

Tesis en opción al grado científico de Máster en Matemática Aplicada

Modelación de la surgencia en la bahía de Cienfuegos.

Autor: María Carla Marín Machín

Tutores: Dr.C. Alain Muñoz Caravaca.

Cienfuegos, 2017

Agradecimientos

A mis padres por su apoyo incondicional y por permitirme la realización de este sueño.

A Mayito por aconsejarme y por pasarse noches enteras sin dormir por mi culpa.

A mi abuela, por confiar siempre en mí y apoyarme. A mi familia en general.

A Elier por siempre estar ahí cuando lo necesitaba.

A mi tutor Alain por guiarme y darme fuerzas en todo momento.

Al Primo por estar conmigo en el transcurso de la maestría y no dejarme ser tan finalista.

A los profesores de la Maestría por toda su apoyo durante su transcurso.

En fin, a todas aquellas personas que de una u otra forma estuvieron apoyándome y guiándome en el trancurso de esta Maestría.

Dedicatoria

A mi madre, que es quien ha hecho posible la realización de este trabajo y a mi abuela por ser la fuerza que me hace ir hacia adelante.

Para todos aquellos que confiaron en mí, en especial para Elier, quien ha sido mi soporte durante todo este tiempo.

Resumen

En la presente investigación se desarrolla la modelación matemática de la surgencia en la bahía de Cienfuegos, teniendo en cuenta los aportes fluviales y la marea ante un evento meteorológico extremo, en este caso los ciclones tropicales. Para ello se utiliza el modelo de circulación avanzada ADCIRC. La simulación de la surgencia parte de tres casos de estudio fundamentales: el huracán Lili (octubre del 1996), el huracán Michelle (octubre del 2001) y el huracán Dennis (julio del 2005). Se obtienen los campos de sobreelevación por surgencia, aportes fluviales y marea, siendo esta última un punto clave en la calibración del modelo, la cual se basa en la comparación con valores reales y el establecimiento de estadígrafos de prueba para evaluar la similaridad de ambas señales. También la surgencia simulada para el huracán Michelle es similar a la reportada en estudios previos. La surgencia en el sector costero de la ciudad alcanza hasta 1, 8m como máximo para los casos estudiados. La aplicación de este modelo en zonas semicerradas como la bahía de Cienfuegos constituye una herramienta fundamental para el pronóstico de la surgencia y la definición detallada de los procesos dinámicos que ocurren en estos ecosistemas.

Glosario

Acrónimos y Terminología.

- **1-D**..... Unidimensional.
- $\textbf{2-D}.\dots\dots Bidimensional.$
- **3-D**..... Tridimensional.
- **EF**..... Elementos Finitos.
- DF Diferencias Finitas.
- ADCIRC ADVANCED CIRCULATION MODEL.
- CT Ciclón Tropical.
- CDN..... Consejo de Defensa Nacional.
- **PVR** Peligro Vulnerabilidad y Riesgo.
- mb Milibares.
- SPLASH...... Special Program to List Amplitudes of Surges from Hurricanes.
- FEMA Federal Emergency Management Agency.
- SLOSH Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes.
- NHC..... National Hurricane Center.
- MIKE 21 2D Modeling System for Floodplains.
- GWCE...... Generalized Wave- Continuity Equation.
- MONSAC3...... Modelación Numérica de la Surgencia provocada por los huracanes en los alrededores de Cuba.
- MODSUR Modelación de la Surgencia.
- **MARS** Model for Applications at Regional Scale.

- $\mathbf{W\!A}\mathbf{M}\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \ \mathrm{W\!A}\mathrm{ve}\ \mathrm{Model}.$
- **SWAN** Simulation WAves Nearshore.
- ASC..... Academy of Sciences of Cuba.
- **PNUD**..... Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.
- MATLAB Mathematic Laboratory.
- **RMSE** Error Cuadrático Medio Estándar.
- **BIAS**..... Desviación de la Señal.
- IOA Índice de Acuerdo.
- $\mathbf{N} \dots \dots \dots$ Norte.
- **E** Este.
- ${\bf W} \ldots \ldots \ldots$. Oeste.
- NE Noreste.
- SE..... Sureste.
- $\mathbf{SW}.\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots$ Suroeste.
- NW Noroeste.

Índice general

Resumen						
G	losar	io		\mathbf{V}		
	Acre	ónimos	y Terminología	V		
In	trod	ucción		1		
1.	Fun	damer	ntación teórica de los fenómenos que generan la surgencia	•		
	Ant	eceder	ntes de su modelación matemática	7		
	1.1.	La sur	gencia de tormenta	7		
		1.1.1.	Efecto de barómetro invertido	8		
		1.1.2.	Influencia del viento	10		
		1.1.3.	Transporte de Ekman	13		
		1.1.4.	Efecto de Coriolis	14		
		1.1.5.	Efecto de fondo	15		
	1.2.	Model	ación hidrodinámica de la surgencia	17		
		1.2.1.	Ecuaciones de aguas someras	18		
	1.3.	Antece	edentes de la modelación numérica de la surgencia	19		
	1.4.	Caract	terísticas de los modelos dinámicos	22		
		1.4.1.	Dimensiones del modelo	23		
		1.4.2.	Esquemas numéricos	23		
		1.4.3.	Tipos de rejilla	24		
	1.5.	Antece	edentes en Cuba de estudios relacionados con la surgencia de tormenta	26		
		1.5.1.	Antecedentes históricos de los ciclones tropicales en Cienfuegos	27		
		1.5.2.	Antecedentes de estudios realizados en la bahía de Cienfuegos relacionados con la modelación hidrodinámica	29		
				_0		

2.	Metodología para la modelación matemática de la surgencia en la bahía de			
	Cier	nfuegos	31	
	2.1.	Caracterización físico geográfica de la bahía de Cienfuegos	31	
		2.1.1. Principales características oceanográficas	33	
	2.2.	Implementación del modelo hidrodinámico en la bahía de Cienfuegos	34	
		2.2.1. Ecuaciones del modelo	35	
		2.2.2. Dominio computacional	40	
		2.2.3. Forzantes del modelo	41	
	2.3.	Modelo paramétrico de la trayectoria de un huracán	45	
		2.3.1. Modelo paramétrico de Holland	45	
	2.4.	Breve descripción sinóptica de los casos de estudio	47	
	2.5.	Puntos de observación	51	
3.	Aná	ilisis de los resultados	53	
	3.1.	Análisis de la marea	53	
	3.2.	Análisis de los aportes fluviales	57	
	3.3.	Análisis espacial y de la magnitud de la surgencia	59	
Co	onclu	isiones	68	
Re	ecom	endaciones	69	
Re	efere	ncias bibliográficas	70	
Aı	iexos	s X	IV	

Índice de figuras

1.1.	Diagrama explicativo del fenómeno de surgencia de tormenta	7
1.2.	Gráfico explicativo del efecto de barómetro invertido.	9
1.3.	Sobreelevación del nivel del mar por arrastre del viento	11
1.4.	Sobreelevación del nivel del mar por rompiente de oleaje	12
1.5.	Fuerzas asociadas a la espiral de Ekman.	14
1.6.	Representación gráfica del efecto de Coriolis.	15
1.7.	Esquema representativo del efecto de shoaling	16
1.8.	Rejilla triangular.	25
1.9.	Rejillas basadas en elementos ortogonales.	25
2.1.	Mapa de ubicación de la bahía de Cienfuegos	31
2.2.	Dominio computacional para la bahía de Cienfuegos.	41
2.3.	Trayectoria del huracán Lili	48
2.4.	Trayectoria del huracán Michelle.	49
2.5.	Trayectoria del huracán Dennis.	50
2.6.	Puntos de observación.	52
3.1.	Comportamiento de la marea	53
3.2.	Señal original y predicha de la marea	54
3.3.	Velocidad de las corrientes de marea	55
3.4.	Dirección predominante de las corrientes de marea	56
3.5.	Velocidad de las corrientes de marea	56
3.6.	Dirección predominante de las corrientes de marea	57
3.7.	Comportamiento de los ríos.	58
3.8.	Comportamiento de la surgencia en el huracán Lili	60

3.9.	Comportamiento del campo de viento para el huracán Lili	61
3.10.	Comportamiento de la surgencia en el huracán Michelle	62
3.11.	Comportamiento del campo de viento para el huracán Michelle	63
3.12.	Comportamiento de la surgencia en el huracán Dennis	65
3.13.	Comportamiento del campo de viento para el huracán Dennis	66

Índice de Tablas

2.1.	Principales características de la marea en la bahía de Cienfuegos	33
2.2.	Constituyentes de la marea aplicadados en el análisis de armónicos de ADCIRC.	43
2.3.	Aportes fluviales considerados para cada río en el régimen hídrico medio. $\ .$	45
3.1.	Amplitud de la marea para cada uno de los casos de estudio	54
3.2.	Amplitud de la señal de cada uno de los aportes fluviales	59
3.3.	Resumen de los resultados alcanzados en la simulación de la sobreelevación del	
	nivel del mar en la bahía de Cienfuegos.	67

Introducción

Los ciclones tropicales (CT) se encuentran entre los fenómenos naturales más destructivos, pues afectan a territorios extensos con vientos fuertes y lluvias intensas. Sin embargo, los daños más importantes para la vida humana y los bienes no se deben al viento, sino a incidentes secundarios como la surgencia de tormenta, las inundaciones, los corrimientos de tierras y los tornados.

La surgencia constituye, de todos los peligros relacionados con un CT, la que mayor amenaza presenta para la vida de la población y para los ecosistemas costeros. La misma es generada por la combinación de la convergencia de los fuertes vientos con el efecto de barómetro invertido ocasionado por el gradiente de la presión atmosférica (Mitrani, 2009). Los canales formados por la batimetría local y las reflexiones de las costas también contribuyen a una amplificación sustancial de la altura de la surgencia. Es positiva a la derecha en el hemisferio norte (izquierda en el sur), donde el viento fluye hacia la costa y negativa donde el viento fluye hacia el mar.

El grado de inundación que experimentará una zona en particular depende de la topografía submarina (batimetría) junto al litoral, especialmente la inclinación de la plataforma continental. Si la plataforma continental presenta una pendiente gradual, puede producir una marejada ciclónica (surgencia de tormenta) más alta que la producida por una pendiente más abrupta.

Las zonas costeras, especialmente aquellas que presentan una configuración casi cerrada, constituyen una de las regiones de mayor importancia para el estudio de la surgencia. Factores como la inundación costera que provocan, el seguimiento del flujo de agua por canales estrechos, la batimetría, la configuración costera y la afluencia de los ríos hacia el mar establecen los riesgos principales asociados a la marejada ciclónica.

Cuba al ser una isla, es sumamente vulnerable a eventos que impliquen una sobreelevación del nivel del mar, siendo uno de los más peligrosos los CT (Mitrani *et al.*, 2001; Salas, Pérez, y Dole, 2002; Cruz *et al.*, 2010; Montoro y Rodríguez, 2012; Hidalgo y Mitrani, 2012; Mitrani *et al.*, 2012; Córdova *et al.*, 2014; Mitrani *et al.*, 2015; Córdova y Ponce, 2016). Ejemplo de estos es el huracán de noviembre de 1932, que produjo la mayor catástrofe natural ocurrida en Cuba cuando el nivel del mar ascendió más de 6,5 m y arrasó completamente el asentamiento costero de Santa Cruz del Sur, ocasionando más de 3033 muertes. En fechas más recientes,

2004, dos huracanes afectan el archipiélago cubano con una diferencia entre ellos de apenas 30 días. El primero, Charley (agosto), alcanzó valores máximos de surgencia de 3.8 m de altura y una penetración del mar de 2,5 km en la región de Playa del Cajío, ocasionando por segunda vez su destrucción, siendo la primera en el huracán de 1944 con una surgencia de 6 m y catalogado como el segundo mayor desastre por surgencia ocurrido en Cuba. En septiembre, a solo 30 días del azote de Charley, el huracán Iván cruza muy próximo al extremo más occidental de Cuba, el Cabo de San Antonio. Este organismo provocó surgencias de hasta 3.8 m a pesar de no haber tocado tierra su región central, ocasionando una extensa sobreelevación del nivel medio del mar que afectó las zonas comprendidas entre la Ensenada de Corrientes y el Golfo de Batabanó. En 2005 el huracán Wilma, a su paso por el Golfo de México, generó marejadas y oleaje intenso que provocaron fuertes inundaciones en el malecón habanero. Debido a la ruptura del mismo y a las deficiencias u obstrucción de los drenajes, se incrementó grandemente el alcance del agua, llegando hasta el área que comprende el tramo costero de los municipios Centro Habana, Habana Vieja y Habana del Este, destacándose por su magnitud de las afectaciones el municipio de Centro Habana y dentro de este el Consejo Popular Colón. Sus notables impactos han incrementado la preocupación de nuestra sociedad acerca de la necesidad de adoptar medidas preventivas, con el objetivo de salvaguardar las vidas humanas y evitar en lo posible las pérdidas económicas Existen casos más recientes de huracanes que han pasado por Cuba ocasionando graves daños a las zonas costeras, estos son Gustav, Ike, Paloma y Sandy; siendo los dos primeros de categoría 4 y los otros categoría 3.

