al aproximarse a nuestras costas juega un papel sumamente fuerte en cuanto a las variaciones morfológicas estacionales (a corto plazo) y anuales (a largo plazo) del litoral.

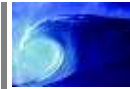
Para la generación del oleaje se tiene como referencia un proyecto implementado por el Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) de la Universidad de Costa Rica, en el cual se empleó el software Wave Watch III para modelar las condiciones del oleaje para diferentes eventos extremos ocurridos durante el año 2002. En la actualidad la



Universidad Nacional de Colombia (Medellín) a través de su Grupo de Investigación en Oceanografía e Ingeniería Costera (OCEANICOS) adelanta algunas investigaciones en la dirección de las tendencias mundiales con el fin de lograr caracterizar el oleaje en la costa Caribe colombiana.

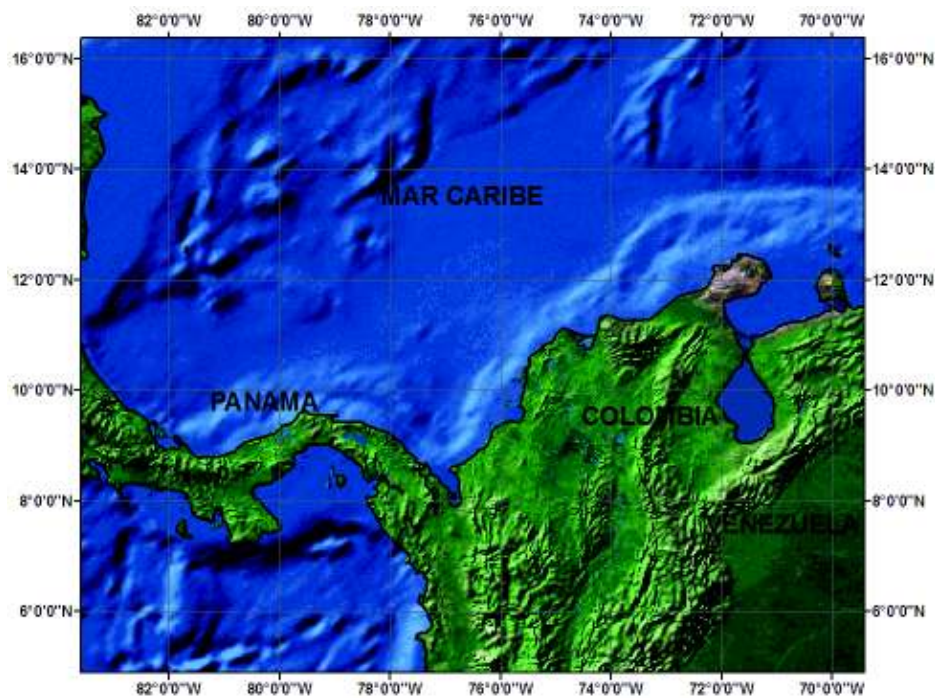
A partir de los regímenes direccionales de altura de ola significativa en aguas profundas se obtiene el régimen escalar de altura de ola significativa a aguas indefinidas. Posteriormente, por medio de formulaciones empíricas o modelos de run-up (Sobey, 1996) se determina la sobre elevación por oleaje. En cuanto al run up no se tiene ningún estudio en el Caribe colombiano que defina los diferentes niveles que se pueden presentar a lo largo de la zona de estudio. El run up depende principalmente del talud, rugosidad y porosidad de la estructura así como de la existencia de una berma y de su geometría, y de las características del oleaje incidente. El problema reside en que no se ha podido encontrar hasta el momento una ley única y general que cubra todas las situaciones posibles, por lo que el cálculo debe realizarse a partir de aproximaciones del problema específico a soluciones propuestas para distintas combinaciones estudiadas.

Algunos resultados de estos estudios son ecuaciones que permiten obtener el valor del run-up a partir de la altura de ola incidente o del número de Iribarren. El estudio realizado por Guza y Thornton (1981) en playas de California mostró una dependencia de la altura de ola incidente en aguas profundas,  $H_{\infty}$ , con el remonte en playa de la masa de agua,  $R_s$ , media del tercio mayor de los niveles de Run Up. En estudio de Sobey, Hollman y Sallenger (1985) establecieron que la relación  $R_s/H_{\infty}$  no es constante, sino que vuelve a depender del número de Iribarren en aguas profundas,  $\xi_{\infty}$ , medido no sobre el nivel medio del mar en reposo, sino sobre la línea de costa efectiva, es decir, sin contar el set-up del oleaje, que debe evaluarse aparte. Existen otras expresiones que permiten determinar el remonte del oleaje. Se tiene la aproximación propuesta por Mase (1989) para oleaje irregular y playas disipativas. Esta ecuación estima el remonte de las olas incluyendo los efectos de la sobre elevación del nivel medio inducidos por el oleaje (wave set-up) y resulta válida para taludes en el rango  $1/30 \leq \tan \beta \leq 1/5$  y para oleajes con un peralte  $H_{\infty}/L_{\infty}$  superior a 0.007, donde  $H_{\infty}$  es la altura de ola incidente en aguas profundas y  $L_{\infty}$  la longitud de onda de la ola. Otra formulación más reciente que permite obtener una aproximación del valor del run-up en playas es la propuesta por Nielsen y Hanslow (1991) y es fruto de una amplia serie de campañas de campo realizadas en seis playas de la costa sudeste de Australia de distintas características morfodinámicas. Los resultados revelan la independencia del run-up de la pendiente de la playa en el caso de playas tendidas,  $\tan \beta \leq 1/10$ , mientras que en playas más reflejantes, se confirma la dependencia del ángulo del talud y, por tanto, del número de Iribarren.



## 2 ZONA DE ESTUDIO

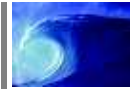
La zona de estudio corresponde al mar Caribe entre las coordenadas 6°N - 22°N y 84°W - 66°W. Hacia al sur limita con Panamá, Colombia y Venezuela, hacia el norte con las islas de Jamaica, Cuba, Haití, República Dominicana y Puerto Rico, al occidente con Nicaragua y al oriente con Venezuela y el Océano Atlántico (Ver Figura 2). La costa Caribe colombiana, se encuentra entre las coordenadas 7°N-79°W y 12°N-71°W en dirección SW a NE, comprende los siguientes municipios: Antioquia, Córdoba, Sucre, Bolívar, Atlántico, Magdalena, Cesar y La Guajira.



**Figura 2. Ubicación de la zona de estudio**

### 2.1 CLIMATOLOGÍA Y OCEANOGRAFÍA

El Caribe colombiano está situado en un sector influenciado por la circulación de los vientos Alisios que poseen una variación bimodal estacional a lo largo de toda la cuenca del Caribe. En general, el viento es fuerte entre los meses de noviembre y marzo, seguido por una rápida disminución de su velocidad entre los meses de marzo y mayo. Hay un incremento en la intensidad durante junio y septiembre conocido como



“veranillo”, seguido por una disminución en la intensidad hasta noviembre cuando la estación de vientos comienza nuevamente (Andrade, 1993).

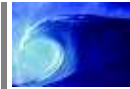
El análisis del campo de los vientos permite apreciar dos regiones eólicas definidas: La del Caribe oriental con vientos dominantes del este y la del Caribe occidental con vientos altamente variables (Donoso, 1990). Durante la época seca los vientos alisios de orientación N - NE afectan considerablemente la costa. Son vientos regulares y poderosos que soplan de diciembre a abril. Su velocidad varía entre 2 y 15 m/s, con un promedio de 6.9 m/s. El viento comienza a soplar al final de la mañana y va incrementando hasta el atardecer donde presenta su valor máximo para luego disminuir en la noche. En la época de lluvias, los vientos son mucho más débiles y con dirección variable (Suzunaga et al. 1990).

La costa del Caribe colombiano experimenta tres épocas climáticas diferentes en el año. La primera, una estación seca (verano), la cual comprende los meses de diciembre hasta abril. En esta época los vientos alisios soplan con intensidad proveniente del N y del NE. La segunda época es la de transición (Mayo, junio y julio) durante la cual los vientos alisios son suaves, predominando los del sector N y NE, que se incrementan durante el mes de julio (Veranillo de San Juan). La estación húmeda (Invierno) como tercera época, opera de agosto a noviembre y se caracteriza por un régimen de vientos variables (Martínez, 1993).

De acuerdo con un estudio de Huguet (1988), quien presenta la precipitación media mensual durante el período 1964 - 1972 medida en cuatro diferentes estaciones meteorológicas, muestra la existencia de un verano de cinco meses y un invierno de siete meses, interrumpido por el mes de julio que presenta menor pluviosidad. El mismo estudio, concluye que el régimen durante todo el año es de aguaceros cortos de alta intensidad y muy local. En el Caribe colombiano se presentan fenómenos excepcionales de corta duración, los conocidos “colas de pollo” son fuertes torbellinos o trombas de viento generadas por intensas borrascas de corta duración (inferiores a una hora).

Las temperaturas del aire observadas en la región son particularmente uniformes. La diferencia entre la temperatura promedio diaria más alta y más baja del mes, es inferior a 2°C. En cambio la diferencia entre las temperaturas diarias máximas y mínimas es raramente superior a los 5°C. El promedio de la temperatura del aire es de 28°C (observaciones de 30 años). La poca variabilidad de la temperatura del ambiente de esta región se asocia con la profundidad de las masas de agua marina, cuyas temperaturas superficiales se mantienen cerca de una temperatura de 30°C. Así mismo, la ausencia de relieves continentales importantes en la región, no permite el intercambio entre las masas de aire de diferentes temperaturas, manteniéndose la uniformidad característica.

La pluviosidad total es del orden de 1000 mm/año, este parámetro varía ampliamente. Las variaciones de los parámetros de temperatura y pluviosidad tan opuestas entre sí, y con tan poca relación, en apariencia, son las principales responsables de las características climáticas. Estos parámetros y especialmente el viento, influyen



notablemente en la dinámica marina (Álvarez et al., 2003). En la plataforma continental del Caribe colombiano las temperaturas superficiales varían entre 28.0 y 25.8°C; aumentan ligeramente de norte a sur a lo largo de la costa (De Galerazamba hacia el Golfo de Morrosquillo); los menores valores de la temperatura se encuentran en la región noreste de La Guajira disminuyendo gradualmente hacia la costa y el este, corroborando el patrón de surgencia que se presenta en esta zona. En la columna de agua la temperatura disminuye con la profundidad: 28°C a 100 m, 20°C a 150 m. La salinidad en superficie varía entre el 31.7 y 36.0 ups. Inversamente a las temperaturas, la salinidad superficial disminuye de norte a sur a lo largo de la costa.

La hidrodinámica de la parte occidental del Caribe colombiano, favorece la extensión y el incremento de la contra-corriente que viene del Golfo de Panamá hacia el noreste, donde su velocidad oscila entre 0.7 y 1.2 nudos. En la misma época del año, otra corriente se manifiesta en el este de la península de la Guajira. El alcance de esta corriente hacia el noreste, depende de los períodos estacionales. Localizada en el Golfo de Urabá durante la época seca, llega durante unos seis meses a los alrededores de la desembocadura del río Magdalena, hasta alcanzar su máximo, frente a las costas de la Guajira, en el período más lluvioso del año (Octubre y noviembre).

En cuanto a las corrientes, "la morfología de la pluma turbia del río Magdalena está sometida a agentes dinámicos diferentes, actúa en sentido contrario al mar y es fuertemente desviada al oeste a nivel de su parte más externa por la corriente del Caribe y aislada de las costas por la contra-corriente del Golfo de Panamá cuya lengua oceánica, caracterizada por aguas claras, costea el litoral" (Álvarez et al., 2003). La variación estacional de los vientos se manifiesta en la dirección del oleaje, lo cual se expresa de diversas maneras sobre el conjunto de la plataforma continental. El Caribe colombiano se podría clasificar en dos subzonas la zona SW y la zona NE cuya división se establece hacia el NE del río Magdalena, algunas de las características más importantes se presentan en la Tabla 1.



**Tabla 1. Principales características del Caribe Colombiano**

<b>Zona SW</b>	<b>Zona NE</b>
Plataforma continental ancha.	Plataforma continental angosta.
Topografía costera plana, con pequeñas elevaciones.	Topografía costera abrupta, con elevaciones de hasta 5852 m.
No hay fenómenos de surgencia.	Surgencia estacional muy fuerte, con varios focos de intensidad variable.
Precipitación media (> 650 mm promedio).	Precipitación baja (250 mm promedio).
Desembocan los 3 ríos más importantes y caudalosos: Magdalena, Atrato, Sinú.	Sin ríos caudalosos, algunos son prácticamente estacionales.
Clima semiárido - semihúmedo.	Clima árido y seco.
Aguas típicamente tropicales y cálidas (>28°C promedio anual) poca variación estacional.	Aguas más frías (27°C promedio anual) amplias variaciones, cambios drásticos.
Aguas salobres (< 35 ups promedio anual).	Aguas oceánicas (> 35 ups promedio anual).
Aguas claras, fuertes corrientes de turbidez. Arrecifes coralinos bien desarrollados en extensión y profundidad, hasta los 50 m.	Aguas claras todo el año. Arrecifes coralinos poco desarrollados, restringidos hasta los 25 - 30 m.
Praderas marinas poco desarrolladas pero ampliamente distribuidas y asociadas a los arrecifes, praderas y manglares.	Praderas marinas bien desarrolladas pero reducidas en su distribución, asociadas a los arrecifes, praderas y manglares.

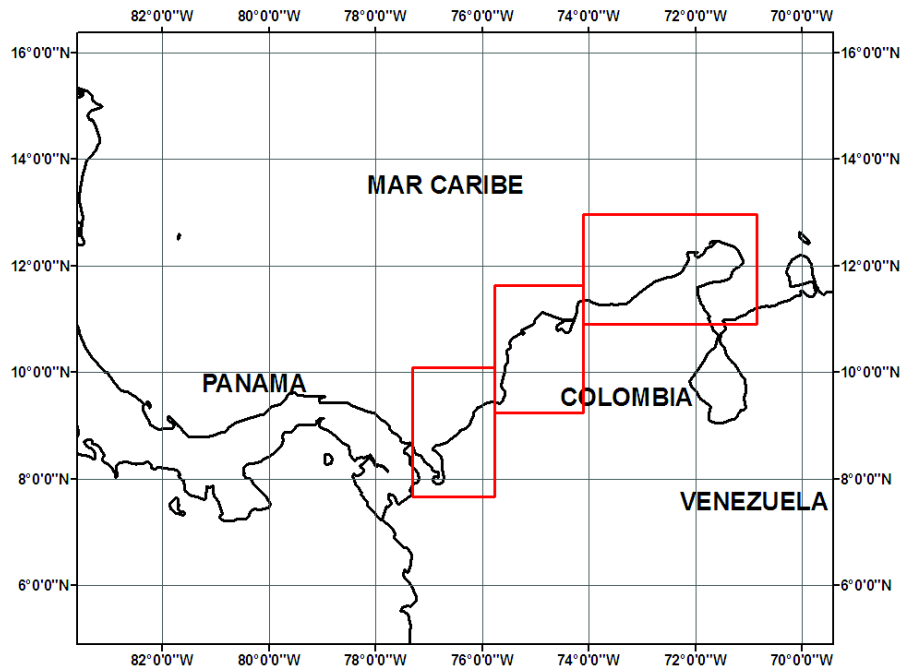
## 2.2 ZONA COSTERA DEL CARIBE COLOMBIANO

La zona costera del Caribe está habitada por un número aproximado de 2.800.000 habitantes en un área relativamente extensa (31.584 Km<sup>2</sup>), lo que representa una densidad poblacional de 89 habitantes por Km<sup>2</sup> (Steer et al., 1997). La zona costera del Caribe colombiano no se debe considerar como homogénea. El agrupamiento de las series de temperatura superficial del mar en las zonas SW y del NE (Bernal et al., 2006) está relacionado con la oceanografía costera y la orientación de la línea de costa. De esta manera pueden definirse tres zonas oceanográficas características para la costa Caribe colombiana: una al SW, una central y una al NE (Alvarez et al. 2003). En estas tres zonas la influencia del oleaje, la incidencia de los vientos e incluso el efecto mareal presentan diferencias significativas, debido a las distintas orientaciones de la costa y a las características oceanográficas a las que están sometidas, con base en estos factores se planteó una zonificación como lo muestra la Figura 3. Por tanto el problema de establecer una serie de tiempo para la cota de inundación será particular en cada una de ellas. Así, es necesario comprobar dichas diferencias con el fin de





generar series confiables que puedan ser aplicadas posteriormente en lugares específicos de la costa, donde se tengan en cuenta diferencias batimétricas específicas.



**Figura 3. Zonas de estudio, tomado de Álvarez et al. (2003)**

La línea de costa del Caribe colombiano está caracterizada principalmente por la presencia de largas playas arenosas limitadas por puntas rocosas debidas principalmente a formaciones montañosas locales, algunas veces asociadas con marismas de mangle y ciénagas costeras que se adentran en el continente. Las costas bajas, particularmente son interrumpidas por macizos montañosos tal como en los acantilados de la Alta Guajira, la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía del Darién.

En su sector NE, el litoral Caribe de la Península de la Guajira y la Sierra Nevada de Santa Marta presentan una línea de costa variable con acantilados en rocas duras y blandas, bahías amplias y llanuras bajas. La parte central del Caribe, que comprende el litoral entre la isla de Salamanca y el Delta del río Sinú, se caracteriza por un paisaje de colinas y terrazas bajas, sobre las cuales se han desarrollado terrazas litorales, acantilados y llanuras costeras. El sector SW de la costa Caribe colombiana está conformado por dos sectores montañosos prominentes y una depresión costera situada entre ellos, denominada Golfo de Urabá.

Las geoformas litorales corresponden a la interfase entre los procesos marinos y los procesos continentales, que por su interacción definen la configuración y evolución de la línea de costa. El litoral Caribe colombiano ha sufrido cambios en el nivel del mar



que han marcado su evolución, siendo su configuración actual resultado de las variaciones ocurridas en el Holoceno. (IDEAM, 2001).

Las unidades ecológicas presentes en la región comprenden una alta variedad de ecosistemas, caracterizados por su riqueza biológica y alto valor natural. Los patrones de actividad humana han introducido a la región diferentes efectos reconocibles. La región Caribe a través de los sistemas hídricos, es la receptora de todos los resultantes ambientales de los procesos naturales y antrópicos de la región Andina que, en conjunto con la propia región, alberga cerca del 90% de la población del país, y soporta el mayor grado de transformación de la base natural. Como resultado de esto, el Caribe colombiano presenta el mayor número de interacciones entre sistemas productivos, extractivos y desarrollos urbanos - industriales, y al mismo tiempo es poseedor de casi la mitad de las tierras de mejor calidad existentes en el país (Steer, 1997).