Estudios precedentes han permitido zonificar a nivel nacional el grado de peligrosidad que implica la afectación de estos organismos y su efecto generador de surgencia (Moreno y Salas, 1976; Parrado, 1974, 1981; García y Parrado, 1994; Salas *et al.*, 2002; Salas, Pérez, y Dole, 2003; Pérez, Pérez, Juantorena., y Casals, 2004; Pérez, Casals, y Calzada, 2006; Montoro González, 2010). El cálculo de la surgencia fue realizado empleando el modelo MONSAC3 (Modelación Numérica de la Surgencia provocada por los huracanes en los alrededores de Cuba), que utiliza una resolución espacial de 5 Km, con lo cual los estrechos canales de acceso a bahías semicerradas como la de Cienfuegos, La Habana o Santiago de Cuba no pueden ser representadas en el resultado; quedando sujeta a una evaluación, la surgencia que alcance la región en que se localice cada una de estas bahías. Coincidentemente las categorías que alcanzan las respectivas regiones es de poco vulnerables.

Por otro lado, cuando se evalúa la penetración del mar en tierra se utiliza el método cartográfico, el cual establece el nivel de la sobreelevación y todo lo que esté por debajo de este nivel se inunda, sin tomar en consideración en el desplazamiento del agua la presencia de obstáculos, el tipo de suelo, su capacidad de drenaje y otras que en definitiva determinan la cantidad y desplazamiento del agua sobre la superficie emergida (Cruz et al., 2012).

La bahía de Cienfuegos, donde se centra el presente trabajo, es el principal recurso natural y económico de la provincia de igual nombre. Esta bahía de 90 Km^2 se conecta al Mar Caribe por un estrecho y sinuoso canal de 3 Km de largo, accidente geográfico que limita la propagación del oleaje dentro de la bahía (Colina, 2011), lo que hace que el fenómeno de mayor importancia en el estudio de la sobreelevación del nivel del mar sea la surgencia. Esta bahía ha sido fuente de numerosos estudios, enfocados principalmente a caracterizarla hidrodinámicamente. Entre ellos se encuentra el realizado por Tomzack y García (1975), el que constituyó el primer reporte de modelación hidrodinámica de bahías y lagunas costeras cubanas. En este estudio fueron caracterizados los patrones de circulación en la bahía de Cienfuegos y se dieron los primeros criterios de los procesos de intercambio y renovación de las aguas. Por otro lado trabajos como el de Díaz (2008) y Muñoz (2012) se encargaron de caracterizar hidrodinámicamente esta bahía mediante la aplicación del modelo tridimensional de circulación MARS (Model for Applications at Regional Scale). El primero encaminado a visualizar un grupo de fenómenos como la circulación de las aguas, su estratificación y factores referentes a la dinámica de las aguas, en particular: los aportes fluviales, el viento, las mareas. En el caso del trabajo realizado por Muñoz (2012) se delimitan los principales factores que determinan el movimiento de intercambio de las aguas, facilitando la interpretación de muchos fenómenos ambientales que ocurren en este ecosistema, para los cuales no existe una fundamentación científicamente adecuada. La aplicación de este modelo en la bahía suministra una herramienta útil para el diagnóstico, evaluación y el estudio predictivo de la contaminación de este ecosistema por fenómenos naturales o antropogénicos. Todos los estudios analizados anteriormente no brindaban respuestas sobre la influencia que podría tener el fenómeno de surgencia asociado a eventos meteorológicos extremos como los ciclones tropicales, en la sociedad, la economía y el medio ambiente. Era de suma importancia contar con una herramienta de pronóstico capaz de generar los peores escenarios posibles en caso de que esto ocurriera, además de servir a las autoridades de la provincia para minimizar los daños y buscar una estrategia que contrarrestara los efectos negativos asociados a este fenómeno.

La surgencia pronosticada para el huracán Iván en el 2004, según resultados del MONSAC3 y bajo las condiciones previamente descritas, alcanzó los 4 m, en la costa de la provincia de Cienfuegos. Este valor no fue registrado en la bahía de Cienfuegos, y lo mismo ocurrió para huracanes que se desplazaron en la misma trayectoria de la provincia (Sardiñas, Arencibia, Molina, Sainz, y Tamayo, 2009). De todo lo expuesto anteriormente surgen las siguientes interrogantes:

- ¿Qué influencia tiene la geometría costera en el comportamiento de la surgencia?
- ¿Qué implicaciones tienen las características del huracán sobre las de la surgencia?
- ¿Qué áreas son las más afectadas durante un evento de surgencia?

La respuesta a cada una de estas interrogantes muestra la insuficiencia de conocimiento de los procesos físicos que determinan la surgencia por huracanes en la bahía de Cienfuegos, constituyendo este el **problema científico** de la presente investigación.

El **objeto de estudio** se centra en los procesos físicos que generan la surgencia, mientras que el **campo de acción** se corresponde con la modelación matemática de los procesos físicos que determinan la surgencia en la bahía de Cienfuegos al paso de huracanes.

Como **hipótesis** se plantea lo siguiente:

Si se implementa un modelo matemático que considere los procesos físicos que generan la surgencia, entonces se puede contar con una herramienta de pronóstico que resolvería las limitaciones actuales de conocimiento sobre este fenómeno.

Se asume como **variable dependiente**: los fenómenos físicos que generan la surgencia. Por otro lado la **variable independiente** es: la modelación matemática como herramienta de pronóstico para resolver las limitaciones actuales de conocimiento sobre el fenómeno de surgencia.

Con el fin de comprobar la validez de la hipótesis se propone como **objetivo general**:

Modelar matemáticamente los procesos físicos que generan la surgencia en la bahía de Cienfuegos al paso de huracanes.

Para dar cumplimiento al Objetivo General se plantean los siguientes **objetivos específicos**:

- Implementar el modelo de circulación avanzada ADCIRC en la bahía de Cienfuegos.
- Fundamentar cada una de las ecuaciones matemáticas del modelo hidrodinámico utilizado.
- Caracterizar los campos de sobreelevación del nivel del mar resultantes de la surgencia, la marea y los aportes fluviales.

Las tareas de investigación propuestas en este trabajo son:

 Búsqueda y estudio de bibliografía sobre la surgencia y los modelos hidrodinámicos que se utilizan para su cálculo.

- Elaboración de una rejilla a partir de la batimetría y la línea costera de la bahía de Cienfuegos, con la incorporación de las fronteras de los ríos.
- Implementación del modelo de circulación avanzada ADCIRC e interpretación de los resultados.
- Fundamentación matemática de las ecuaciones utilizadas por el modelo hidrodinámico de circulación ADCIRC.
- Obtención y caracterización de los campos de sobreelevación por surgencia, marea y aportes fluviales.

La **novedad de la investigación** radica en lograr conocer la importancia relativa de cada uno de los procesos que intervienen en el fenómeno de surgencia, así como de otros factores como la marea y los aportes fluviales. En el orden práctico resulta novedoso la implementación del modelo ADCIRC con una alta resolución, permitiendo pronosticar la surgencia ante el paso de huracanes por la zona de estudio. El resultado alcanzado constituye una valiosa herramienta para la gestión de riesgos y la reducción de los daños que este fenoméno puede generar a Cienfuegos. Adicionalmente es un resultado que puede ser aplicado de manera operacional a otras bahías de Cuba.

Para el desarrollo de este trabajo, se utilizaron los siguientes métodos teóricos y empíricos:

Del nivel teórico:

El método histórico-lógico: para conocer la evolución y desarrollo de los estudios asociados a la surgencia y su modelación matemática.

El método analítico-sintético: se empleará en la determinación de los fundamentos teóricos y metodológicos de la investigación, la simulación de la surgencia de tormenta a partir de la modelación matemática y la determinación de conclusiones finales.

El método inductivo-deductivo: se utiliza para conocer todos los fundamentos matemáticos relacionados con la surgencia así como sus características, su grado de peligrosidad, las medidas que se deben tomar para mitigar su efecto y particularizar en aquellos aspectos que son en realidad importantes en la investigación.

Modelación: se utiliza como la herramienta fundamental para la realización de las simulaciones.

Del nivel empírico:

Análisis documental: permitió el análisis de la base de datos de trayectorias de tormentas tropicales del Atlántico Norte (1851 - 2006), de la cual fueron utilizados los datos de viento y presión de los huracanes que han pasado por Cienfuegos en los últimos 20 años.

El documento de tesis está estructurado en:

Capítulo 1: Se realiza una descripción de aquellos componentes meteorológicos que se encuentran vinculados a la surgencia de tormenta, así como una breve reseña histórica de los estudios que se han realizado en Cuba, en particular en Cienfuegos. Se hace énfasis en aquellos huracanes que debido a su interacción con la línea de costa, la profundidad del acuífero y a la acción directa e indirecta del viento sobre la superficie marina fueron determinantes en la ocurrencia de inundaciones. También se analizan los diferentes tipos de modelos para la predicción de la surgencia que existen en el mundo y en Cuba, y de forma más localizada refiriéndonos a aquellos que han sido utilizados en la bahía de Cienfuegos.

Capítulo 2: En este capítulo se fundamentan matemáticamente las ecuaciones utilizadas por el modelo avanzado de circulación ADCIRC. Se explica con precisión lo referente a la señal de marea, el aporte de los ríos y la obtención de la rejilla que sirvió de base a la posterior simulación de la surgencia. Los modelos empleados son descritos y analizados en esta sección, así como también los casos de estudio, los datos reales de referencia y los puntos de observación.

Capítulo 3: Se abordan los resultados obtenidos en el estudio, dando cumplimiento a las tareas de investigación planteadas, así como una discusión sobre los mismos. Los mismos son comparados con valores reales de referencia, demostrando así la fiabilidad del modelo utilizado.

Finalmente se presentan las conclusiones a las que se arriban en esta investigación, y las recomendaciones para la continuación de los estudios en la temática.

La bibliografía consultada que se incluye puede servir como parte del marco teórico para futuras investigaciones en este tema.

Capítulo 1

Fundamentación teórica de los fenómenos que generan la surgencia. Antecedentes de su modelación matemática

1.1. La surgencia de tormenta

La surgencia de tormenta es una potencial elevación en la superficie marina que acompaña a las circulaciones ciclónicas, sean extratropicales o tropicales. Es causada por una combinación de la convergencia de los fuertes vientos con el efecto de barómetro invertido ocasionado por el gradiente de la presión atmosférica que ocurre cuando un CT, en especial los de categoría de huracán, se aproxima o cruza la línea costera para internarse en tierra, (Mitrani, 2009).



Figura 1.1: Diagrama explicativo del fenómeno de surgencia de tormenta.

Se origina principalmente en el sector derecho del huracán, con una longitud similar al tamaño del CT que la genera y durabilidad de algunas horas, depende, entre otras causas, del tamaño y la velocidad de traslación del CT, así como de la batimetría o profundidad de la plataforma oceánica. Sus efectos se extienden a través de las costas de los países caribeños, en América Central, en los Estados Unidos, en islas y países asiáticos con costas en la zona tropical del Océano Pacífico y del Índico, y en la Costa Pacífica de México y California.

Al desplazarse hacia la costa, la altura de la onda se incrementa notablemente al sufrir el efecto de fondo, más conocido por su término en inglés, *shoaling*. La situación se agrava cuando ocurre la fase creciente de la marea astronómica. La resultante final es una sobreelevación de varios metros que puede generar peligrosas inundaciones costeras por penetración del mar en tierra (WMO, 1998; Mitrani, 2009).

En aguas profundas la surgencia se manifiesta como una onda larga, donde su longitud es proporcional al radio de vientos máximos, $(L \sim 4.R_{mw})$, con escala espacial de varios kilómetros y temporal de varios días, en coincidencia con el tiempo de vida del CT (Mitrani, 2009). Este fenómeno asociado a los CT alcanza grandes proporciones; ocurren inundaciones catastróficas, con graves pérdidas económicas, afectación de viviendas y peligro para la vida humana (WMO, 1998).

Al fenómeno de surgencia se encuentran estrechamente ligados diversos procesos y eventos, que determinan el grado de peligrosidad de la misma. Estos son: el efecto de barómetro invertido, la influencia del viento, el transporte de Ekman, el efecto de Coriolis y el efecto de fondo. Dichos fenómenos serán descritos a lo largo del capítulo.

1.1.1. Efecto de barómetro invertido

En el océano abierto los cambios en la presión atmosférica provocan una respuesta inversa en el nivel del mar, conocida como barómetro invertido o equilibrio isostático (figura 1.2); esto es que la superficie del mar baja (sube) un centímetro por cada hectopascal de incremento (disminución) en la presión atmosférica. Si la presión es alta, el aire que hay sobre el mar pesa más y "empuja" hacia abajo la superficie del agua. Si la presión es baja ocurre al revés, el peso del aire es menor y la superficie "sube". Este comportamiento es muy propio de las zonas litorales, donde la presencia de la costa puede provocar un alejamiento de la respuesta de barómetro invertido, (Hamon, 1966) lo cual se intensifica en el caso de los mares semicerrados (Lascaratos y Gacic, 1990; Candela, 1991; Candela y Lozano, 1994; Tsimplis, 1995).

Como la densidad del agua de mar es 13.3 veces mayor que la del aire, a la variación de la presión en 1 mm de mercurio se corresponde un cambio en el nivel de 13.3 mm en sentido inverso.

Se supone que se ha alcanzado un nivel del mar con una presión determinada y donde no hay corrientes de aire. En estas condiciones, para un nivel horizontal a una profundidad, H, en el agua se tendrá:

$$P_a + \rho g H = constante$$

donde:

- P_a : Presión atmosférica.
- ρ : Densidad del agua.
- g: Aceleración de la gravedad.
- H: Profundidad a la que se encuentra respecto al nivel del mar de referencia.



Figura 1.2: Gráfico explicativo del efecto de barómetro invertido. (Baldwin, 2010)

Si ahora varía la presión del aire en DP_a se tendrá que el nivel del mar variará en sentido contrario. Por lo tanto, se habrá producido una variación en H:

$$DH = \frac{(DP_a)}{g\rho}$$

Si se consideran los valores de $\rho{=}1026\;kg/m^3$ y $g{=}\;9.8\;m/s^2$ en la expresión anterior, se tiene que:

$$DH = -0.993(DP_a)$$

Donde DH se mide en cm y DP_a en hP_a . Obsérvese que, en términos aproximados, un decrecimiento de 1 hP_a produce un aumento del nivel del mar del orden de 1 cm. Esto se debe a que al disminuir la presión atmosférica disminuye también el peso de la columna de aire sobre la superficie marina y por consiguiente se eleva el nivel del mar en la zona afectada. Por ejemplo, el huracán "Camille", uno de los más intensos y catastróficos del presente siglo, tuvo una presión mínima central de 905 hPa, con una presión periférica de 1013 hPa; la sobreelevación por efecto de barómetro invertido sería solamente de 1,08 m. En cambio, la altura de la surgencia en la costa sobrepasó ampliamente ese valor (más de 6 m según el National Hurricane Center) debido a la influencia de otros factores como: el viento, el oleaje, la marea, entre otros.

1.1.2. Influencia del viento

Los vientos destructivos comienzan mucho antes de que el ojo del huracán llegue a tierra. Incluso los vientos de intensidad de tormenta tropical son peligrosos y las ráfagas agregan intensidad a la potencia devastadora de las tormentas.

El radio de vientos máximos (R_{mw}) asociado a los CT constituye un parámetro importante en la dinámica atmosférica y en el pronóstico de dichos organismos. Además, es un factor importante en la previsión del alcance de la surgencia de tormenta, ya que debido a la intensidad de los vientos, puede ser mayor o menor el peligro de inundación y los daños que se puedan ocasionar. De acuerdo a Anthes (1982), la vorticidad es $2\frac{(V_{max})}{R}$, donde V_{max} en ms^{-1} es el valor del viento máximo definido por la siguiente ecuación:

$$V_{max} = 6.3(1013 - P_0)^{1/2} \tag{1.1}$$

donde:

$$P_0$$
: Presión mínima del nivel del mar.

En el pronóstico y observación de la superficie marina, el R_{mw} es necesario para el cálculo de la altura significativa de la ola y el período.

Al soplar el viento sobre la superficie marina, se genera el oleaje y un efecto de acumulación de las masas de agua en la zona costera. Se diferencian dos tipos de sobreelevación del nivel del mar: por la acción directa del arrastre del viento y por su acción indirecta. Ambos fenómenos son más conocidos por sus nombres en inglés: *wind setup* y *wave setup*, (Mitrani, 2009). Estos dos fenómenos ocurren al unísono, prevaleciendo uno por encima del otro.

Cuando se habla de una acumulación de agua por *wind setup* se refiere a un mecanismo capaz de arrastrar grandes volúmenes de agua hacia la zona costera debido a la acción generadora de los vientos. Este fenómeno es favorecido por las costas de pendiente suave acompañadas por una amplia plataforma de fondo casi plano, como se muestra en la figura 1.3.

La acumulación se produce cuando la velocidad del movimiento en superficie aumenta hasta un cierto valor crítico y se rompe el equilibrio habitual de desagüe por la corriente de fondo. El avance de la masa de agua se ve amortiguado al disminuir la velocidad del viento que lo generó.



Figura 1.3: Sobreelevación del nivel del mar por arrastre del viento.

La sobreelevación del nivel del mar por *wind setup* puede ser determinada por métodos estadísticos, si se poseen suficientes registros de varios años. De lo contrario se recurre a aproximaciones dinámicas, mediante las ecuaciones de aguas someras 1.2 (*shallow water equations*):

$$\frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} = -g \frac{\delta \xi}{\delta x} + fv - \mu \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} - \gamma \frac{\delta^2 u}{\delta z^2}
\frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} = -g \frac{\delta \xi}{\delta y} + fu - \mu \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} - \gamma \frac{\delta^2 u}{\delta z^2}
\frac{\delta \xi}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left[u \left(H + \xi \right) \right] + \frac{\delta}{\delta y} \left[v \left(H + \xi \right) \right] = 0$$
(1.2)

donde:

 $\{u, v\}$: Componentes de la velocidad del fluido.

 $\{x,y,t\}$: Coordenadas espaciales y temporal.

- ξ : Sobreelevación del nivel medio del mar.
- H: Profundidad media del acuífero.
- f: Parámetro de Coriolis.
- μ : Coeficiente de viscosidad turbulenta del aire.
- γ : Coeficiente de viscos
idad turbulenta del agua de mar.
- g: Aceleración de gravedad.

Los términos derechos de las ecuaciones los constituyen las fuerzas actuantes: la de gravedad, la de Coriolis, la tensión superficial del viento y la tensión del agua sobre el fondo marino, mientras que en la izquierda se encuentran las derivadas espacial y temporal que se corresponden con la advección del fluido en un medio no compresible (Rivas, 2014).

Despreciando el efecto de Coriolis y la fricción de fondo y tomando en cuenta una costa de pendiente tan suave que pueda considerarse constante la ecuación se reduce a:

$$\frac{\delta\xi}{\delta x} = \frac{kV^2 \cos\alpha}{g[H+\xi]} \tag{1.3}$$

donde:

V: Velocidad del viento casi-estacionario.

- \boldsymbol{x} : Coordenada espacial orientada hacia la costa.
- α : Ángulo entre la dirección del viento y la línea perpendicular a la franja costera.

$$k:=(\frac{\rho_a}{\rho_w})C_d$$

La sobreelevación del nivel del mar por *wave setup* es producida por la transferencia de movimiento de la onda a la columna de agua como un resultado de su disipación (figura 1.4). Cuando la onda se encuentra cercana a la costa transporta momentum y energía en la propia dirección en que se mueve.



Figura 1.4: Sobreelevación del nivel del mar por rompiente de oleaje.

En la zona de rompiente, la onda se disipa, sin embargo el movimiento continúa y es transferido a la masa de agua. De esta manera se crea un gradiente en la superficie marina, que permite un equilibrio entre la corriente superficial y el efecto de retorno de la corriente de fondo, pero en caso de estar en presencia de vientos tormentosos suele romperse debido a que la corriente superficial es mucho más rápida. Cuando el oleaje que genera el *wave setup* cesa, el mismo se amortigua hasta desaparecer. Sus efectos se hacen mayores en costas acantiladas que presenten pendientes abruptas.

Conocidas la batimetría, los elementos de ola en aguas profundas y en los puntos de rompiente

es posible determinar la sobreelevación mediante la siguiente formulación:

$$\delta_b = \frac{g^{0,5} h_0^2 \tau}{64\pi (H_r)^{2,5}} \tag{1.4}$$

donde:

- h_0 : Altura de la ola en aguas profundas.
- δ_b : Sobreelevación por *wave setup*.
- τ : Período de la ola.
- H_r : Profundidad del punto de rompiente.

En Cuba las zonas de playa y amplia plataforma insular (Golfo de Batabanó, Golfo de Ana María, Golfo de Guacanayabo) son favorables para la ocurrencia de *wind setup*. En dichas zonas se pueden generar inundaciones significativas ya sea por la influencia de los vientos de región sur, o al paso de CT con trayectorias paralelas y muy cercanas a la línea costera. Por otro lado las inundaciones por *wave setup* han sido observadas en zonas acantiladas (Malecón Habanero, Malecón de Baracoa) producto de la interacción de la costa con eventos meteorológicos de latitudes medias y con CT, que aunque tienen menor frecuencia presentan una mayor intensidad.

1.1.3. Transporte de Ekman

Cuando la rotación de la Tierra se tiene en cuenta, el transporte neto de agua causado por la acción de los vientos superficiales no es paralelo a la dirección del viento. Es decir, ocurre una desviación a la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur. Este proceso es conocido como transporte de Ekman y es particularmente importante cuando el viento sopla paralelo a la línea costera. En aguas poco profundas la fricción de fondo se opone al arrastre del viento en la superficie marina reduciendo así la altura de la surgencia.

La capa superficial del agua se mueve aproximadamente un ángulo de 45° con respecto a la dirección del viento. Producto de la interacción entre las capas y la fricción existente entre las mismas se crea una espiral de movimiento a través de la columna de agua sobre la cual actúa la fuerza de Coriolis.

Mientras la corriente se desvía desde el orígen, la velocidad se vuelve cada vez menor. La profundidad a la cual la espiral de Ekman penetra está determinada por lo lejos que puede penetrar la mezcla turbulenta en el curso de un día pendular.

La figura 1.5 muestra las fuerzas asociadas a la espiral de Ekman. La fuerza aplicada desde arriba está en rojo (que comienza con el viento soplando en la superficie del agua), la fuerza



Figura 1.5: Fuerzas asociadas a la espiral de Ekman.

de Coriolis (en ángulos hacia la derecha respecto a la superior) representada en amarillo, y el movimiento de agua resultante en rosado, lo que constituye una espiral, en sentido de las manecillas del reloj a medida que se desplaza hacia abajo.

1.1.4. Efecto de Coriolis

La rotación de la Tierra también proporciona cierta aceleración (definida como aceleración de Coriolis o efecto Coriolis) como se muestra en la figura 1.6. Esta aceleración provoca que los sistemas ciclónicos giren hacia los polos en ausencia de una corriente fuerte de giro. Los CT en el hemisferio norte, que habitualmente se mueven al oeste en sus inicios, giran al norte (y normalmente después son empujados al este), y los ciclones del hemisferio sur son desviados en esa dirección si no hay un sistema de fuertes presiones contrarrestando la aceleración de Coriolis.

El efecto de Coriolis sobre la surgencia η_c ocurre cuando la tormenta obliga a las corrientes fuertes a fluir a lo largo de la línea costera (Dean y Dalrymple, 2002). Debido a la rotación de la Tierra sólo puede ser equilibrada por la variación hidrostática en la superficie del agua, siendo su ecuación gobernante la 1.5:

$$\frac{\delta\eta_c}{\delta x} = \frac{fV}{g} \tag{1.5}$$

donde:



Figura 1.6: Representación gráfica del efecto de Coriolis.

- f: Parámetro de Coriolis.
- V: Magnitud de la profundidad promedio de la corriente.
- g : Aceleración de la gravedad.

El parámetro de Coriolis, es igual a $2\Omega \sin \phi$, siendo Ω la velocidad angular en la rotación de la Tierra $(7,272 \times 10^{-5} radianes/s)$ y ϕ es la latitud. Esta componente de la surgencia de tormenta, puede ser importante para corrientes grandes, pero también puede actuar como factor reductor de la surgencia cuando la corriente se encuentra fluyendo en sentido contrario a la misma.

1.1.5. Efecto de fondo

El desplazamiento de la onda sobre aguas poco profundas, hace que la velocidad de propagación de la onda y su longitud disminuyan, provocando un crecimiento de la misma para conservar su energía (figura 1.7). Este proceso es el denominado efecto de fondo (*shoaling*) y es utilizado para describir la propagación de la onda desde aguas profundas hasta aguas poco profundas (Arnott, 2009). En la figura 1.7 se observa como en aguas profundas el perfil de la onda sigue un patrón sinusoidal, mientras que al acercarse a aguas poco profundas va sufriendo una transformación sistemática.

Partiendo de la teoría lineal se puede deducir que una onda comienza a sentir la presencia del fondo cuando la profundidad en la que se encuentra (H) es menor que $\frac{L}{2}$ donde L es la



Figura 1.7: Esquema representativo del efecto de shoaling.

longitud de onda (GIOC, 2000).

En las ondas oceánicas, se utiliza fundamentalmente la energía de la onda por unidad de superficie. Esto es la suma de la energía cinética y la potencial, integradas sobre la profundidad de la capa de agua y promediada sobre la fase de la onda. A continuación se muestra su ecuación (1.6):

$$E = \frac{1}{2}\rho_{\omega}ga^2 \tag{1.6}$$

donde:

E: Energía de la onda.

 ρ_{ω} : Densidad del agua.

a: Amplitud de la onda.

La amplitud de la onda también puede ser descrita como $a = \frac{1}{2}H$ donde H sería la altura de la onda desde la cresta hasta el valle. Por otro lado la gravedad puede ser escrita como $g = \frac{C}{t}$ siendo C la velocidad de propagación de la onda y t el tiempo en el cual se desplaza la onda.

Sustituyendo todo lo anterior expuesto en la ecuación de la energía, la misma quedaría de la siguiente forma (1.7):

$$E = \frac{1}{8} \left[\rho_{\omega} H^2 \left(\frac{C}{t} \right) \right] \tag{1.7}$$

En la ecuación 1.7 se puede observar que la energía es proporcional a la velocidad y a la altura de la onda $(E \sim CH^2)$, lo que indica que al disminuir la velocidad, la altura de la onda debe aumentar para así conservar su energía.

La fricción de fondo inducida por los esfuerzos tangenciales que se producen en la capa límite

cercana al fondo da lugar a una importante disipación de energía. El mecanismo disipador de energía en aguas poco profundas es el rompiente de oleaje. Este fenómeno se produce cuando la altura alcanzada por la onda coincide aproximadamente con la profundidad. En ese momento el perfil de la onda deja de ser estable y rompe disipando una gran cantidad de energía en forma de turbulencia sobre la línea costera (GIOC, 2000).