### 3 DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGÍA PROPUESTA EN EL CÁLCULO DE COTA DE INUNDACIÓN Y VARIABLES INVOLUCRADAS

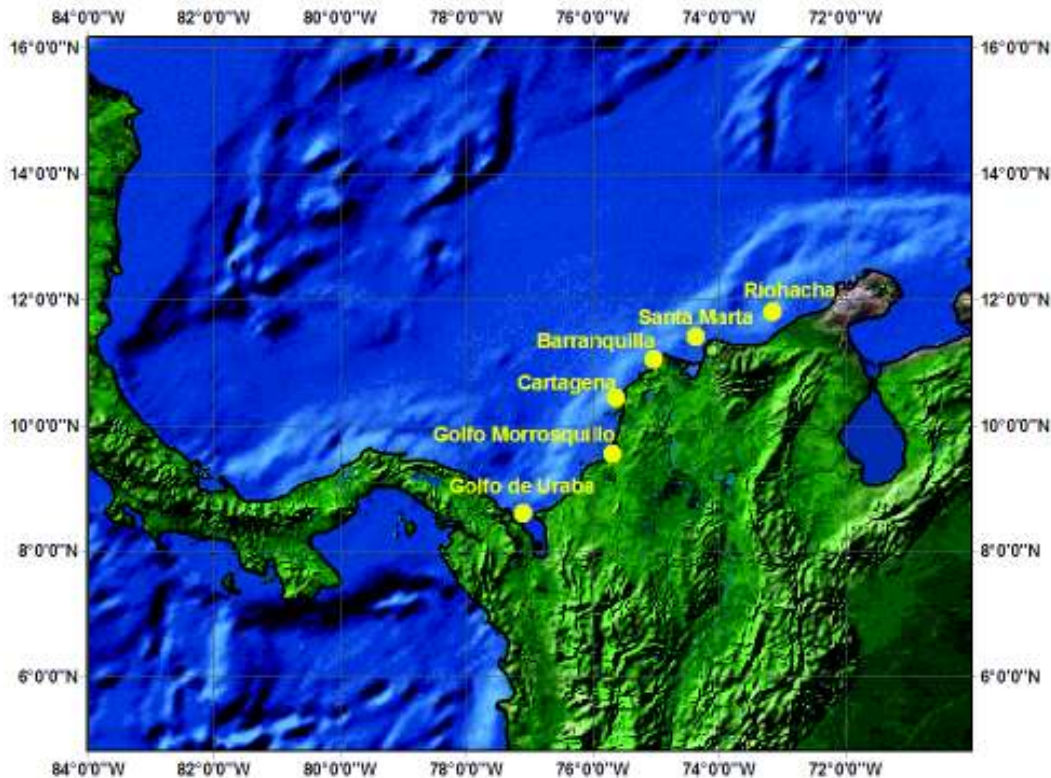
Dadas las múltiples aproximaciones que existen para el cálculo de la cota de inundación en una zona costera, se presenta en este apartado la metodología propuesta para el cálculo de la cota de inundación, teniendo en cuenta condiciones de calidad y cantidad de información disponible. En el caso particular del presente estudio, se reconstruyeron las series de tiempo involucradas en el cálculo de la cota de inundación, el nivel medio del mar, definido por zonas, las series de marea (marea astronómica y marea meteorológica) y las series de run up asociadas al oleaje; todas ellas para los 6 puntos a lo largo de la costa colombiana, como lo muestra la Figura 4. Los sitios para la reconstrucción de estas variables fueron escogidos teniendo en cuenta las siguientes características:

Cada uno de estos sitios representa un polo de desarrollo importante desde diferentes puntos de vista, ya sea turístico, portuario o de desarrollo de proyectos de vital importancia para el país. Es entonces importante que se cuenten con dichas series para un adecuado manejo y comprensión de todos los procesos y proyectos a desarrollar en dichas zonas. Estos puntos o zonas poseen características geomorfológicas y oceanográficas únicas que modelan y rigen la dinámica y hacen que cada uno sea particular, algunas de estas características se presentan a continuación:

- Orientación de la línea de costa: Notablemente diferenciable desde el norte de la alta Guajira hasta el Golfo de Urabá, con direcciones que van de 236° con respecto al norte en la zona de la Guajira hasta los 136° con respecto al norte en la zona del Golfo de Urabá.
- Presencia de bahías: Como lo es la bahía de Cartagena que posee una configuración de costa encajonada, con amplia área marítima, con profundidades significativas, controlada por procesos de descarga de ríos y mareas bajas.
- Presencia de los Golfos: Como son el Golfo de Urabá y el Golfo de Morrosquillo, estas dos grandes áreas de mar (mayores que la bahía) se internan en la tierra entre dos cabos definidos. Este tipo de accidentes geográficos tienen gran importancia estratégica y económica ya que, normalmente, son lugares ideales para la construcción de puertos y diques, por ofrecer abrigo contra las mareas.
- Incidencia del oleaje: La morfología que anteriormente se explicó centrándose en la orientación de la línea de costa influye directamente en la dirección del oleaje que influye sobre ellas.



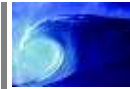
- La variación de la temperatura del océano de forma gradual desde la Guajira al Golfo de Urabá, definiendo un patrón de calentamiento en sentido norte sur. (Bernal et al., 2006)
- Oceanográficamente se presentan el giro Panamá – Colombia hacia el sector SW de la costa colombiana y el fenómeno de las surgencias hacia el sector NE, que consiste en el movimiento vertical de las masas de agua, de niveles profundos hacia la superficie. A este fenómeno también se le llama afloramiento y las aguas superficiales presentan generalmente un movimiento de divergencia horizontal característico.



**Figura 4. Zonas de estudio y puntos donde se reconstruyeron las variables**

Como se explicó anteriormente, la cota de inundación se calcula como la suma del nivel medio del mar, la sobreelevación por marea astronómica, la sobreelevación por marea meteorológica de viento y presión y el run-up producido por el oleaje:

$$SCI = NMM + SMA + SMM + Ru$$



*SCI = Serie Cota Inundacion*

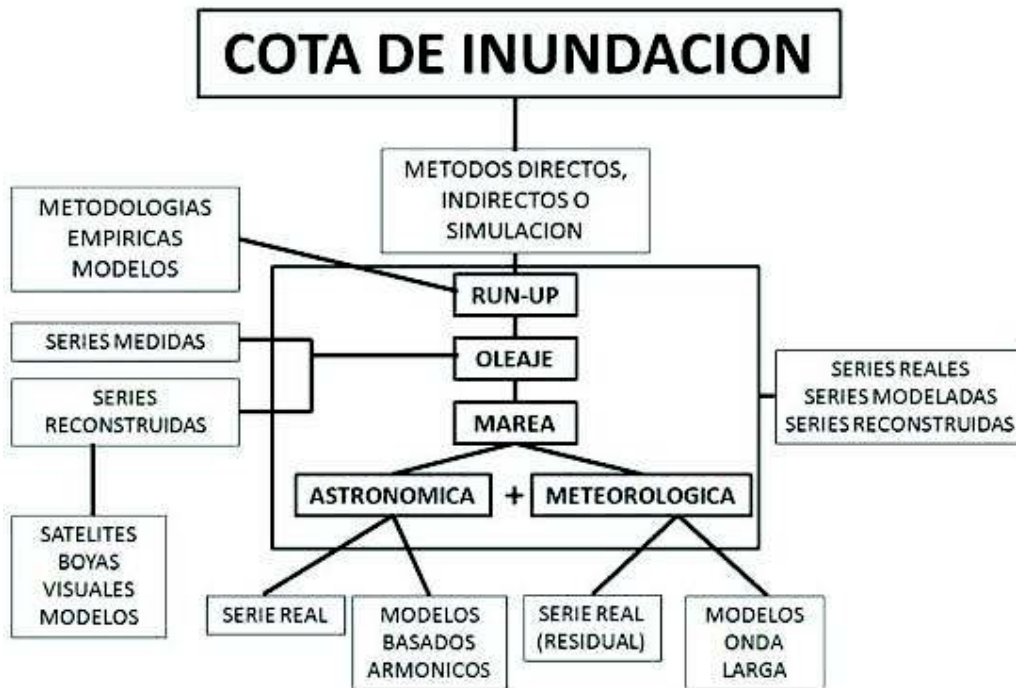
*NMM = Nivel Medio del Mar*

*SMA = Sobreelevación Marea Astronómica*

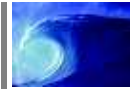
*SMA = Sobreelevación Marea Meteorológica*

*Ru = RunUp debido al Oleaje*

En la Figura 5 se presenta un esquema que resume en términos generales la metodología propuesta para el cálculo de series de cota de inundación, teniendo en cuenta calidad, cantidad y validez de las variables que se involucran. Partiendo de la base que la cota de inundación se calcula con la anterior ecuación lo que se pretende es dejar abierta una ventana y a medida que se tengan mayores y mejores mediciones de las variables la caracterización de la cota de inundación cada vez será mejor y más cercana a la realidad. El objetivo es entonces obtener independientemente series de dichas variables que puedan ser sumadas.



**Figura 5. Esquema de las variables que influyen en el cálculo de la cota de inundación**

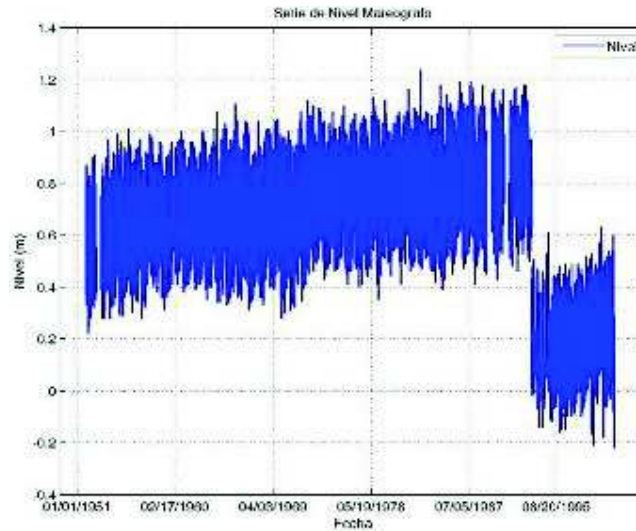
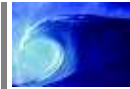


### 3.1 NIVEL MEDIO DEL MAR

El nivel medio de mar es una serie bastante compleja, como se describió anteriormente, y sólo se puede estimar con series de suficiente longitud de registro de mareógrafos en las costas. El nivel medio del mar se reconstruyó con base en la series de mareógrafos en el Caribe, con mayor periodo de registro y que pueden soportar la hipótesis de que el nivel medio mar es el promedio de la todas pleamares y todas las bajamares en una serie lo suficientemente larga que pueda aportar todas la variaciones de al menos 18.3 años, correspondiente a un ciclo lunar completo (27 d 7 h 43 min). Se seleccionaron así las series de los mareógrafos de San Cristóbal en Panamá, Cartagena de Indias y Riohacha en Colombia.