1.2. Modelación hidrodinámica de la surgencia

Debido a los grandes daños que ocasiona la surgencia de tormenta para las áreas costeras y la población en general se han desarrollado numerosos modelos operacionales para su predicción numérica, los cuales se han utilizado en numerosas regiones del mundo como los mares del norte, el Golfo de México y la costa del Atlántico, Hong Kong, China entre otros. La mayoría de estos modelos no pueden ser ejecutados en ambientes desprovistos de facilidades computacionales. Para superar esta dificultad, la mayoría de las oficinas de pronóstico utilizan el método de los nomogramas de Jelesnianski (1972) para la predicción de la surgencia asociada a CT.

Entre los trabajos realizados a nivel mundial se encuentra el realizado en la bahía de Liverpool, Gran Bretaña, que muestra como se acoplan el WAM (WAve Model) y el SWAN (Simulation WAves Nearshore) para investigar la interacción y la influencia de las ondas y la surgencia en las aguas del mencionado acuífero en condiciones de tormenta. Un segundo ejemplo aparece en el artículo de Zhang Jing citado por Colina (2011). En él se acopla el SWAN con el modelo tridimensional hidrodinámico COHERENS para analizar la estructura vertical de las corrientes inducidas por el oleaje en playas de la costa China. Otra aplicación relacionada a estudios de peligro por penetración del mar lo constituye la tesis de maestría de Yunfeng (2010). Con el objetivo de simular y predecir inundaciones costeras inducidas por oleaje y surgencias generados por tormentas se acoplaron modelos de corrientes y circulación oceánica y costera al modelo SWAN. Este trabajo realizado para la bahía de Delaware, E.U.A. permite conocer la influencia que tiene el fenómeno de surgencia en la inundación costera por penetración del mar. Incluso el Servicio Nacional de Pronóstico (NWS por sus siglas en inglés) de los E.U.A. implementó mediante un proyecto el uso de SWAN de manera permanente en todas sus estaciones costeras de la región atlántica sur de ese país.

Para el análisis y caracterización del fenómeno de surgencia en cuerpos de agua poco profundos y bien mezclados, se introduce un conjunto de ecuaciones que puede ser simplificado a través de las llamadas ecuaciones de aguas someras (*shallow water*). Las mismas son fundamentadas en el siguiente epígrafe.

1.2.1. Ecuaciones de aguas someras

Las ecuaciones de *shallow water* son un sistema hiperbólico no lineal de ecuaciones en derivadas parciales. Son un sistema de ecuaciones en dos dimensiones espaciales del plano horizontal, obtenidas a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes tridimensionales (que rigen el comportamiento de los fluidos incompresibles), imponiendo diferentes hipótesis simplificadoras sobre el flujo, y para lo que se pueden utilizar básicamente dos métodos:

- Mediante la simplificación de las ecuaciones de Navier-Stokes para obtener lo que podríamos llamar versión diferencial, que es la utilizada para deducir sus propiedades y el diseño de métodos numéricos.
- Usando las leyes de conservación de la masa y el momento lineal que conducen a la formulación integral, que es más robusta que la anterior, en el sentido de que permite obtener información sobre la propagación de discontinuidades.

Tienen dos variables de pronóstico llamadas promedio vertical de la velocidad horizontal u_h y desplazamiento de la superficie marina (nivel del agua) η (Rivas, 2014). La ecuación para u_h toma la forma:

$$\frac{\delta u_h}{\delta t} + u \cdot \nabla_h u_h + fk \times u_h = -g \nabla_h \eta - \int_{-h}^{\eta} (\tau - R u_h) dz$$
(1.8)

mientras que la ecuación para η es:

$$\frac{\delta\eta}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left[\int_{-h}^{\eta} u \, dz \right] + \frac{\delta}{\delta y} \left[\int_{-h}^{\eta} v \, dz \right] = \frac{\delta\eta}{\delta t} + \nabla_h \cdot \left[(h+\eta)u_h \right] = 0 \tag{1.9}$$

Las condiciones de frontera en el fondo y en la superficie son incorporadas por los últimos dos términos del miembro derecho de la ecuación 1.8. El coeficiente de fricción de fondo R es usualmente dado tanto por una forma no lineal del tipo $R = C_d \frac{\eta}{(h+\eta)} |u_h|$ o se asume constante. Por otro lado el sistema se encuentra limitado por las condiciones de frontera impuestas por la línea costera y el océano abierto:

$$u_h \cdot n = 0 \qquad y \qquad \eta = \eta_0(t) \tag{1.10}$$

Aquí *n* representa el vector unitario perpendicular a la línea costera y $\eta_0(t)$ son niveles de agua esperados ante la influencia de mareas y/o surgencias desde áreas adyacentes (Weisse y Storch, 2010).

1.3. Antecedentes de la modelación numérica de la surgencia

Los modelos son instrumentos conceptuales que permiten comprender las implicaciones de muchas teorías sobre los procesos naturales, económicos, sociales, etc.

Los pronósticos meteorológicos y oceánicos, que se pueden identificar con el nombre genérico de pronósticos hidrometeorológicos, pueden ser subjetivos y objetivos, según las técnicas que se apliquen (Mitrani, 2009). Dentro de los últimos se encuentran los modelos estadísticos y los modelos dinámicos.

Modelos estadísticos

Estos modelos se basan en el establecimiento de correlaciones entre las observaciones de elementos meteorológicos (viento, presión, temperatura, humedad, etc.) y el estado del medio marino (Mitrani, 2009). Se nutren del análisis de los datos históricos de las surgencias ocurridas así como de los registros de la altura alcanzada por el agua y la marea en el área de interés. Necesitan de una amplia base de registros y permiten el uso de computadoras mediante las cuales se desarrollan pronósticos de mayor calidad. Son efectivos hasta mediano plazo (varios días).

Desde finales de la década de los 50 ya se desarrollaban modelos con el fin de poder entender el poder destructivo de los CT, específicamente de la surgencia de tormenta causante de aproximadamente el 90% de las pérdidas materiales y humanas. Montgomery (1955) desarrolló un modelo estadístico capaz de combinar el viento ciclostrófico máximo con la elevación total,

$$h_{max} = 0.867(1005 - p_0)^{0.618} \tag{1.11}$$

Posteriormente Conner y Harris (1957) modifican dicha ecuación con el propósito de incorporar el pronóstico de la surgencia de tormenta mediante la combinación con una ecuación de tensión superficial del viento asumiendo una presión ambiente de 1019 mb. La ecuación modificada se muestra a continuación:

$$h_{max} = 0.154(1019 - p_0) \tag{1.12}$$

donde

 h_{max} : Altura máxima de la surgencia.

 p_0 : Presión en el centro de la tormenta.

1019 : Presión en la periferia de la tormenta.

Una metodología mucho más compleja para la predicción de la altura de la surgencia es

introducida por Harris (1963). Consistía en un modelo empírico que incluía cinco procesos relacionados con la surgencia de tormenta, los cuales se muestran a continuación:

- Efecto de barómetro invertido.
- Tensión superficial del viento.
- Efecto de Coriolis.
- Ondas ocasionadas por el efecto del viento sobre la superficie marina.
- Precipitaciones.

Como una primera aproximación Harris (1963) demostró que el efecto de Coriolis, el oleaje y la sobreelevación del mar por arrastre del viento son todos proporcionales a la tensión superficial del viento, la que a su vez es proporcional al gradiente de presión mientras que las precipitaciones se encuentran correlacionadas con presiones normales bajas.

Jelesnianski (1972) mejoró las relaciones empíricas expuestas anteriormente y basándose en los avances computacionales desarrolló un programa llamado SPLASH (Special Program to List Amplitudes of Surges from Hurricanes). El principal objetivo de dicho programa era el cálculo de la surgencia máxima, mediante una serie de restricciones, entre las que se destacan:

- Se seleccionó un grupo de tormentas, y en todas, el radio de vientos máximos se mantuvo constante.
- El gradiente de presión se consideraba variable para cada una de ellas.
- Las tormentas se movían normal a la costa, desde el mar hacia tierra, con una velocidad de 15 millas por hora.

Se realizaban otros cálculos para corregir la surgencia máxima en zonas cercanas a la costa y la dirección de la tormenta (Massey, 2007).

Más recientemente se encuentra el modelo estadístico desarrollado por Tilburg y Garvine (2003), el cual se basa en las ecuaciones dinámicas del océano, así como realiza un análisis de la circulación de Ekman en la costa, constituyendo un modelo de regresión lineal, (Villalonga, 2012). La ecuación utilizada en el mismo es la siguiente :

$$\eta = aW_y \sqrt{\frac{W}{|W_y|}} + bW_x W + c(P_m - P_c)$$
(1.13)

donde

- η : Altura de la surgencia.
- W: Magnitud de la velocidad del viento.
- W_x : Componente del viento normal a la costa.
- W_y : Componente del viento paralela a la costa.
- P_m : Presión normal.
- P_c : Presión central.
- $\{a, b, c\}$: Coeficientes de regresión.

Modelos dinámicos

La complejidad de procesos que causan inundaciones costeras y la necesidad de herramientas para identificar, evaluar y predecir el riesgo de las mismas en áreas costeras ha despertado interés en investigadores de todo el mundo, haciendo que hoy en día existan numerosos modelos para la simulación y pronóstico de huracanes y otros eventos meteorológicos.

Para la simulación de estos procesos se utilizan los modelos dinámicos, que son considerados más modernos y se basan en la modelación matemática del fenómeno que se pretende pronosticar.

Estos realizan la modelación de la surgencia mediante la resolución de ecuaciones de la hidrodinámica en aguas poco profundas 1.2 mediante el uso imprescindible de computadoras (Mitrani, 2009). Con estos modelos se aumenta el grado de objetividad en la predicción de fenómenos atmosféricos y marinos y es posible anticipar hasta largo plazo (más de 7 días). Por otro lado necesitan de un gran volumen de información inicial así como de poderosos recursos computacionales.

En 1976 fue introducido el modelo FEMA SURGE (Federal Emergency Management Agency), modelo implementado en 2D para la simulación de la surgencia mediante la resolución de ecuaciones diferenciales. Como variables de entrada se encuentran la batimetría, la configuración costera, condiciones de frontera, la fricción de fondo, los campos de viento y presión del huracán, entre otros.

Ya hacia principios de la década de los 90, es desarrollado un modelo bi-dimensional para pronóstico en tiempo real de la surgencia de tormenta denominado SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes), modelo utilizado por el National Hurricane Center, (Massey, 2007).

Se utiliza para estimar la altura de la surgencia del huracán (en pies) y los vientos resultantes

de forma hipotética. Este modelo contempla parámetros como la presión central del huracán, el diámetro, la velocidad de traslación, la trayectoria y el campo de viento. Por otro lado permite crear el MEOW (Atlas con la Máxima Envolvente de las Aguas) para las cuencas de mayor riesgo (Villalonga, 2012).

El modelo MIKE 21 desarrollado en 2005 se encarga de predecir las corrientes y los niveles de agua en entornos como grandes lagos, estuarios, áreas cercanas a la costa y ríos (Montoro y Rodríguez, 2012).

Por otro lado se encuentra el modelo dinámico ADCIRC desarrollado como un proyecto conjunto entre USACE Engineering Research, el centro de Desarrollo de la Universidad de Notre Dame y la Universidad de Carolina del Norte (Luettich, Westerink, y Scheffner, 1992), puede ser implementado en 2D o 3D y resuelve las ecuaciones del movimiento para un fluido que se mueve en la rotación de la Tierra.

Este último es el escogido para el desarrollo de la presente investigación por su gran valor operacional, la facilidad con que trabaja en las zonas costeras de díficil acceso y su amplia aplicación a nivel mundial para la simulación de los procesos físicos que generan la surgencia con resultados satisfactorios. La descripción de las ecuaciones del modelo son explicadas detalladamente en el Capítulo 2.

1.4. Características de los modelos dinámicos

Los modelos hidrodinámicos son construidos para la determinación de las características de los flujos en estuarios, bahías y zonas costeras. Dichos modelos aportan soluciones a complejas ecuaciones matemáticas en dominios y condiciones iniciales apropiadas a los sistemas en estudio, ya que se hace muy difícil su resolución por medios analíticos. Las ecuaciones matemáticas que describen estos procesos son las bien conocidas ecuaciones de Navier -Stokes aplicadas a la dinámica geofísica de los fluidos.

Con el fin de resolver estas ecuaciones diferenciales no - lineales se ha recurrido a la simplificación de las mismas a través de aproximaciones, entre las cuales destacan algunas de las usadas en el campo de la oceanografía como las ecuaciones de Boussinesq y la aproximación hidrostática (Pond y Pickard, 1983; Pickard y Emery, 1995). También para la resolución de este sistema de ecuaciones se necesita de una aproximación para la turbulencia (Mellor y Yamada, 1982) y una ecuación de estado para el agua de mar (Gill, 1982).

Existen varias formas de abordar la solución de estos modelos hidrodinámicos que se resumen en:

- Dimensiones del modelo (uni, bi o tri-dimensional).
- Esquema numérico utilizado (Elementos Finitos o Diferencias Finitas).
- Tipos de rejillas utilizadas para discretización espacial.

1.4.1. Dimensiones del modelo

Modelos Unidimensionales (1D)

Son generalmente utilizados para describir el comportamiento de fluidos que se mueven en una sola dirección o que se desprecia el movimiento en otras direcciones porque existe un predominio de una dirección específica. Ejemplo de esto son los ríos y sistemas de canales y drenaje.