Las únicas series de nivel del mar con que cuenta el país en la zona costera del Caribe colombiano corresponden a Cartagena (Compuesta por dos tramos), Islas del Rosario, Riohacha y San Andrés Islas; las características de las series se presentan a continuación:

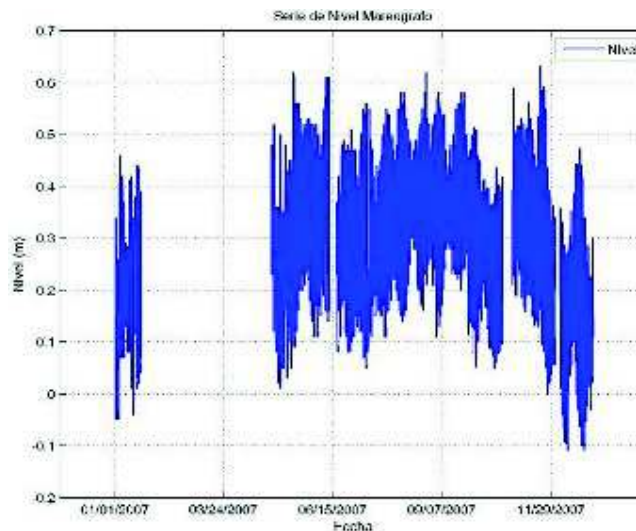
La serie de Cartagena posee varios inconvenientes, el primero de ellos es que se compone de dos tramos y ninguno de los dos posee el mismo nivel de referencia; la primera parte de la serie va desde 1950 hasta 1993 y la segunda del año 1993 al 2000. Además de que se cambió de posición el mareógrafo que tomaba los datos de nivel, nunca se determinó un nivel de referencia vertical para ninguno de los dos segmentos de la serie y tampoco un desnivel entre ambas; inicialmente la serie se encontraba en el muelle del Club Naval y luego fue movida al muelle del CIOH varios kilómetros de distancia de su sitio inicial, como se muestra en la Figura 6 nótese el cambio en las mediciones correspondiente a Mayo de 1993 en las series que componen el nivel del mar en Cartagena.



**Serie compuesta del mareógrafo Cartagena - Colombia**

**Figura 6. Series del mareógrafo Cartagena - Colombia**

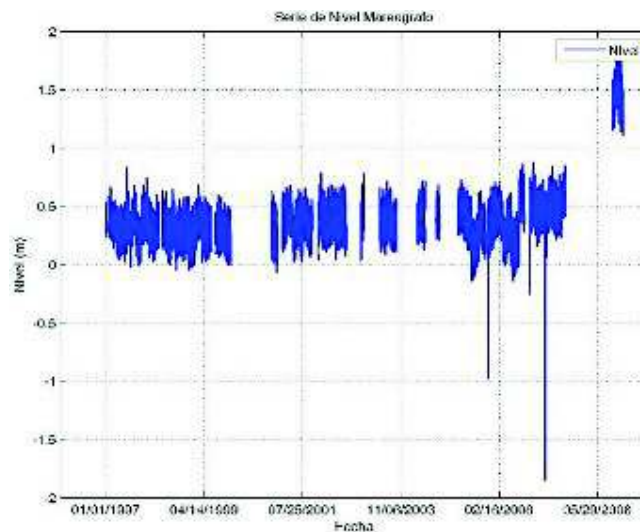
La serie de Islas del Rosario (Figura 7) es a la fecha la única en la que el mareógrafo aun se encuentra en funcionamiento; es una serie corta con una longitud de registro de al menos un año (enero a diciembre de 2007); no es continua en el tiempo y posee un porcentaje de vacíos menor al resto de las series; es posiblemente la serie que menos influencia del fondo tenga en los valores registrados, esto debido a que según su posición no tiene influencia significativa por los contornos o las configuraciones (Bahías o estuarios) que rodean normalmente a las ubicaciones de los mareógrafos.



**Figura 7. Serie del mareógrafo Islas del Rosario - Colombia**



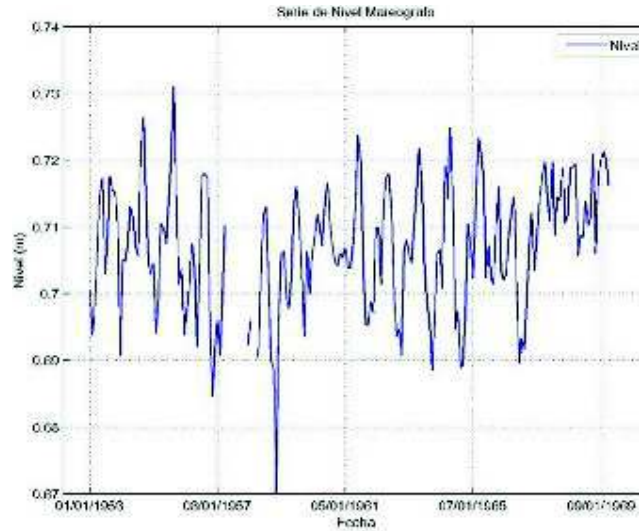
La serie de San Andrés Islas (Figura 8) es la que mayor cantidad de datos faltantes posee con el 42.24% concentrados entre junio de 1999 y abril de 2001 y entre marzo de 2008 y junio del mismo año. Es una serie que puede dar valiosa información con respecto a la climatología del nivel del mar en aguas insulares.



**Figura 8. Serie del mareógrafo San Andrés Islas – Colombia**

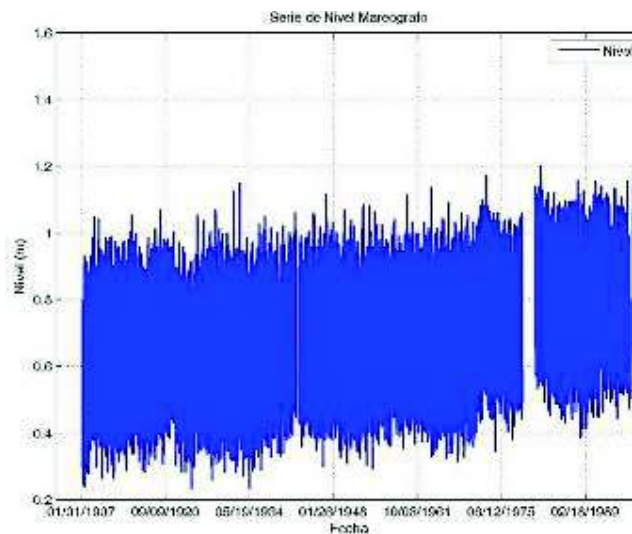
La serie de Riohacha (Figura 9) corresponde a un antiguo mareógrafo ubicado al norte del departamento de la Guajira; es una serie de resolución mensual y no posee ninguna referencia geodésica para asociarlo a un nivel de referencia específico. Debido a su resolución, no es posible separar la serie de marea astronómica y la serie de marea meteorológica mediante un análisis de armónicos.





**Figura 9. Serie del mareógrafo Riohacha - Colombia**

La escasez de datos en el Caribe colombiano es significativa ya que tan solo se cuenta con 4 series de nivel del mar en una costa de 2800 km de longitud. Es por ello que para poder tener criterios adecuados para evaluar esta variable en el Caribe se optó por contar con los registros del mareógrafo de Cristóbal en Panamá que se encuentra en la cuenca Caribe (Figura 10 y Tabla 2), así:



**Figura 10. Serie del mareógrafo Cristóbal – Panamá**



**Tabla 2. Características de las series de los mareógrafos utilizados**

Mareógrafo	Ubicación	Años de Registro	Longitud	(%)Faltantes	Resolución
<b>Cartagena_A - Colombia</b>	Lat:10.38 - Long:-75.53	1951-1993	43	12.22	Horaria
<b>Cartagena_B - Colombia</b>	Lat:10.38 - Long:-75.53	1993-2000	8	13.08	Horaria
<b>Riohacha - Colombia</b>	Lat:11.77- Long:-72.54	1953-1969	17	4.09	Mensual
<b>Cristóbal - Panamá</b>	Lat:9 - Long:-79	1907-1997	91	2.05	Horaria

Luego de revisar esta información y como en el Caribe colombiano no se tienen muchos registros de series de nivel se usaron para este cálculo las series de los mareógrafos que cumplen con las anteriores características y que se tienen disponibles: Riohacha, Cartagena y Panamá. Para estos tres mareógrafos se calculó el nivel asociado a la tendencia del nivel medio del mar para las diferentes zonas en el Caribe Colombiano (Figura 3). Este nivel se asoció a la tendencia lineal de ascenso de las series de nivel por medio de su regresión lineal. De esta forma el nivel medio del mar para las series de cada zona fue la serie generada integrando el nivel medio y la tendencia de largo plazo del mareógrafo correspondiente a ella (Cristóbal para la zona SW, Cartagena para la central y Rioacha para la NE).

### 3.2 MAREAS

#### 3.2.1 MAREA ASTRONÓMICA

La serie de nivel de marea se compone de dos: La marea astronómica y la meteorológica. La primera es generada por factores astronómicos y por ello es posible determinar su comportamiento. La diferencia entre la serie medida por un mareógrafo y la marea astronómica es debida básicamente a eventos atmosféricos dados por las variaciones de la presión y el viento; dicha serie es conocida como la marea meteorológica o residuo meteorológico.

Las series de marea astronómica se calcularon de la siguiente forma: a partir de las series de los mareógrafos alrededor del Caribe (Tabla 4) se procedió a calcular las componentes armónicas y la serie de marea astronómica de cada una; esta serie se calculó para 9, 12, 16 y 20 armónicos de la marea astronómica con el fin de observar cuales eran más representativos y que tanta importancia tenían en la construcción de la marea astronómica.





Las características de estas series se presentan en la Tabla 3.

**Tabla 3. Características de las series de los mareógrafos utilizados**

Mareógrafo	Ubicación	Años de Registro	Longitud	(%)Faltantes	Resolución
<b>Cartagena A - Colombia</b>	Lat:10.38 - Long:-75.53	1951-1993	43	12.22	Horaria
<b>Cristóbal - Panamá</b>	Lat:9 - Long:-79	1907-1997	91	2.05	Horaria
<b>La Guaira - Venezuela</b>	Lat:10.62 - Long:-66,87	1985-1994	10	3.07	Horaria
<b>Maguey Island - USA</b>	Lat:17.97 - Long:-67.04	1965-2004	40	3.12	Horaria
<b>Gibara - Cuba</b>	Lat:21.12 - Long:-76.12	1985-1992	8	0.21	Horaria
<b>Port Royal - Jamaica</b>	Lat:17.93 - Long:-76.85	1965-1971	7	1.31	Horaria

Debido a que en los diferentes puntos de interés no se cuenta con información de mareógrafos, o ésta no es de óptima calidad o no es continúa en el tiempo, se usó un modelo de propagación de onda larga que resuelve las ecuaciones que rigen este fenómeno para así dar solución a la temporalidad y espacialidad de las series a reconstruir. Se utilizaron entonces dos modelos, el H2D y el FES 2004, para obtener el nivel del agua debido sólo a la marea astronómica. Con el FES 2004 se establecieron las condiciones de frontera o contorno de marea astronómica en el dominio de cómputo del modelo H2D por medio de series temporales horarias de marea astronómica y luego con el H2D se obtuvieron las series en cada uno de los 6 puntos de interés. Los resultados fueron validados haciendo este cálculo en las localidades con mareógrafos alrededor del Caribe (6 en total, figura 8) y comparando las series de marea astronómica reconstruidas por armónicos de las mediciones y las series del modelo H2D.

El modelo H2D resuelve las ecuaciones de cantidad de movimiento y de continuidad que pueden expresarse con ciertas modificaciones de la siguiente manera

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + g \frac{U\sqrt{U^2+V^2}}{C^2H} = \frac{C_a \rho_a W^2 \cos \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[ \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right] + f_c V$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + g \frac{V\sqrt{U^2+V^2}}{C^2H} = \frac{C_a \rho_a W^2 \cos \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right] + f_c U$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} = 0$$

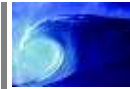
donde:



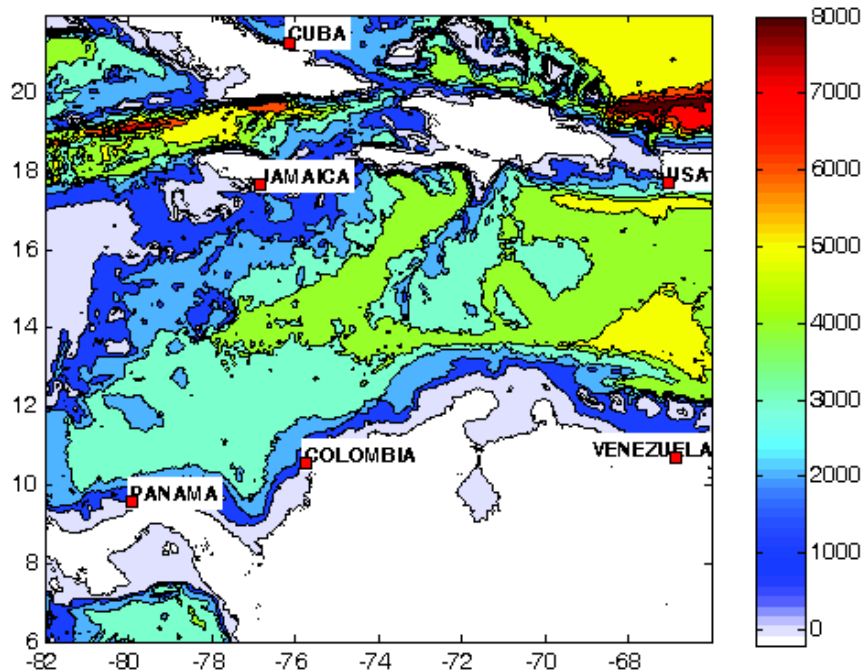
$U$	= componente de la velocidad en la dirección x
$V$	= componente de la velocidad en la dirección y
$\eta$	= altura de superficie libre
$g$	= altura de superficie libre
$H$	= profundidad
$\rho_0$	= densidad media de la columna de agua ( $t/m^3$ )
$C_a$	= coeficiente de arrastre del viento (-)
$\rho_a$	= densidad del aire ( $t/m^3$ )
$\varepsilon$	= Eddy viscosity
$W$	= velocidad del viento a 10 m por encima de la superficie del mar (m/s)
$\psi$	= ángulo entre la dirección del viento y el eje x (grados sexagesimales)
$C$	= coeficiente de rozamiento de Chézy ( $m^{1/2}/s$ ).
$f_c$	= $2\Omega \sin\phi$
$\Omega$	= $7.29 \cdot 10^{-5}$ m/s (velocidad angular de la Tierra)
$\phi$	= latitud.

La hipótesis inicial que se asume es  $L \gg H$ , siendo  $L$  la longitud de la onda y  $H$  la profundidad sobre la que se propaga. Teniendo en cuenta esta hipótesis, el flujo es principalmente horizontal y las componentes de la velocidad  $U$ ,  $V$  son mucho mayores que la componente vertical ( $W$ ) estableciéndose una distribución hidrostática de presiones. Rodi (1984) y AQUALAB (GESHA, 2002) reafirman la bidimensionalidad del flujo para grandes masas afectadas por mareas en áreas donde las pendientes de fondo son poco pronunciadas ( $>1:5$ ) y no se producen afloramientos, hundimientos o frentes oceánicos. La solución de las ecuaciones se halla mediante un algoritmo implícito en diferencias finitas, utilizado por Leendertse en 1970 (GESHA, 2002). La solución numérica de las ecuaciones transforma el dominio continuo en un dominio discreto, formado por una malla compuesta de elementos rectangulares denominados celdas de dimensiones  $\Delta x$  y  $\Delta y$ . Una característica fundamental de las ondas largas es que poseen números de Reynolds muy elevados, lo que da lugar a que el flujo sea siempre turbulento (GESHA, 2002), lo que permite aproximar los términos de tensiones tangenciales por medio de gradientes de velocidad turbulenta media. De esta manera aparecen los coeficientes de viscosidad de remolino, de fricción en el fondo y de arrastre por viento.

Una descripción más detallada de las características y del funcionamiento del modelo se puede consultar en el manual de AQUALAB, programa que incorpora el H2D como uno de los módulos enfocado al conocimiento y análisis de las características hidrodinámicas de las aguas en ríos, estuarios y otras zonas costeras. En <http://www.emisarios.unican.es> se presenta la formulación matemática en que se basa el modelo.

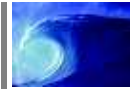


Se utilizó una malla regular de 481x481 filas en latitud y longitud que abarca toda la zona de estudio, la resolución espacial de los datos batimétricos es de 2 minutos y fueron descargados de la página de la NOAA [http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html?dbase=grdet1](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html?dbase=grdet1), en la página se permite definir los extremos de la malla, la resolución espacial de los datos y en que formato de texto se requiere la información. En la Figura 11 se representan las profundidades batimétricas y fronteras impuestas en el modelo H2D.



**Figura 11. Batimetría y fronteras en el modelo H2D. Los puntos corresponden a localidades con series de mareógrafos que se usaron para calibrar los resultados del modelo.**

El modelo FES2004 es un proyecto Francés (Lyard et al., 2006) que reconstruyó los valores de los armónicos principales de la marea astronómica a nivel mundial. Este modelo hidrodinámico soluciona las ecuaciones que gobiernan la marea astronómica. El modelo ha sido desarrollado, implementado y validado por la LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales) y CLS (Collecte Localisation Satellites). Esta nueva versión se basa en la solución de las ecuaciones de marea en una atmósfera barotrópica (No considera variaciones del viento) en una malla global de elementos finitos (Aproximadamente 1 millón de nodos) que conduce a soluciones independientes sin importar si se tienen datos in situ o datos tomados por teledetección. Este modelo utilizó una nueva batimetría de alta resolución y se tomó en cuenta el hielo en las regiones polares. La precisión de estas soluciones independientes



mejoró a través de un método representativo de asimilación de datos de marea medidos y de datos altimétricos de Topex/Poseidon y ERS-2. En total fueron reconstruidos 14 constituyentes de los armónicos de la marea astronómica (Amplitud y fase) distribuidos en una malla de  $1/8^\circ$ .

El modelo FES 2004 representa los armónicos principales para 14 componentes a nivel mundial por medio de una matriz de datos de amplitud y fase para cada armónico. A partir de estos datos se procedió a obtener las matrices de las componentes principales y a través de un método sencillo de predicción basado en la suma combinada de las amplitudes y fases en un polinomio trigonométrico, establecer la serie de marea astronómica en cualquier punto en el océano. Esto se obtuvo por medio de un algoritmo programado en MatLab (X\_Tide) y modificado según las latitudes de interés. Se procedió a realizar la predicción de la serie de nivel para proporcionar los niveles de marea astronómica en cualquier lugar del océano en todo el mundo. A partir de la generación de esta información fueron impuestas las condiciones de frontera de marea astronómica para el modelo hidrodinámico H2D por medio de matrices temporales de estos niveles en un dominio rectangular durante 28 años de manera horaria. El procedimiento para establecer estos niveles fue el siguiente:

Se calculó el paso de tiempo por medio del criterio de Courant  $\Delta t \leq \frac{c_r \Delta x}{\sqrt{g D_{med}}}$

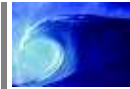
donde:

- $\Delta t$  = intervalo de tiempo de cálculo (segundos): 10
- $\Delta x$  = discretización espacial de la malla (metros): 3600
- $D_{med}$  = profundidad media del dominio (m): 2673
- $c_r$  = número de Courant
  - $c_r = 1$  con términos no lineales
  - $c_r = 5$  términos lineales
- $g$  = aceleración de la gravedad (m/s<sup>2</sup>)

Además se consideraron los siguientes parámetros para la simulación

- Tiempo total de ejecución (horas): 8760 horas para todos los años salvo los bisiestos con 8784 horas.
- Inundación / secado: Si
- Fricción con los contornos: Si
- Número de iteraciones: 1

Los parámetros físicos que fueron considerados son los siguientes:



- Valor de la rugosidad  $k$  (metros): con variación desde 0.01 a 1.
- Eddy viscosity horizontal ( $m^2/s$ ) = con variación desde 100 a 300
- Coriolis: Si

El proceso de calibración tiene como fin comprobar que el modelo representa la realidad con un grado de exactitud adecuado, de manera que luego pueda ser usado para hacer predicción. Gerritsen et al. (1995) y Palacio (2002) definen la calibración por medio del ajuste de parámetros dentro de límites físicamente aceptables. Los modelos numéricos pueden calibrarse de distintas formas según las dimensiones que representan. En el caso del modelo bidimensional, se procede a ejecutar el modelo varias veces, probando los valores de los coeficientes viscosidad de remolino ( $\epsilon$ ) y rugosidad de Nikuradse ( $k_s$ ), para lo cual se emplean parámetros físicos estándar que se pueden tomar de la literatura, de valores obtenidos en estudios previos o de aproximaciones matemáticas (Palacio, 2002; Tabla 4).