Modelos Bidimensionales (2D)

Son aplicados a aquellos escenarios en los que las variaciones de la profundidad son pocas, con ningún cambio abrupto de la batimetría y valores medianamente constantes. El vector velocidad (variable que describe el movimiento del fluido) está dado por su componente vertical y horizontal en el plano de propagación.

Modelos Tridimensionales (3D)

Brindan una interpretación más realista del ecosistema en estudio. Son imprescindibles en aquellos lugares donde existen variaciones en la topografía (presencia de colinas y cañones subacuáticos) o el fluido presenta procesos de estratificación temporal o permanente evaluados en la vertical (Gnanadesikan y Pacanowski, 1997). Estos modelos son mas costosos, desde el punto de vista computacional, debido al número de operaciones y cálculos que se incrementan para describir los procesos en la vertical (Luettich *et al.*, 1992; Lynch y Ip, 1994; Lynch, Ip, Naimie, y Werner, 1996; Luettich y Westerink, 2004).

1.4.2. Esquemas numéricos

La ecuación de continuidad puede ser resuelta mediante dos métodos básicos:

- Modelos de resolución mediante diferencias finitas (DF).
- Modelos de resolución mediante elementos finitos (EF).

Modelos hidrodinámicos basados en elementos finitos (EF)

Estos modelos padecen de la falta de conservación de la masa al ser aplicados en regiones dinámicamente complejas de la zona costera. Dicha condición se acrecenta a medida que la escala espacial sea más pequeña en flujos altamente advectivos. El uso de la Ecuación de Continuidad de Onda Generalizada, como aproximación, ha permitido eliminar los ruidos a escala de las subrejillas en los modelos de EF.

Los modelos costeros que emplean el método de EF suelen ser eficientes para muchas de las aplicaciones por surgencia y mareas locales, donde la conservación de la masa no es un problema. Ahora, cuando toman fuerza los procesos advectivos y la escala dinámica se hace más pequeña la falta de conservación de la masa se vuelve una impedimenta para la realización de los cálculos mediante este método. Cabe señalar que este método domina el escenario de las ecuaciones elípticas y utiliza los métodos de volúmenes finitos como enfoque principal para las aproximaciones de muchos de los problemas hiperbólicos.

Modelos hidrodinámicos basados en diferencias finitas (DF)

Son el punto de partida de la solución de Ecuaciones en Derivadas Parciales, ya sea en la teoría o en la práctica. Estos métodos han sido ampliamente usados en la solución numérica de ecuaciones diferenciales ordinarias y en derivadas parciales como por ejemplo, la ecuación de conducción del calor, la ecuación de difusión de neutrones, la ecuación de onda (Morton y Mayers, 2005).

1.4.3. Tipos de rejilla

Las ecuaciones hidrodinámicas son discretizadas horizontal y verticalmente en un número finito de elementos con formas diferentes. La resolución espacial de la rejilla horizontal tiene que ser suficientemente fina para poder resolver todos los procesos, lo cual significa que la rejilla debe reproducir la geometría del ecosistema que se intenta modelar y lograr un equilibrio entre este lógico objetivo y la capacidad computacional que se posee (Muñoz, 2012).

Los modelos numéricos varían mucho en el tipo de rejilla que utilizan para realizar la discretización horizontal del dominio de cálculo. Los modelos basados en EF suelen utilizar rejillas no estructuradas, donde los elementos de cálculo o celdas resultan ser triángulos (figura 1.8). Estos suelen ser muy flexibles lo cual les permite adaptarse fácilmente a las irregularidades de la línea de costa, siendo muy fácil agregar mayor densidad de puntos en aquellas zonas de especial interés.

Otro grupo de rejillas son aquellas basadas en elementos ortogonales (figura 1.9) las cuales pueden ser curvilíneas o rectangulares (Muñoz, 2012).



Figura 1.8: Rejilla triangular. (Beardsley, Chen, Weisberg, y Westerink, 2006)



Figura 1.9: Rejillas basadas en elementos ortogonales. (Chen y Beardsley, 2003)

La decisión del tipo de rejilla que se debe utilizar, depende de los procesos que se estén describiendo, así como de la precisión que se necesite en los mismos. Tal es el caso, por ejemplo, de los modelos globales para describir los procesos en la atmósfera y las corrientes oceánicas, cuyas rejillas poseen discretizaciones espaciales de varios kilómetros y donde los procesos de pequeña escala son minimizados.
1.5. Antecedentes en Cuba de estudios relacionados con la surgencia de tormenta

Mitrani (1994) realiza una investigación para el estudio de la posible protección del Malecón Habanero a partir de los mapas sinópticos del Archivo del Instituto de Meteorología (INSMET). En dicho trabajo se obtuvo la velocidad máxima del viento para períodos de retorno entre 10 y 1000 años y también se realiza un estudio sobre las penetraciones del mar en el período de 1919 a 1994. Como limitación se encuentra la falta de información relacionada con las inundaciones ligeras.

Ese mismo año Pérez Osorio, Casals, Díaz, Vega, y Sol (1994) realizan una caracterización hidrometeorológica de las inundaciones por penetraciones del mar, en el Malecón Habanero, utilizando una cronología que abarca el período desde 1970 a 1994. Partiendo de una caracterización estadística y de sus respectivos ajustes se obtienen resultados en cuanto a la cantidad de las penetraciones significativas (ligeras, moderadas y fuertes) que deben esperarse por semestres consecutivos, por temporadas invernales y por años. Presenta entre las ventajas, que es el primer trabajo que clasifica las inundaciones por penetración del mar en ligeras, moderadas y fuertes, además de utilizar una tabla espacio temporal para el cálculo del mar de leva. Sin embargo este método no considera la dispersión angular de la energía de las olas, lo que amortigua la altura de la ola del mar de leva una vez que se origina en el area de formación de oleaje.

Mitrani y Salas (1996) presentan los resultados del cálculo de la probabilidad del oleaje extremo generado por frentes fríos (1972 - 1994) y ciclones tropicales (1919 - 1994) alrededor de Cuba, mediante el empleo del procedimiento utilizado por Zotov (1977) para determinar el régimen de oleaje extremo en la CEN de Juraguá (Cienfuegos). Luego, Pérez Osorio, Casals, Vega, Sol, y Hernández (2001) retoman el procedimiento de Sneyers (1990) para obtener el período de retorno de las inundaciones significativas (total de inundaciones costeras moderadas y fuertes) y las inundaciones fuertes exclusivamente entre Punta Gobernadora y Punta Maya en el período de 1901 - 2000. Este análisis se extendió hasta el 2005 por Pérez Osorio y Casals (2006), en el mismo se actualizaron los períodos de retorno de las inundaciones costeras significativas y fuertes para La Habana.

En 1998 el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) apoyó la realización de estudios con vista a desarrollar técnicas de predicción ante las inundaciones costeras, así como la prevención y reducción de su acción destructiva. Aquí se obtienen los mapas de peligro por surgencia en todos los municipios con el empleo de varias trayectorias de desplazamiento. Para esto se sintetizan los métodos de pronóstico y de modelación del campo de olas y las inundaciones costeras y los estudios de Peligro, Vulnerabilidad y Riesgo en las zonas costeras de Cuba ante el efecto de surgencia generado por los ciclones tropicales.

El estudio realizado por Mitrani *et al.* (2001) se relaciona con la ocurrencia de los probables cambios climáticos globales y su posible impacto en las costas de Cuba. Se establecen las zonas de mayor exposición al incremento del nivel medio del mar por los cambios climáticos previstos, siendo las mismas pertenecientes a los tramos del Golfo de Batabanó, al Malecón Habanero y el comprendido entre Cabo Cruz y Punta María Aguilar (que incluye los Golfos de Ana María y Guacanayabo).

Pérez *et al.* (2004) elaboraron el Atlas de Inundaciones Costeras por penetraciones del mar para los 5 municipios costeros de Ciudad de La Habana donde se obtuvieron 3 mapas con los planos de inundación. El estudio analizó una serie cronológica de 103 años (1901 - 2003) y la ocurrencia de 68 casos de inundaciones en el área de estudio.

Por último cabe destacar el Macroproyecto realizado por Cruz *et al.* (2012), el cual fue elaborado como una petición del Consejo de Defensa Nacional (CDN) para caracterizar las zonas costeras en dependencia del grado de peligrosidad que presentaran ante un fenómeno meteorológico extremo. En este trabajo se utilizó el método cartográfico para la obtención de la cota de inundación, y el modelo dinámico MONSAC3 para el cálculo de la surgencia. Al ser este modelo de una baja resolución (5 km), limitaba los resultados en bahías conectadas al mar por estrechos canales como son la bahía de La Habana, Cienfuegos y Santiago de Cuba. Estas regiones eran consideradas como paredes rectas e infinitas, sin conexión alguna con el interior de las mismas, siendo catalogadas de zonas poco vulnerables ante la afectación de un evento meteorológico extremo; en este caso, los ciclones tropicales.

Para que sea eficiente el estudio de estas zonas, se necesita de poderosos recursos computacionales que sean capaces de trabajar en períodos de tiempo razonables, además de un modelo hidrodinámico que se adecúe a las condiciones físico - geográficas de la zona de estudio.

1.5.1. Antecedentes históricos de los ciclones tropicales en Cienfuegos

La ciudad de Cienfuegos por su ubicación geográfica en la costa sur central de la isla requiere de atención por el comportamiento histórico de los organismos tropicales que han pasado por ella, en especial de los CT.

Con anterioridad al año 1908 no se hacían observaciones regulares, sino pocas en número y

limitadas a la época de los huracanes, en calidad del servicio ciclónico del Observatorio de Belén.

Es importante destacar el papel y la importancia que tuvo en el estudio, predicción y anuncio de eventos meteorológicos el Observatorio del Colegio de "Montserrat". Debido a su estrecha relación con la prensa cienfueguera y con la "Cubana Telephone Company", que le facilitaba franquicia y enviaba la información de otros observatorios hacia "Montserrat", el estado del tiempo era publicado de forma sistemática, manteniendo así informada a la población de los posibles riesgos ante un evento de esta índole.

En 1908 se funda en Cienfuegos un observatorio meteorológico, el cual fue surtido con todo el equipamiento necesario y el personal capacitado para manejarlo. La organización del mismo fue encargada al P. Simón Sarasola, ayudante a la razón en el Observatorio de Belén.

El fruto de este servicio ciclónico se ofrecía a cuantos lo solicitaban y era únicamente para beneficio general. Al ser la prensa la principal fuente de comunicación con el pueblo, seguía a tiempo completo el desarrollo de posibles meteoros en la región del Caribe, y especialmente a aquellos que pudieran tener contacto directo con esta provincia.

De 1825 a 1899 la jurisdicción sufrió un total de 31 afectaciones climatológicas destacándose el huracán de 1825 conocido con el nombre de "Huracán de Cienfuegos y Trinidad" o "Santa Ana" con categoría 3, el cual era descrito como "...horroroso huracán que afligió de nuevo a los vecinos de la comarca, pues destruyó casi toda la población a excepción de tres o cuatro casas..." (Edo, 1943). A pesar de que el estado constructivo de la población quedó maltrecho las mayores afectaciones reflejadas fueron en el caso de la navegación por el alto grado de importancia que tenía para el desarrollo de la población (Protocolos Notariales de 1825-1830).

Por otro lado, existen registros de inundaciones costeras sobre las zonas más bajas de la provincia, en los años 1846, 1865, 1887, 1888, 1891, 1894 oscilando las categorías de los huracanes entre uno y dos.

Ya en el transcurso del siglo XX hasta 1950 afectaron un total de 13 ciclones tropicales destacándose en 1935 uno de los eventos meteorológicos más importantes sufridos por Cienfuegos desde su fundación. Este evento por su gran magnitud, fue seguido por la prensa de la época y es por tanto el suceso meteorológico, de todos los que afectaron a la ciudad con más registro fotográfico en la primera mitad del siglo XX. Este huracán afectaría el territorio con categoría 3 y fue conocido como "El Huracán de Cienfuegos". El mismo ocasionó innumerables daños tanto a la población como a la economía, pues a pesar que se daba seguimiento a la penetración de este organismo, la población no creyó en su llegada y prescindieron de las precauciones adecuadas para resistir su fuerza.

Los años 1906, 1933, 1946 a pesar de no presentar sistemas meteorológicos de gran intensidad fueron conocidos por la existencia de inundaciones en las zonas bajas de Reina, Punta Cotica y la zona de Punta Gorda, incluyendo el malecón.

Desde 1950 hasta el 2008 la villa cienfueguera se vio afectada por intensos organismos como fue el Lili en 1996 con categoría 2, y posteriormente el Michelle y el Dennis en el 2001 y 2005 respectivamente, ambos con categoría 4.

Entre las zonas más afectadas se encuentran el litoral, el Parque Martí, la zona del Malecón, La Barriada de Reina y la Barriada de San Lázaro.