**Tabla 4. Valores de  $\epsilon$  y  $k_s$  encontrados en sitios alrededor del mundo**

	Sitios alrededor del mundo
$\epsilon$ ( $m^2/s$ )	Bahía Meldorf Mar Del Norte Alemania: 0.01-1.0 (Palacio, 2002) Oregon State University: 0.0005-0.5 (Fujii et al. 2002) Simulación numérica: 0.01-1.0 (Young y McComb, 2000) Tumaco: 1.0-10.5 (Otero y Toro, 2004) Buenaventura: 2.5-7.5 (Otero, 2004) Tumaco: 5.0-15 (Malikov, 2002)
$k$ (m)	Modelación zona somera: 0.08 (Shapiro et al. 2004) Port of Cape Town, South African: 0.001 (CSIR, 2003) Bahía Meldorf Mar Del Norte, Alemania: 0.1-1.0 (Palacio, 2002) Duck, North Carolina: 0.003-0.01 (Xu y Wright, 1995) Tumaco: 0.01-0.5 (Otero y Toro, 2004) Buenaventura: 0.01-0.5 (Otero, 2004) Tumaco: 0.05-0.3 (Malikov, 2002)

*Coefficiente de viscosidad de remolino (Eddy viscosity)*

La viscosidad de remolino,  $\epsilon$ , se utiliza para describir la turbulencia. En el término "turbulencia" se incluyen varios sumandos que van desde la dispersión numérica, originada por la transformación de ecuaciones diferenciales en ecuaciones en diferencias finitas, hasta la correspondiente al promediado en vertical de las ecuaciones del flujo. Existen numerosos modelos para determinar  $\epsilon$ , que van desde los



más sencillos que utilizan un valor constante, hasta los más complicados que describen la turbulencia mediante ecuaciones diferenciales. En el modelo H2D la viscosidad de remolino tiene un valor constante en todo el dominio de cálculo, como lo muestra la siguiente ecuación. Esta condición se ajusta a la realidad cuando la profundidad es mucho menor que la discretización utilizada, ya que en este caso el rozamiento en el fondo es mucho más importante que la turbulencia.

$$\varepsilon = K\Delta x U$$

donde:

$\varepsilon(m^2/s)$  = Coeficiente de viscosidad de remolino  
 $\Delta x(m)$  = Tamaño de la celda  
 $U(m/s)$  = Velocidad característica  
 $K : 0.05 - 0.15$

Rodi (1984) expuso que los términos relacionados con los esfuerzos turbulentos promediados en la vertical son despreciables comparados con los otros términos, excepto para el esfuerzo en el fondo. Castanedo (2000) confirma la importancia de este coeficiente sólo en zonas donde existen grandes gradientes de profundidad. Para representar la tensión tangencial en el fondo, el modelo H2D utiliza el coeficiente de Chezy ( $C$ ) dado por la ecuación de Colebrook-White en función de la rugosidad del fondo ( $k$ ). Según Palacio (2002) el coeficiente  $k$  se usa frecuentemente porque se puede estimar fácilmente con mediciones de campo.

$$C = 18 \log \left( \frac{12H}{k} \right)$$

Donde:  $C$ : Coeficiente Chezy

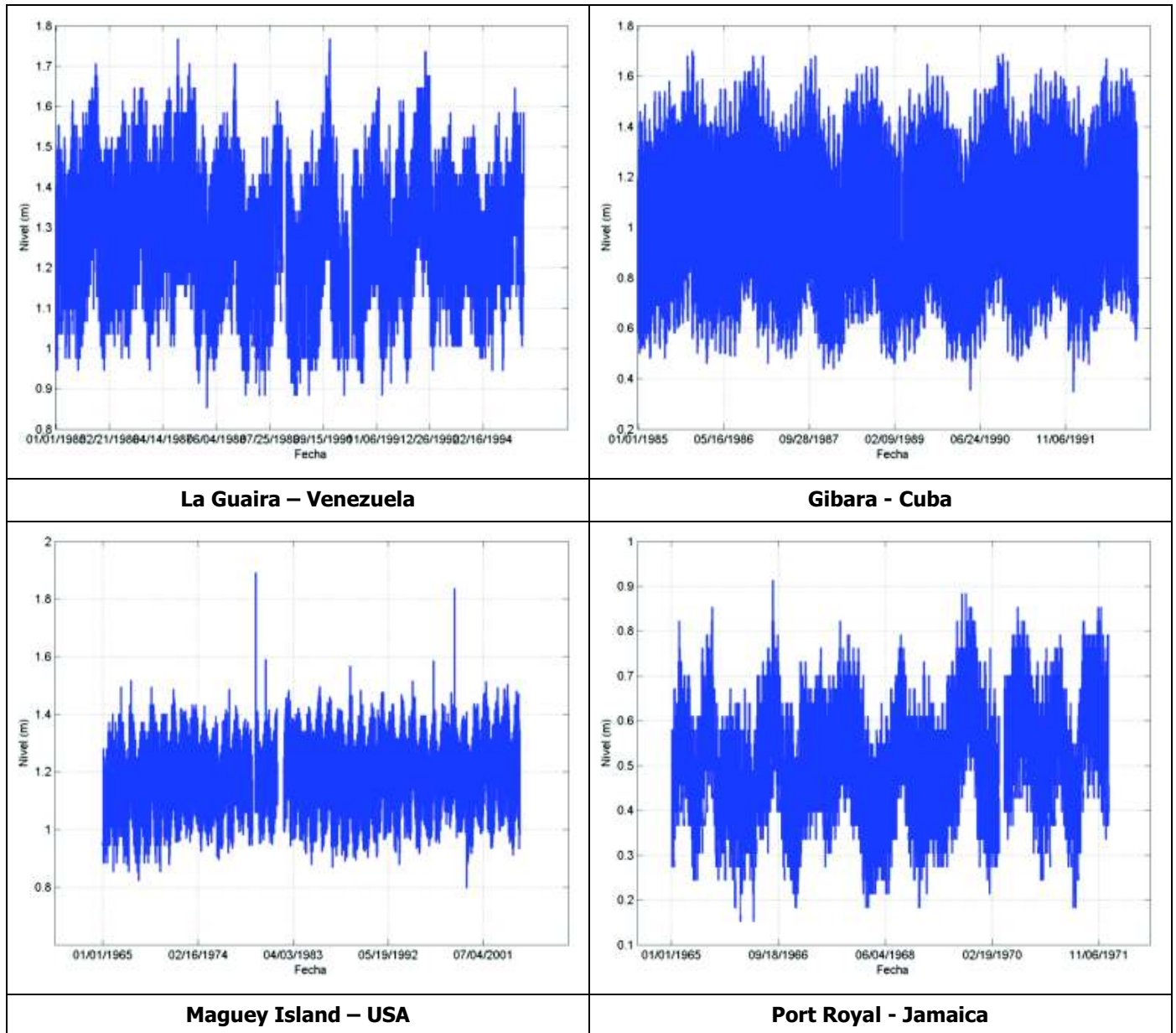
$H(m)$ : Profundidad

$k$ : Altura de la rugosidad en el fondo debida al tamaño del sedimento y a las formas del lecho

Para la calibración del modelo H2D se realizaron simulaciones variando los parámetros  $\varepsilon$ , coeficiente de viscosidad de remolino, y  $k$ , rugosidad por fondo que a su vez afectaba a  $C$ , Coeficiente Chezy. Se buscó la mejor combinación de estos dos parámetros que representen la realidad del fenómeno; en total se probaron 9 combinaciones de estos valores que oscilaban desde 1 a 1000  $m^2/s$  para  $\varepsilon$  y desde 0.01 a 500 m para  $k$ . Para estos casos se modeló un total de 1080 horas que



corresponde a un total de 1.5 meses. Se definió este tiempo ya que para el caso de las mareas, el periodo de una fase lunar completa es de 28 días entonces se pretendía tener en cuenta todo el ciclo. Establecidos estos dos parámetros, los resultados de la modelación se compararon con la marea astronómica extraída de los mareógrafos con que se contó para la calibración y posterior validación del modelo. Las series de estos mareógrafos se presentan las Figura 12.



**Figura 12. Series de los mareógrafos utilizados en la zona de estudio**





### 3.2.2 MAREA METEOROLÓGICA

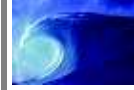
Para la estimación de la marea meteorológica se utilizaron dos metodologías de cálculo, una de ellas con el modelo H2D y la otra utilizando dos formulaciones empíricas; ambas tienen en cuenta la presión y el viento, esta simplificación no tiene en cuenta que el nivel de marea meteorológica está también influenciado por el entorno y las diferentes variables que rodean la ubicación del mareógrafo. Para el caso concreto del mareógrafo de Cartagena de Indias, este sensor de nivel captura las señales debido a procesos de viento local, la variación de presión atmosférica, las brisas marinas, la descarga del canal del dique, y otros fenómenos con diferentes escalas temporales y espaciales. Sin embargo, para estas metodologías, con el objeto de calcular la sobreelevación por efecto de la marea meteorológica se consideraron únicamente la presión atmosférica y el efecto del viento. Los efectos locales deberán ser objeto de otra investigación con mayor detalle.

El uso del modelo H2D permite establecer diferentes configuraciones de entrada para los forzadores viento y presión, por medio de módulos separados y así obtener el nivel debido a las condiciones atmosféricas presentes en la zona de estudio. Estas variables fueron incorporadas en el modelo H2D por medio de pantallas en el espacio de presión y viento variando en el tiempo en modelaciones independientes con el fin de observar ambas series y poder así reconstruir una resultante de ambas y obtener la marea meteorológica.

Los datos de presión como de viento fueron obtenidos del modelo global del NCEP-NCAR (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>) los cuales presentan los datos en un arreglo matricial con una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de  $0.25 \times 0.25^\circ$ . Dichos datos se seleccionaron teniendo en cuenta el área de estudio anteriormente mencionada y se crearon pantallas espaciales de las variables de 481x481 filas por columnas; estas pantallas fueron impuestas en el modelo y se procedió a calcular las variaciones de la superficie del agua debido a estos forzadores. El modelo como tal no posee ningún parámetro a calibrar en lo que respecta a la presión; para el viento, Garrat (1977) analizó numerosas medidas y concluyó que en condiciones de estabilidad atmosférica el coeficiente de arrastre por viento ( $C_a$ ) depende linealmente de la velocidad del viento mediante la siguiente expresión

$$C_a = (0.75 + 0.067 \cdot 10^{-2} W) \cdot 10^{-3}$$





Donde:  $C_a$ : Coeficiente de arrastre por viento

$W(m/s)$ : Velocidad del viento

En la práctica, el coeficiente utilizado es una constante con un valor de  $C_a$  entre 1.3 y  $2.7 \times 10^{-3}$  (Henry y Heaps, 1976; GESHA, 2002). En este trabajo se utilizó el valor de  $1.3 \times 10^{-3}$ , resultado de calcular el valor de  $C_a$  con la ecuación anterior utilizando el valor medio del viento en la región.

En la segunda metodología se tuvieron en cuenta dos formulaciones empíricas para el cálculo de la marea meteorológica, una para presión y otra para viento. La presión atmosférica actúa como barómetro inverso y tiende a bombear agua ("barometric setup"). Se considera que el ascenso del nivel del mar por descenso de la presión atmosférica es de 1 cm por cada milibar. De manera más precisa, esta sobreelevación puede calcularse mediante la siguiente expresión, donde  $\Delta P_a$  es la variación de la presión atmosférica y  $\rho$  es la densidad del agua del mar.

$$\Delta \xi = (\Delta P_a) / (\rho g)$$

Los vientos fuertes soplan hacia tierra sobre la superficie del mar apilando agua en la costa ("wind setup"). El efecto de apilamiento de agua por vientos normales a la costa se ha calculado utilizando la expresión de Bowden (1983), con  $h$  representando la profundidad del nivel de base del oleaje ( $h/L > 1/2$ ) y  $dx$  el recorrido de incidencia o "fetch" desde la zona donde se alcanza dicho nivel,  $\tau_s$  es la fuerza tangencial ejercida por el viento.  $\tau_s = \rho_a C_a W^2$  (Bowden, 1983). En esta expresión,  $W$  es la velocidad del viento,  $\rho_a$  es la densidad del aire y  $C_a$  es el coeficiente de arrastre (se utilizó el mismo valor que para el modelo H2D,  $1.3 \times 10^{-3}$ ).

$$d\xi/dx = \tau_s / g\rho h = \rho_a C_a W^2 / g\rho h$$

La marea meteorológica fue calculada de esta forma a partir de dos aproximaciones distintas para discutir sus resultados y seleccionar la más apropiada para el cálculo de la cota de inundación a la escala y resolución de este trabajo.



### 3.3 RUN UP

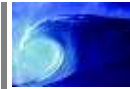
El remonte del oleaje (Wave run-up) es la cota que alcanza el oleaje al incidir sobre una estructura respecto al nivel del mar en reposo. El run-up en una playa abierta sin estructuras depende principalmente del talud, de su geometría y de las características del oleaje incidente. El problema reside en que no se ha podido encontrar hasta el momento una ley única y general que cubra todas las situaciones posibles, por lo que el cálculo debe realizarse a partir de aproximaciones del problema específico a soluciones propuestas para distintas combinaciones estudiadas. Por eso, la existencia de formulaciones o métodos de estimación está limitada a aproximaciones semi-empíricas basadas en resultados obtenidos en ensayos de laboratorio, por lo que su resultado aplicado a condiciones reales debe tomarse con cautela, aunque puedan ser utilizadas para estimar el orden de magnitud de dicho proceso.

Algunos resultados de estos estudios son ecuaciones que permiten obtener el valor del run-up a partir de la altura de ola incidente o del número de Iribarren. Uno de los estudios más citados es el estudio realizado por Guza y Thornton (1982) en playas de California suministró como resultado una dependencia de la altura de ola incidente en aguas profundas al remonte en playa. El cálculo del run up está asociado al oleaje y en el caso del Caribe colombiano esta variable está definida por oleaje medio y oleaje extremal, debido a los huracanes, fenómenos de mar de leva y a los frentes fríos.

El run up se calculó por medio de formulaciones empíricas y está directamente relacionada con el oleaje ya que este ascenso de la masa de agua por efecto del oleaje incidente es el que define el nivel máximo de la cota de inundación; el oleaje como tal se puede obtener a partir de series medidas por medio de boyas, satélites, datos visuales o por medio de modelos que resuelven las ecuaciones que gobiernan esta variable para estimar el oleaje como ternas de altura de ola significativa, periodo pico y dirección.

Las series de oleaje fueron proporcionadas por una componente del proyecto "Estudio de aprovechamiento de la energía del oleaje en Isla Fuerte en el Caribe colombiano" (Ortega, 2010) y la metodología para su cálculo se desarrolló utilizando los datos de oleaje generado por medio de un reanálisis de esta variable a partir de un modelo de tercera generación llamado SWAN desarrollado en Delft University of Technology en Holanda (Booij et al., 1999).

El modelo SWAN es un modelo de oleaje de tercera generación desarrollado en Delft University of Technology en Holanda. (Booij et al., 1999). El modelo se basa en la ecuación de balance de energía con fuentes y sumideros, y propaga un espectro



bidimensional de densidad de acción  $N(\omega, \theta)$ . El modelo propaga este espectro en vez del más conocido espectro de densidad energía, debido a que cuando hay interacciones con corrientes, el espectro de densidad de acción se conserva, mientras el espectro de energía no. Sin embargo, ambos espectros están íntimamente relacionados, ya que el espectro de densidad de acción es el espectro de densidad de energía dividido por la frecuencia relativa.

$$N(\omega, \theta) = \frac{S(\omega, \theta)}{\omega}$$

La ecuación fundamental de modelo se muestra a continuación en términos del espectro de densidad de acción.

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \omega} C_\omega N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S}{N}$$

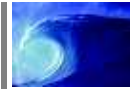
donde el primer término representa la variación temporal del espectro, el segundo y el tercero representan la propagación en el espacio geográfico con velocidades  $c_x$  y  $c_y$ . El cuarto y quinto término de la ecuación representan la migración de frecuencia relativa y refracción respectivamente, debido a variaciones en el fondo y corrientes, donde  $c_\omega$  y  $c_\theta$  son la velocidad en los espacios  $\omega$  y  $\theta$  (frecuencia y dirección respectivamente). Finalmente, el término a la derecha de la igualdad representa las variaciones que tendrá el espectro debido a la acción de las distintas fuentes y sumideros.

El modelo propaga un espectro de oleaje a través de una batimetría dada y simula varios procesos de transformación del oleaje entre los cuales se incluyen:

- Propagación a través del espacio geográfico.
- Refracción por fondo y corrientes.
- Asomeramiento por fondo y corrientes.
- Bloqueo y reflexión y paso a través de obstáculos y corrientes.

Así mismo, el modelo considera una serie de fenómenos de generación de oleaje y de disipación de energía:

- Generación por vientos.
- Disipación por "whitecapping" o rotura en aguas profundas.
- Disipación por rotura inducida por el fondo.
- Disipación por fricción de fondo.
- Interacciones ola - ola.



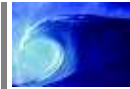
- Obstáculos.

El hecho que considere la generación de oleaje por vientos lo hace particularmente útil en zonas donde el oleaje tipo "Sea" es decir, el oleaje formado por los vientos locales es tan importante como el de tipo "Swell", oleaje de fondo o que abandona el área de generación y se propaga a través del mar sin estar sometido a la acción significativa del viento. De acuerdo a las hipótesis y aproximaciones bajo las cuales se construye el modelo, este presenta una serie de limitaciones:

- No considera el fenómeno de difracción, por tanto no se recomienda su uso en puertos.
- No calcula corrientes inducidas por el oleaje, éstas deben entrar al modelo como insumos.
- Se deben tener cuidado cuando hay interacciones de triadas o cuádruplas de olas, ya que según los autores las aproximaciones para estos casos no son muy buenas.

La modelación numérica se realizó bajo las siguientes consideraciones:

- Por limitaciones de capacidad de espacio en el cluster UNICA de la Universidad Nacional, los 28 años de las simulaciones se partieron en 14 simulaciones de 2 años cada una. El paso de tiempo se tomó de una hora, según la duración de los estados de mar considerados. La modelación es dinámica ya que para simular un estado de mar se usan los resultados de la simulación del estado de mar inmediatamente anterior.
- Se utilizó una propagación en dos direcciones espaciales "x" y "y". El espacio  $\theta$  se discretizó tomando 36 direcciones (con  $10^\circ$  de separación), y el espacio  $w$  en 30 frecuencias, desde los 0.0412 Hz hasta los 0.6536 Hz, las cuales se encuentran distribuidas logarítmicamente según la relación  $w_{i+1} = 1.1w_i$   $\omega_{i+1} = 1.1\omega_i$ .
- Se tomó un nivel de marea constante, al considerarse insignificante la variación de la marea. Esto se toma en base a que se pretende reconstruir las series de oleaje y las series de nivel de marea ya se tenían de otro modelo (H2D).
- Todas las mallas son regulares y tienen forma rectangular.
- No se consideró la presencia de corrientes, al no tener información detallada y cuantificada de las mismas. Las corrientes en el Caribe no afectan mucho la altura de ola significativa dadas la magnitud relativamente baja de ellas. Estas corrientes actúan como un falso fondo, si están en sentido contrario a la dirección de propagación del oleaje pueden aumentar  $H_s$  y sin están en el mismo sentido disminuyen las alturas en un orden relativamente menor. Se contaron con algunas pruebas y no se presentaron cambios significativos,