1.5.2. Antecedentes de estudios realizados en la bahía de Cienfuegos relacionados con la modelación hidrodinámica

El primer reporte de modelación hidrodinámica de bahías y lagunas costeras cubanas, lo realizaron Tomzack y García (1975), quienes desarrollaron un modelo tridimensional para el estudio de la dinámica y estabilidad de las aguas en la bahía de Cienfuegos, a fin de evaluar el impacto de estos procesos en las pesquerías de camarón, que históricamente ha sido un importante recurso económico de esta provincia. También se caracterizaron los patrones de circulación en la bahía de Cienfuegos y dieron los criterios de los procesos de intercambio y renovación de las aguas. No obstante esta investigación no tuvo continuidad en su desarrollo debido al limitado desarrollo del país y en general de los medios informáticos a nivel mundial, además del alto costo computacional, lo cual fue un factor determinante en que no se pudiera desarrollar un modelo hidrodinámico capaz de predecir los vertidos accidentales y evaluar los proyectos que suponen cambios en la circulación estuarina y en la calidad de las aguas o los sedimentos.

Posteriormente Díaz (2008) implementa el modelo tridimensional regional MARS con el fin de simular las características hidrodinámicas de la bahía de Cienfuegos. La implementación de este modelo permitió la visualización de un grupo de fenómenos como la circulación de las aguas en tres dimensiones, la estratificación de las aguas, así como la importancia relativa de un grupo de factores de fuerza sobre la dinámica de la bahía de Cienfuegos, en particular: el aporte fluvial, el viento, las mareas. Por otro lado, su alto grado de operatividad hace que pueda ser aplicado en tiempo real a la predicción de escenarios de vertidos accidentales, dándole un alcance superior a todos los otros métodos y modelos utilizados con anterioridad en este escenario.

Muñoz (2012) en su tesis doctoral desarrolló un trabajo encaminado a caracterizar hidrodinámicamente la bahía de Cienfuegos y la influencia que ejerce en los procesos

ecológicos del sistema. Se delimitan los principales factores que determinan el movimiento de intercambio de las aguas, facilitando la interpretación de muchos fenómenos ambientales que ocurren en este ecosistema, para los cuales no existe una fundamentación científicamente adecuada. Para el desarrollo de esta investigación se utilizó el modelo MARS (Model for Applications at Regional Scale) con el fin de evaluar y predecir la contaminación de este ecosistema por fenómenos naturales o antropogénicos.

La modelación matemática del oleaje generado por ciclones tropicales en la bahía y costa de la provincia de Cienfuegos (Colina, 2011) permitió conocer las características y la magnitud de la acción destructiva de este fenómeno dependiendo de la intensidad del huracán que afecte la zona. Para ello se utilizó el modelo de oleaje SWAN en modo estacionario y dinámico, el cual mostró una gran sensibilidad en las variables que condicionan el oleaje.

Recientemente Machín (2014) propuso el primer modelo de surgencia para la bahía de Cienfuegos y analiza el aporte de la misma a la sobreelevación total del nivel del mar al paso de huracanes. Sin embargo, deja abiertas varias incógnitas, al no considerar factores como los aportes fluviales, el oleaje y la escorrentía provocada por las lluvias asociadas a los huracanes. En esta investigación se da continuidad al estudio de referencia incorporando el aporte fluvial al concierto de variables ya identificadas por Machín (2014).

Conclusiones del Capítulo

La surgencia de tormenta, unida al incremento notable de la altura de la onda al acercarse a la zona costera, la fase creciente de la marea y los aportes de los ríos puede provocar una sobrelevación de varios metros que genere peligrosas inundaciones por la penetración del mar en tierra.

Los modelos basados en elementos finitos suelen utilizar rejillas no estructuradas donde los elementos de cálculo suelen ser triángulos. Su gran flexibilidad les permite adaptarse fácilmente a las irregularidades de la línea costera, siendo muy fácil agregar mayor densidad de puntos en aquellas zonas de especial interés.

Machín (2014) realiza la simulación de la surgencia en la bahía de Cienfuegos al paso de ciclones tropicales, constituyendo el primer trabajo encaminado a modelar numéricamente este fenómeno en dicha región.

Capítulo 2

Metodología para la modelación matemática de la surgencia en la bahía de Cienfuegos

2.1. Caracterización físico geográfica de la bahía de Cienfuegos

La bahía de Cienfuegos está localizada en los 22° 09'Latitud Norte y 80° 27'Longitud Oeste en la costa sur de Cuba, figura 2.1, descrita por Jacobo de la Pezuela en su diccionario, como "la tercera en magnitud de la isla y la primera por su limpieza, abrigo, profundidad y fácil defensa".



Figura 2.1: Mapa de ubicación de la bahía de Cienfuegos.

La bahía posee un área de 88,46 Km^2 y un volúmen total de 800 millones de m^3 aproximadamente. Su forma es ovalada y está orientada de noroeste (NW) a sureste (SE). Posee 19 Km de longitud máxima y 7,5 Km en su parte más ancha, con una profundidad promedio de 9,5 m. De forma natural está dividida en dos lóbulos delimitados por el bajo "Las Cuevas" que tiene una profundidad promedio de 1,5 m el cual ejerce gran influencia en la circulación de las masas de agua dentro de la bahía. Presenta un estrecho y sinuoso canal de acceso con una longitud de 3600 m y profundidades entre 30 y 50 m en el centro, con ciertos límites para la navegación por la sinuosidad que forma Punta Pasacaballo; el mismo forma un cañón con arrecife y costas acantiladas, y abrasiva con vegetación degradada hacia el sector este. Su canal de entrada se encuentra limitado por dos puntas, al este por Punta Los Colorados situada a los 22° 02'04" Latitud Norte y 80° 26'29" Longitud Oeste y al oeste por Punta Sabanilla ubicada a los 22° 02'28" Latitud Norte y 80° 27'36" Longitud Oeste (Muñoz *et al.*, 2012).

Las formaciones costeras más características de la bahía son: playas rocosas, playas arenosas, manglares, margas y uverales y formaciones boscosas como manigua costera y monte seco. Existe alternancia de costas abrasivas y acumulativas, encontrando las escabrosas y abrasivas hacia el sector oeste con manigua costera y bosque semideciduo seco, las acumulativas en los sectores norte, este y sudeste donde se encuentra enclavada la ciudad de Cienfuegos, (ASC, 1990).

Cuatro ríos vierten sus aguas en la bahía de Cienfuegos: el Caunao, que nace al pie de la Sierra del Escambray; el Arimao, célebre por los granos de oro que en sus arenas encontraron los colonizadores españoles; el Damují, navegable tiempo atrás desde su boca hasta el paso del Lechuzo y el Salado en parte navegable.

La provincia de Cienfuegos como el resto del país esta sujeta a las variaciones estacionales propias del clima tropical, con dos estaciones climáticas bien definidas (Araujo, 1988; Areces, 1986). Un período poco lluvioso entre Noviembre y Abril, con promedio de lluvias entre 1994 y 2001 de 59,6 mm, y otro período lluvioso, con el resto de los meses y un promedio de precipitación 4 veces superior al anterior con 217,6 mm. La salinidad superficial, como variable representativa de los procesos de mezcla del agua dulce proveniente de las cuencas y las precipitaciones, puede agruparse de manera similar a las estaciones climáticas, en tanto la salinidad en el fondo del cuerpo de agua se mantiene invariable la mayor parte del tiempo, (Briantsev y Machado, 1970; Muñoz, 2005).

Todas las características anteriores, corroboran la interpretación histórica y el propio uso que ha tenido este estuario desde su descubrimiento, llegando a ser hoy uno de los puertos de importancia nacional junto al de La Habana y Santiago de Cuba.

2.1.1. Principales características oceanográficas

Mareas:

La marea en la bahía de Cienfuegos tiene un carácter mixto semidiurno e irregular caracterizándose por la ocurrencia diaria de dos pleamares y dos bajamares, con diferencias de alturas entre ellas, según reporta (Portal y Ramírez, 1983). La amplitud media es generalmente inferior a los 30 cm. Es una marea de tipo sinódica, atendiendo a la clasificación de (Duvanin, 1960), ya que las marcadas desigualdades en amplitud y tiempo de ocurrencia se encuentran en función de las fases de la Luna y de su declinación. Cuando se combinan las situaciones en que la Luna posee declinación mínima y se encuentra en fase de Cuarto Menguante o Cuarto Creciente, generalmente se producen las llamadas mareas menores o de cuadratura; mientras que con declinación máxima y en fases de Luna Llena (Novilunio) y de Luna Nueva (plenilunio) ocurren las mareas de mayor amplitud o mareas de sicigia. La tabla 2.1 muestra otras características de la marea en el interior de la bahía de Cienfuegos, a partir de la información de archivos existentes.

Duración del llenante	6 h 39 min
Duración del vaciante	5 h 46 min
Amplitud promedio	$24 \mathrm{~cm}$
Amplitud promedio en sicigia	$31,7~\mathrm{cm}$
Amplitud promedio en cuadratura	14,1 cm

Tabla 2.1: Principales características de la marea en la bahía de Cienfuegos.

Corrientes:

El patrón general de circulación de las aguas de la bahía de Cienfuegos, está gobernado por la interrelación de diversos factores como son: la marea, la intensidad y permanencia del viento, los gradientes de densidad; así como la configuración geográfica de las costas y la topografía del fondo marino. Todos estos fenómenos influyen, en mayor o menor grado, en dependencia de las condiciones meteorológicas imperantes. La configuración en forma de bolsa de la bahía, con una única comunicación con el mar abierto a través de un estrecho y sinuoso canal, le confieren a esta bahía características muy particulares.

Las corrientes originadas por la marea siempre están presentes en la circulación general de la bahía y poseen particular importancia en su canal de entrada, donde las características morfológicas de ser alargado, estrecho y profundo determinan que las corrientes en él sean reversibles (de marea), moderadas y en ocasiones intensas. Durante el flujo, en la zona del canal se observa como penetra agua del mar abierto, con direcciones hacia el norte (N) y velocidades que suelen ser moderadas en las partes más anchas del canal e intensas en las más angostas (Torno Pasacaballo). En las zonas de poca profundidad del interior de la bahía, se observa un debilitamiento considerable de la intensidad de la corriente. En esta zona la influencia de los vientos (corriente residual); el aporte de agua dulce de los ríos, que provoca diferencias de densidades en las aguas; unidos a la configuración del fondo, influyen en el desplazamiento neto; manteniéndose, aunque en menor grado, la influencia de la marea. Durante el reflujo las velocidades son en sentido general, algo más intensas principalmente en el interior del canal. En temporadas de fuertes precipitaciones, es lógico que disminuya la densidad en la superficie del agua de la bahía, creando fuertes gradientes horizontales, que generan un desplazamiento neto de las aguas en superficie hacia el exterior de la bahía. pasando por el canal de entrada. A su vez, por el fondo penetra agua más salada, fría y densa, proveniente del mar abierto. Este tipo de circulación en el estrato superficial y de fondo determina un régimen estuarino. Este proceso puede ocurrir, siempre y cuando el reflujo de la marea sea menos intenso que el flujo aportado por los ríos, es decir que la intensidad de las corrientes de descarga superficial dependerá del volumen de agua dulce escurrida y la intensidad de las corrientes de marea de la capa de fondo oscilará en concordancia con las velocidades antes mencionadas, para mantener el equilibrio o balance acuático de la bahía. Lolo, Fleites, y Alarcón (1980) en una estación ubicada en el medio del canal y cerca del torno de Pasacaballos, observaron velocidades promedio inferiores a los $0.25 m s^{-1}$ y máximas de $0.56 ms^{-1}$ en el estrato superficial, y velocidades medias de $0.33 ms^{-1}$ con máximas de 0.61 ms^{-1} , en el estrato de fondo. En cualquier caso, las velocidades máximas deben ser inferiores a 1,0 ms^{-1} . Cuando sucede, la salida por el estrato superior de agua menos densa y más cálida, provoca un cambio de color del agua que va del blanco lechoso, propio de las aguas interiores, al azul marino intenso que caracteriza a las del agua del mar abierto. En períodos de intensas seguías este fenómeno desaparece.

2.2. Implementación del modelo hidrodinámico en la bahía de Cienfuegos

Para el cálculo de la surgencia se utilizó el modelo hidrodinámico ADCIRC (ADvanced CIRCulation model), el cual resuelve las ecuaciones del movimiento para un fluido en la rotación de la Tierra. Estas ecuaciones están basadas en la ecuación de presión hidrostática y las aproximaciones de Boussinesq. Además han sido discretizadas en el tiempo mediante elementos finitos (EF) y en el espacio con diferencias finitas (DF).

Puede ser implementado para dos dimensiones (2D) o para tres dimensiones (3D). En

cualquiera de los casos la elevación es obtenida a partir de la resolución de la ecuación de continuidad integrada en la profundidad tomando como base las ecuaciones de continuidad de ondas generalizadas (GWCE), mientras que la velocidad es obtenida mediante la solución de las ecuaciones de movimiento en 2D o 3D. ADCIRC utiliza como sistemas de coordenadas el cartesiano, en unidades de longitud, y el esférico, expresado en unidades de latitud y longitud (Luettich, 2000).

El método de EF utilizado por el modelo es una técnica que convierte las ecuaciones del modelo en una forma discreta y permite trabajar mediante el uso de computadoras sobre las irregularidades de mallas no estructuradas.

Se necesita como mínimo para la corrida de este modelo de cuatro archivos de entrada fundamentales:

fort 14: Describe la estructura de la malla de elementos finitos y las condiciones de frontera para la elaboración de la misma. Requiere del número de elementos y de nodos, así como las distribuciones de los arcos, es decir, los que corresponden a ríos, a cayos, la frontera oceánica y la línea costera.

fort 15: Este archivo contiene la mayoría de los parámetros necesarios para la corrida del ADCIRC. Aquí se establecen las condiciones incorporadas por el usuario de acuerdo con los resultados que se pretenden obtener.

fort 20: Se corresponde con los aportes fluviales, estableciendo el caudal de los ríos, así como el tiempo de incremento entre cada flujo.

fort 22: Mediante este archivo se dan los valores de velocidad del viento y presión atmosférica para casos de eventos extremos, como CT y específicamente la obtención de la surgencia. La habilidad de ADCIRC para la incorporación de forzamientos meteorológicos es extremadamente sofisticada.

2.2.1. Ecuaciones del modelo

Ecuación de Continuidad

La ecuación de continuidad es una ecuación diferencial en derivadas parciales no lineal, cuya resolución de forma análitica resulta muy difícil. Es por ello que se recurre a la simplificación de las mismas mediante aproximaciones y consideraciones, como son las ecuaciones de Boussinesq y la aproximación hidrostática (Pond y Pickard, 1983). No siendo suficiente lo planteado anteriormente para la obtención del resultado, se utilizan métodos numéricos cuyas soluciones varían en dependencia de factores como el paso de la rejilla, el grado de detalle

del dominio de cálculo, las condiciones iniciales y de frontera, entre otros aspectos.

Ambas aproximaciones del ADCIRC (2D y 3D) se encargan de resolver la ecuación de continuidad integrada verticalmente para elevaciones en la superficie marina. Con el objetivo de eludir las falsas ocilaciones asociadas a la formulación de elementos finitos de Galerkin, el modelo utiliza las Ecuaciones de Continuidad de Ondas Generalizadas (GWCE) (Luettich y Westerink, 2004).

La ecuación de continuidad integrada en la vertical es:

$$\frac{\delta H}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta x} \left(UH \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(VH \right) = 0 \tag{2.1}$$

donde

[U, V]: Promedio de la velocidad en las direcciones x,y.

$$[U,V] \equiv \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} [u,v] \, dz$$

[u, v]: Variaciones verticales de la velocidad en las direcciones x,y.

 $\{UH, VH\}$: Flujos volumétricos por unidad de longitud.

H: Espesor total de la columna de agua.

$$H \equiv \zeta + h$$

- h: Profundidad batimétrica (distancia desde el nivel medio de la superficie marina hasta el fondo).
- ζ : Elevación de la superficie marina a partir del nivel medio.

Estableciendo una serie de aproximaciones y mediante la aplicación del método de los residuos pesados, que consiste en multiplicar cada término por una función de ponderación ϕ_j e integrar la ecuación horizontalmente sobre el dominio computacional Ω se llega a la conclusión de que dicha función de ponderación reduce la integración a solamente aquellos elementos que contengan al nodo j.

Asumiendo la formulación de EF de Galerkin donde las funciones de base y de ponderación varían linealmente dentro de un elemento, se pueden establecer como constantes las derivadas espaciales y ser sacadas de la integral. La ecuación quedaría de la siguiente manera:

$$\sum_{n=1}^{NE_j} \left\{ \frac{A_n}{12} \left[\sum_{i=1}^3 \varphi_{i,j} \frac{\delta^2 \zeta_i}{\delta t^2} + \overline{\tau}_{o_n} \sum_{i=1}^3 \varphi_{i,j} \frac{\delta \zeta_i}{\delta t} \right] + \frac{g\overline{h}_n}{4A_n} \left[b_j \sum_{i=1}^3 \zeta_i b_i + a_j \sum_{i=1}^3 \zeta_i a_i \right] \right\}_n = 0$$

$$=\sum_{n=1}^{NE_{j}} \frac{1}{2} \left\{ \overline{J}_{x_{n}} b_{j} + \overline{J}_{y_{n}} a_{j} + \overline{Q}_{x_{n}} \sum_{i=1}^{3} \tau_{o_{i}} \frac{b_{i}}{3} + \overline{Q}_{y_{n}} \sum_{i=1}^{3} \tau_{o_{i}} \frac{a_{i}}{3} \right\}_{n} - \sum_{n=1}^{2} \frac{L_{n}}{6} \left\{ \sum_{i=1}^{2} \varphi_{i,j} \left[\frac{\delta Q_{N_{i}}}{\delta t} + \overline{\tau}_{o_{n}} Q_{N_{i}} \right] \right\}_{n}$$
(2.2)

donde

 NE_j : Número de elementos que contienen el nodo j.

 A_n : Área del elemento n.

 ζ_i : Elevación de la superficie marina a partir del nivel medio en el nodo i.

 \overline{h}_n : Profundidad batimétrica promedio sobre el elemento n.

$$\overline{h}_n \equiv \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 h_i$$

 $\overline{\tau}_{o_n}$: Promedio τ_o sobre el elemento n.

$$\overline{\tau}_{o_n} \equiv \frac{1}{3} \sum_{i=1}^{3} \tau_{o_i}$$

 ϕ_j : Función de ponderación horizontal,
igual a 1 en el nodo j y cero en todos los demás nodos, varía linealmente entre nodos adyacentes.

 L_n : Longitud del elemento n.

 $[J_{x_n}, J_{y_n}]$: Promedio de $[J_x, J_y]$ sobre el elemento n.

$$[J_{x_n}, J_{y_n}] \equiv \frac{1}{3} \sum_{i=1}^{3} [J_{x_i}, J_{y_i}]$$

 $\left[Q_{x_n},Q_{y_n}\right]$: Promedio de Q_x,Q_y sobre el elemento n.

$$[Q_{x_n}, Q_{y_n}] \equiv \frac{1}{3} \sum_{i=1}^{3} [Q_{x_i}, Q_{y_i}]$$

 $\left[x_{i},y_{i}\right]$: Coordenadas horizontales del nodo i.

$$\begin{bmatrix} \frac{\delta\phi_j}{\delta x}, \frac{\delta\phi_j}{\delta y} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{b_j}{2A_n}, \frac{a_j}{2A_n} \end{bmatrix}$$
$$a_1 \equiv x_3 - x_2; \ a_2 \equiv x_1 - x_3, \ a_3 \equiv x_2 - x_1$$
$$b_1 \equiv y_2 - y_3; \ b_2 \equiv y_3 - y_1, \ b_3 \equiv y_1 - y_2$$

$$\varphi_{i,j} \equiv \begin{cases} 1 & \text{si} \quad i \neq j \\ 2 & \text{si} \quad i = j \end{cases}$$
$$\left(\frac{\delta\phi_j}{\delta x}\right)_n = \frac{1}{2A_n} \sum_{i=1}^3 \xi_i b_i$$
$$\left(\frac{\delta\phi_j}{\delta y}\right)_n = \frac{1}{2A_n} \sum_{i=1}^3 \xi_i a_i$$

La ecuación 2.6 presenta la solución discretizada espacialmente para la elevación en el nodo j. Su discretización en el tiempo se realiza utilizando un esquema temporal de tres niveles: (s-1) para el pasado, (s) para el presente y (s + 1) el futuro:

$$\frac{\delta^2 \zeta_i}{\delta t^2} = \frac{\zeta_i^{s+1} - 2\zeta_i^s + \zeta_i^{s-1}}{\Delta t^2}$$
$$\frac{\delta \zeta_i}{\delta t} = \frac{\zeta_i^{s+1} - \zeta_i^{s-1}}{2\Delta t}$$
$$\zeta_i = \alpha_1 \zeta_i^{s+1} + \alpha_2 \zeta_i^s + \alpha_3 \zeta_i^{s-1}$$

Ecuación de Movimiento

Esta ecuación es una ecuación diferencial en derivadas parciales que tanto en la aproximación de 2D como en la de 3D lo que se hace es sustituir las ecuaciones de movimiento integradas en la vertical en la ecuación de continuidad para formar las GWCE, las cuales son resueltas para determinar la nueva elevación libre en la superficie marina. La versión en 2D resuelve las ecuaciones del movimiento para determinar la velocidad promediada en la profundidad. Su forma no conservativa se muestra a continuación:

$$\frac{\delta U}{\delta t} + U \frac{\delta U}{\delta x} + V \frac{\delta U}{\delta y} - fV = -g \frac{\delta \left[\zeta + P_s/g\rho_0 - \alpha\eta\right]}{\delta x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{H\rho_0} + \frac{M_x - D_x - B_x}{H} \\
\frac{\delta V}{\delta t} + U \frac{\delta V}{\delta x} + V \frac{\delta V}{\delta y} - fU = -g \frac{\delta \left[\zeta + P_s/g\rho_0 - \alpha\eta\right]}{\delta y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{H\rho_0} + \frac{M_y - D_y - B_y}{H} \\
\end{cases}$$
(2.3)

donde:

- P_s : Presión atmosférica al nivel del mar.
- ρ_0 : Densidad de referencia del agua.
- f: Parámetro de Coriolis.

$$f = 2\Omega \sin \phi$$
 donde $\Omega = 7,24212 \times 10^{-5} rads^{-1}$

 ϕ : Grados de latitud.

 Ω : Velocidad angular de la Tierra.

 $\{\tau_{sx},\tau_{sy}\}$: Componentes de la tensión superficial.

 $\{\tau_{bx}, \tau_{by}\}$: Componentes de la tensión de fondo.

 $\left\{ H_{\tau_{xx}}, H_{\tau_{xy}}, H_{\tau_{yy}} \right\}$: Tensiones laterales integradas verticalmente.

- ρ : Variación de la densidad del agua debido principalmente a las variaciones de temperatura y salinidad.
- η : Equilibrio newtoniano del potencial de la marea.
- α : Reducción en el campo gravitatorio durante las mareas.

 $\{D_x, D_y\}$: Términos de difusión/ dispersión de la ecuación de movimiento en 2DDI.

$$D_x \equiv \frac{E_h}{H} \left[S^2 \frac{\delta^2 U H}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 U H}{\delta y^2} \right]$$
$$D_y \equiv \frac{E_h}{H} \left[S^2 \frac{\delta^2 V H}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 V H}{\delta y^2} \right]$$

 E_h : Viscosidad turbulenta horizontal.

 $\{B_x,B_y\}$: Términos del gradiente de presión baroclínica integrados en la vertical.

$$B_x \equiv \frac{g}{H} \int_{-h}^{\zeta} b_x \, dz$$
$$B_y \equiv \frac{g}{H} \int_{-h}^{\zeta} b_y \, dz$$

 $\{b_x,b_y\}$: Gradientes de presión baroclínica.

$$b_x \equiv g \frac{\delta}{\delta x} \int_z^{\zeta} \frac{(\rho - \rho_0)}{\rho_0}$$
$$b_y \equiv g \frac{\delta}{\delta y} \int_z^{\zeta} \frac{(\rho - \rho_0)}{\rho_0}$$

 $\{M_x, M_y\}$: Gradientes de tensión lateral integrados en la vertical.

$$M_x \equiv \frac{\delta H_{\tau_{xx}}}{\delta x} + \frac{\delta H_{\tau_{yx}}}{\delta y}$$
$$M_y \equiv \frac{\delta H_{\tau_{xy}}}{\delta x} + \frac{\delta H_{\tau_{yy}}}{\delta x}$$

2.2.2. Dominio computacional

La modelación de la superficie marina necesita de una batimetría lo más densa posible, es por eso que para la creación de la malla se utilizan principalmente métodos de interpolación simples, estableciendo así mejores condiciones de cómputo a la hora de realizar la simulación. Entre los métodos a emplear se encuentran: interpolación lineal, vecino más cercano, inverso de la distancia, entre otros. Para la generación de la malla se utilizó el método de interpolación lineal, debido a la rapidez en los cálculos y a las condiciones de cómputo con que se contaba.

Los puntos batimétricos son primeramente triangulados mediante una red irregular de triangulación. Si se asume que la superficie varía linealmente a través de cada triángulo, se puede decir que la misma se encarga de interpolar los puntos batimétricos a toda la malla, hasta llegar a la línea costera. La ecuación 2.4, es definida por los tres vértices del triángulo como se muestra a continuación:

$$Ax + By + Cz + D = 0 \tag{2.4}$$

donde A, B, C y D son computarizados a partir de las coordenadas de los tres vértices $(x_1, y_1, z_1), (x_2, y_2, z_2)$ y (x_3, y_3, z_3) .

$$A = y_1(z_2 - z_3) + y_2(z_3 - z_1) + y_3(z_1 - z_2)$$

$$B = z_1(x_2 - x_3) + z_2(x_3 - x_1) + z_3(x_1 - x_2)$$

$$C = x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)$$

$$D = -Ax_1 - By_1 - Cz_1$$

La ecuación del plano también puede escribirse como se muestra en la ecuación 2.5, la cual es utilizada para calcular la elevación del nivel del mar en cada punto de los triángulos:

$$z = f(x, y) = -\frac{A}{C}x - \frac{B}{C}y - \frac{D}{C}$$

$$(2.5)$$

Para la construcción de la rejilla de cálculo o dominio computacional se digitalizó la carta náutica del puerto de Cienfuegos British Admiralty Chart de 1992, escala 1:50000. Se digitalizaron todas las isobatas y puntos batimétricos, el rango de profundidad de la batimetría es de 48 a 1 m. El dominio computacional considera todos los accidentes geográficos de la bahía de Cienfuegos y el litoral adyacente e incorpora nuevos datos batimétricos resultantes de los estudios para el emplazamiento del polo petroquímico de Cienfuegos.



Figura 2.2: Dominio computacional para la bahía de Cienfuegos.