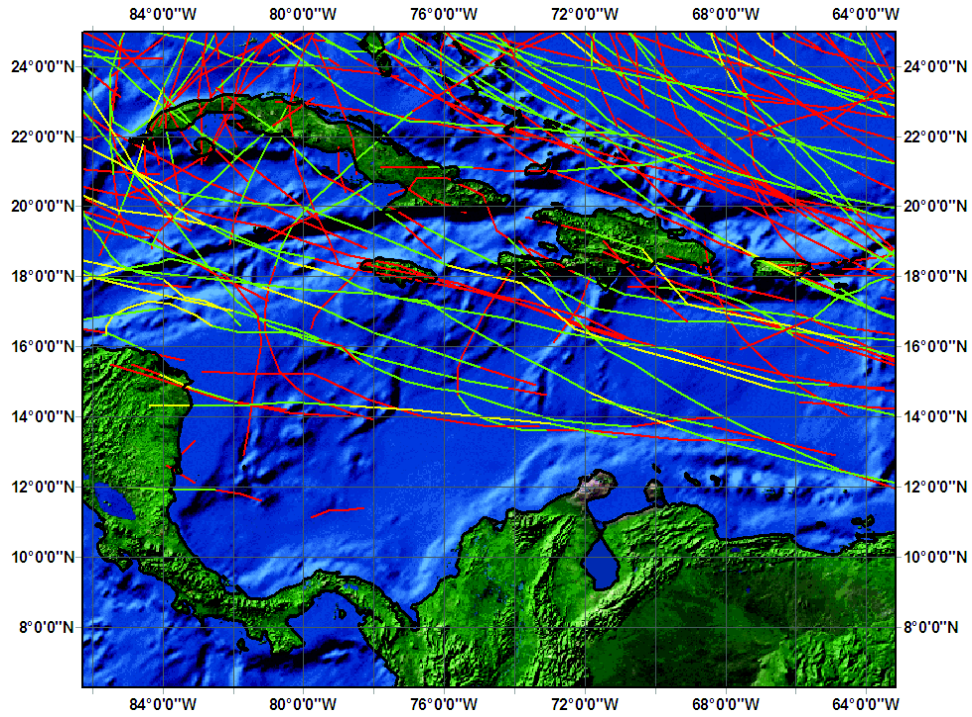


inclusive algunos resultados de las simulaciones dan menores valores de altura de ola simulada respecto a las boyas con que se compararon.

- Para el crecimiento del oleaje por viento se utilizó la parametrización según Kommen (1984).
- Se considera la rotura en aguas profundas o "whitecapping".
- Se considera la rotura inducida por fondo.
- Se considera la fricción de fondo, y se considera un valor constante para todas las mallas.
- Se consideraron las interacciones no lineales de triadas y cuádrupletas.
- El esquema de propagación fue BSBT "back space back time".

Al modelo se le proporciona como principal insumo matrices en el espacio de viento variando en el tiempo en modelaciones independientes de 2 años. Estas matrices de viento fueron obtenidas del modelo global del NCEP-NCAR (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>) los cuales presentan los datos en un arreglo matricial con una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Estas matrices fueron impuestas en el modelo y se procedió a calcular el oleaje debido a estos forzadores. Estas matrices cuentan con información de los huracanes presentes en el Caribe. A pesar que se subestiman dichas velocidades del viento por el paso de los huracanes es una muy buena aproximación dadas las comparaciones con datos reales en una boya presente en Jamaica; es por ello que los datos de los huracanes que fueron utilizados para calcular la altura de ola significativa y el periodo pico asociado en este estudio se encuentran en dichas matrices ubicados entre las coordenadas  $9^\circ\text{N}$ - $85^\circ\text{W}$  y  $20^\circ\text{N}$ - $65^\circ\text{W}$  y temporalmente desde 1979 a 2006. La Figura 13 muestra las trayectorias de algunos huracanes que afectaron las costas colombianas.

Teniendo en cuenta esto, se generó una sola base de datos de oleaje en las 13 localidades que se presentan en la figura 12 que contienen tanto datos medios como extremales, de Hs, Tp y Dir. Adicionalmente, se hizo una calibración con los datos de las 2 únicas boyas de oleaje ubicadas en el Caribe Colombiano (Figura 14): La boya de Barranquilla ( $11^\circ 9'39.60''\text{N}/-74^\circ40'51.60''\text{W}$ ) con una longitud de registro de 4 años (enero de 2006 - diciembre de 2009) y la boya de Puerto Bolívar, Guajira ( $12^\circ21'3.60''\text{N}/-72^\circ13'4.80''\text{W}$ ) con una longitud de registro de 1.5 años (noviembre de 2007 - enero de 2009). Las series de oleaje de estas boyas presentan varios registros nulos. Ambas se encuentran en aguas a 150 m de profundidad y poseen resolución temporal horaria.



**Figura 13.** Trayectorias de algunos huracanes que fueron representados por los datos de viento del NCEP/NCAR

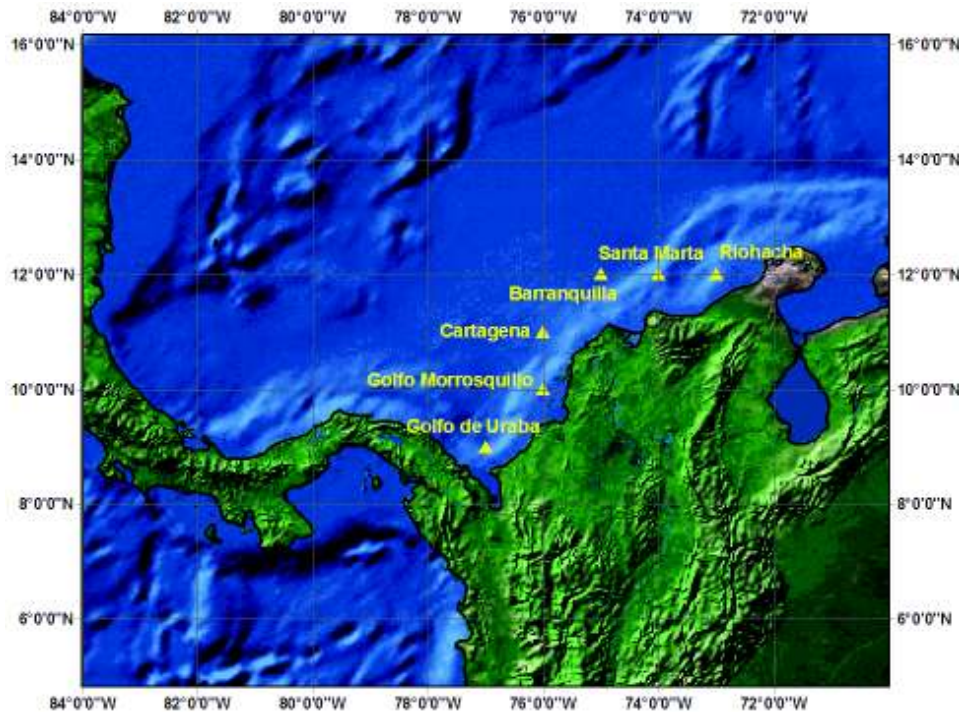


**Figura 14.** Ubicación de la boya de Barranquilla y Puerto Bolívar, tomado de Google Earth y CIOH-DIMAR





Las series de oleaje que se obtuvieron por medio del reanálisis con el SWAN se corrigieron aplicando una metodología de calibración simple por medio de ecuaciones lineales teniendo en cuenta los datos de las boyas en Barranquilla y Puerto Bolívar, tanto para la altura de ola significativa ( $H_s$ ) como para el periodo ( $T_p$ ). Para la dirección ( $Dir$ ) se utilizó un cambio de sistema de coordenadas ya que el SWAN mide esta orientación desde el cero cartesiano y para este caso se necesitan medidas desde el azimut.



**Figura 15. Coordenadas en las cuales se reconstruyeron series de Oleaje**

Para el cálculo del run up se cuenta con las siguientes formulaciones empíricas (Sobey, 1996) y con variables confiables a la fecha para su cálculo en el Caribe colombiano, ya que las series de oleaje que simula el modelo SWAN aportan muy buenos resultados en términos de altura de ola significativa y periodo pico. La limitación para el cálculo de esta variable es el insumo de la pendiente de las playas dada la escala de este trabajo. La única ecuación que no tiene en cuenta la pendiente es la de Guza y Thornton que solo depende de la altura de ola significativa en aguas profundas.

- Guza y Thornton (1981)

$$R_s = 0.87H_\infty$$



- Hollman y Sallenger (1985)

$$R_s = 0.307(gH_\infty)^{0.5} T \tan \beta$$

- Mase (1989)

$$R_s = 0.725g^{0.35} H_\infty^{0.65} (T \tan \beta)^{0.7}$$

- Nielsen y Hanslow (1991)

$$R_s = 0.02257(gH_\infty)^{0.5} T + 0.17H_\infty \text{ Si } \tan \beta < 0.1$$

$$R_s = 0.4447(gH_\infty)^{0.5} T \tan \beta \quad \text{Si } \tan \beta > 0.1$$

donde:  $H_\infty (m)$ : Altura de ola en aguas profundas

$T(s)$ : Periodo

$\tan \beta$ : Pendiente de la playa

Teniendo en cuenta estas formulaciones, se utilizó la ecuación propuesta por Hollman (1985) que tiene la consideración que la influencia sobre la costa del run up decrece con la pendiente de la playa; para realizar el cálculo se utilizó un valor de pendiente igual a  $\tan \beta = 0.1$ .

### 3.4 SERIES DE COTA DE INUNDACIÓN

Una vez obtenidos los términos individuales de la ecuación se procedió al cálculo del nivel de cota de inundación para cada una de las localidades seleccionadas y se discuten los resultados para las diferentes localidades.

Se hizo una comparación de las series de cota de inundación con los huracanes ocurridos en la zona así: Inicialmente se hizo una caracterización de los huracanes que afectan el Caribe colombiano, Ortiz (2006). Se extrajeron los registros históricos de los huracanes presentes en la zona y sus trayectorias de la NOAA. Con estas series se hicieron análisis de ocurrencia de dichos fenómenos en el Caribe y sus efectos sobre la costa, por medio de análisis gráficos y de tipo cualitativo se compararon las series de cota de inundación con la ocurrencia de estos fenómenos.

Asimismo se hizo una revisión del fenómeno de mar de leva en el Caribe y otras regiones del mundo (conocido como "surf beat"). La serie resultante de cota de inundación se analizó con el fin de establecer la ocurrencia de fenómenos anormales





en el nivel del mar. Adicionalmente se hizo una comparación de las series con los fenómenos de mar de leva reportados en los periódicos nacionales entre 1973 y 2008 (Zapata et al., en preparación).

Finalmente, a partir de las series de cota de inundación y la información de huracanes y los mares de leva se concluyó acerca de la ocurrencia y origen de los mares de leva que afectan el Caribe colombiano.