El dominio computacional resulta en una rejilla no estructurada que posee un paso que oscila entre 50 y 5000 m, contando con 7909 elementos y 4637 nodos. Incluye las islas interiores, el canal, una frontera oceánica de tipo circular y las fronteras correspondientes a los ríos. En la frontera oceánica se impuso como condición inicial la marea, mientras que en las fronteras de los ríos se impusieron flujos constantes, figura 2.2. El paso temporal utilizado fue de 4 s.

La alta resolución permitida por el modelo ADCIRC aumentó grandemente la densidad de la malla en los puntos de mayor interés, siendo dicha resolución 2 veces mayor que la utilizada por Muñoz (2012) en su tesis doctoral y 100 veces mayor que la utilizada por el MONSAC3 para el cálculo de la surgencia, (Salas *et al.*, 2003).

2.2.3. Forzantes del modelo

Marea

Las mareas son oscilaciones periódicas del nivel del mar, cuya ecuación (2.6) se resume en una serie temporal obtenida mediante un desarrollo de Fourier o desarrollo armónico. Las mismas son provocadas debido a las fuerzas de atracción gravitacional que la Luna y el Sol ejercen sobre las partículas líquidas de los océanos. La fuerza generadora de la marea deriva de un potencial llamado potencial generador de mareas. El resultado del desarrollo de ese potencial en polinomios de Legendre es una serie de componentes armónicos dependientes del tiempo y de la distancia hasta el astro (Luna o Sol). Además, se descompone esta última en una suma finita de movimientos periódicos simples dependientes de las coordenadas celestes (declinación del astro, ángulo horario, latitud terrestre).

Bajo estas condiciones, Lord Kelvin enunció que cada una de las fuerzas elementales del desarrollo anterior genera una variación sinusoidal simple de la superficie del océano. Esta interpretación del origen de las mareas lleva a considerar que ellas son generadas por una multitud de astros ficticios de masas diferentes que se mueven en el plano ecuatorial terrestre y a diferentes períodos de revolución. De esta manera, cada una de las fuerzas elementales crea una onda de marea y cada una de las variaciones elementales del nivel del agua que resulta se conoce como componente armónica. Las principales componentes tienen periodicidad diurna o semidiurna. Se describe el proceso como:

$$\eta = \sum_{i=1}^{N} A_i \cos\left(\omega_i t + \alpha_i\right) \tag{2.6}$$

donde:

 $\eta(t)$: Altura del agua en el instante t.

 $\{A_i, \omega_i, \alpha_i\}$: Amplitudes, Frecuencias y Fases respectivas de las N componentes armónicas que se utilizan para ajustar la serie temporal.

La marea es normalmente impuesta por ADCIRC mediante la variación espacial en el tiempo de los niveles de agua a través de las fronteras abiertas en el dominio del modelo. Este modelo hidrodinámico también incluye términos extras que representan la marea potencial newtoniana y correcciones en la recepción de datos de la misma y en los factores determinantes en su oscilación. Estos términos aparecen en la ecuación de movimiento como gradientes espaciales sustraídos del gradiente espacial de la elevación de la superficie libre. En áreas de plataformas continentales el gradiente de la elevación de la superficie libre es mucho más grande que los términos extras, y por consiguiente estos son despreciados. Sin embargo este gradiente suele ser muy pequeño en aguas profundas, lo que significa que al ser incluidas en el modelo grandes áreas de aguas profundas, estos términos pasarían a ser significativos.

En la bahía de Cienfuegos la marea tiene un carácter semidiurno e irregular, con amplitud media de 0,27 m (Muñoz *et al.*, 2012).

Para la simulación de la marea se utilizaron los 13 constituyentes utilizados en ADCIRC para el analisis de armónicos (tabla 2.2). En cuanto a la base de datos se utilizó LeProvost (Mukai, Westerink, Luettich, y Mark, 2002), que es una actualización con datos batimétricos obtenidos de las Cartas Náuticas Digitalizadas (DNC) de la base de datos de marea (ETOPO5). Las diferencias existentes entre estas dos fuentes a menudo provocan valores inciertos a lo largo de las pendientes continentales y en zonas de aguas poco profundas como la vecindad de las Bahamas. Esta actualización de la batimetría impactó dramáticamente en los cálculos de la marea, partiendo de que las nuevas características incorporadas impedían el intercambio de agua entre el océano Atlántico y el Golfo de México, forzándola a viajar a través de muchos canales estrechos entre Cuba y las orillas de Gran Bahamas. Islas adicionales y la redefinición de la batimetría en niveles del mar ubicados en la región oriental del mar Caribe, también restringen el flujo a medida que se acerca a las zonas costeras cubanas, alterando así la dinámica de las mareas y afectando el intercambio entre el Mar Caribe y el Golfo de México. En la bahía de Cienfuegos cabe destacar que la señal de marea simulada se asemeja a datos reales de observaciones tomando como referencia el año 2014.

Constituyentes de la marea	Amplitud	Frecuencia	Fase
2N2	0	0.0001378796	122.3
K1	0.141565	0.0000729211	286.4
K2	0.030704	0.0001458423	30.2
L2	0	0.0001431581	52.6
M2	0.242334	0.0001405189	88.4
MU2	0	0.0001355937	72.2
N2	0.046398	0.0001378796	82
NU2	0	0.0001382329	83.6
01	0.100514	0.0000675977	329.6
P1	0.046834	0.0000725229	290
Q1	0.019256	0.0000649585	334.2
S2	0.112841	0.0001454441	32.6
T2	0	0.0001452450074	88.4

Tabla 2.2: Constituyentes de la marea aplicadados en el análisis de armónicos de ADCIRC.

Se simuló la marea por el período de un año y se seleccionó una ventana de cuatro días aproximadamente del mes enero la cual se comparó con datos reales del mismo período. Se utilizaron los estadígrafos Coeficiente de Correlación (r), Error Cuadrático Medio Estándar (RMSE), la Desviación de la Señal (BIAS) y el Índice de Acuerdo (IOA), (Willmott *et al.*, 1985; Willmott y Matsuura, 2006).

Aportes fluviales

El modelo ADCIRC permite la especificación de las condiciones de frontera consistentes en flujos normales a través de fronteras terrestres (flujo cero) y de ríos (flujo desigual de cero). Para todas las fronteras de circulación, el flujo integral en la ecuación de continuidad es evaluado con el utilizado en el modelo (cero, especificado o calculado). Si el flujo es aplicado como una condición de frontera esencial con combinación tangencial, la dirección normal de las ecuaciones de movimiento (obtenida mediante la reorientación de las x/y ecuaciones de movimiento dentro de las direcciones normales-tangenciales) es eliminada y la velocidad normal es obtenida de dividir el flujo normal por unidad de amplitud (cero, especificado o calculado) entre la altura total de la columna de agua. En caso contrario (flujo esencial sin combinación tangencial) ambas ecuaciones de movimiento son eliminadas. La velocidad tangencial es igual a cero y la velocidad normal es obtenida igual que en el caso anterior. Esta última condición sólo es matemáticamente justificable si el término de viscosidad horizontal es usado en la simulación y físicamente justificable si las capas fronterizas horizontales están lo suficientemente resueltas.

El modelo fue implementado para aportes fluviales constantes, introducidos a la bahía cada períodos de una hora aproximadamente. Se tomaron en cuenta los cuatro ríos fundamentales que desembocan en la bahía de Cienfuegos, además del arroyo Inglés. Los valores de entrada al modelo son obtenidos a partir del caudal de cada uno de ellos, la cantidad de nodos que presentan en su frontera y la profundidad en los mismos (2.7).

$$\sum_{i=1}^{N} P_i N_i = \Phi_T \tag{2.7}$$

donde:

 P_i : Profundidad en cada nodo i.

 N_i : Cantidad de nodos i en la frontera.

 Φ_T : Flujo neto en cada nodo i.

La tabla que se muestra a continuación brinda los flujos constantes de cada río para el régimen hídrico medio, Tabla 2.3. Esto se hace corresponder con los períodos de ocurrencia de los huracanes estudiados.

La incorporación de los ríos a la surgencia ya obtenida en la tesis de grado de Machín (2014), constituyó un paso de avance en la integración de los procesos físicos que la determinan,

Ríos	Medio
Damují	12,4
Caunao	7,24
Arimao	3,84
Salado	1,74
Inglés	1,00

Tabla 2.3: Aportes fluviales considerados para cada río en el régimen hídrico medio.

quedando pendiente el acople de ADCIRC con un modelo de oleaje, como fue descrito en el mismo trabajo.

2.3. Modelo paramétrico de la trayectoria de un huracán

Los huracanes constituyen uno de los fenómenos atmosféricos más difíciles de predecir y describir. Elementos como las mediciones del viento desde plataformas en superficie, imágenes de satélite y aviones de reconocimiento están disponibles durante los ciclones tropicales, pero son insuficientes para describir los cambios constantes y en tres dimensiones de las estructuras del campo de viento durante su existencia. En la práctica, ingenieros y científicos acuden con frecuencia al uso de modelos paramétricos para aproximar la estructura bi-dimensional del viento a los de un huracán (Martino, Cheung, A., y Houston, 2001).

Lo esencial para un modelo paramétrico es la representación básica del flujo de viento en un huracán estacionario, por círculos concéntricos. La velocidad del viento es cero en el núcleo u ojo del huracán y aumenta radialmente hacia afuera hasta alcanzar el R_{mw} y luego comienza a disminuir a medida que se aleja de esta distancia (Martino *et al.*, 2001).

2.3.1. Modelo paramétrico de Holland

Para las estimaciones de la velocidad del viento y presión en los ciclones tropicales se utiliza el modelo de Holland (1980) y sus posteriores refinamientos (Martino *et al.*, 2001; Holland, 2007).

Holland (1980) da las expresiones del campo de viento y presión a partir del radio de los vientos máximos (R_{mw}) y la presión en el ojo (P_c) .

$$P(r) = P_c + e^{-\left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B} (P_n - P_c)$$
(2.8)

donde

- r: Distancia radial medida desde el ojo del huracán.
- P_r : Presión a la distancia r.
- P_n : Presión atmosférica tomada como referencia.
- B: Parámetro que debe ser estimado empíricamente.

Según (Harper y Holland, 1999) el parámetro B puede ser estimado a partir de la presión en el ojo P_c según la ecuación 2.9 y sus valores oscilan entre 1 < B < 2,5:

$$B = 2 - \frac{P_c - 900}{160} \tag{2.9}$$

Por otro lado la velocidad del viento a la distancia r V_r se obtiene a partir de la siguiente fórmula:

$$V_r = \sqrt{\frac{B(P_n - P_c)}{\rho} \left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B} e^{-\left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B} + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}$$
(2.10)

donde

f: Parámetro de Coriolis.

 ρ : Densidad del aire.

Los modelos paramétricos de viento asumen un patrón circular del flujo del viento y no detallan adecuadamente las direcciones reales del viento superficial, las cuales debido a la fricción en superficie se orientan hacia el centro de la tormenta (Martino *et al.*, 2001). Es por eso que para la determinación de la dirección de los vientos ($\beta(r)$) a la distancia r se utilizó la formulación de Sobey, Harper, y Stark (1977):

$$\beta(r) = 10^{\circ} \frac{r}{R_{mw}} \quad para \quad 0 < r < R_{mw}$$

$$\beta(r) = 10^{\circ} + 75^{\circ} \left(\frac{r}{R_{mw}} - 1\right) \quad para \quad R_{mw} < r < 1, 2R_{mw}$$

$$\beta(r) = 25^{\circ} \quad para \quad r > R_{mw}$$

$$\left. \right\}$$

$$(2.11)$$

En las ecuaciones 2.11 se ha utilizado el radio de vientos máximos R_{mw} . Para la estimación de este parámetro existen varios métodos tanto empíricos como por mediciones de satélite como los expuestos en (Simpson y Riehl, 1981; Hsu y Yan, 1998; Rouge, 2002; Blanchard y Hsu, 2005). Mediante la comparación de estas fórmulas con datos *in situ* se ha llegado a la conclusión de que estos modelos paramétricos dan una representación adecuada del campo de viento y presión (Martino *et al.*, 2001). Utilizando los criterios de Cruz *et al.* (2012) y de Córdova y González (2012) se ajustan los parámetros a las condiciones de cada huracán mediante un script en MATLAB que interpola los valores de los campos de viento y presión para todos los nodos de la rejilla. Estos modelos no tienen en cuenta el viento que actúa fuera del huracán, por lo cual se necesita la realización de posteriores refinamientos como son la inclusión de los factores que contribuyen a la asimetría del organismo (Cruz et al., 2012).

2.4. Breve descripción sinóptica de los casos de estudio

Los huracanes analizados se corresponden con los que han pasado por la provincia de Cienfuegos o cercanos a la misma en los últimos 20 años. Se escogieron casos de estudio que presentaran trayectorias cercanas a la bahía, ya que así la ocurrencia del fenómeno de surgencia se hacía inminente. A continuación se muestran los casos de estudio seleccionados:

- Lili (corridas para los meses de septiembre octubre de 1996) .
- Michelle (corridas para los meses de octubre noviembre de 2001).
- Dennis (corridas para los meses de junio julio de 2005).

Los datos de velocidad del viento y presión a lo largo de la trayectoria de cada huracán fueron extraídos de la Lista de Trayectorias de Tormentas Tropicales del Atlántico Norte (1851 - 2006), (Moshinsky *et al.*, 2014), mientras que la simulación de la surgencia con el ADCIRC se realiza durante el período de transito del huracán por la provincia de Cienfuegos. A continuación se describen cada uno de los huracanes casos de estudio.

Huracán Lili

Este organismo se formó en el seno de una Onda Tropical en el Caribe occidental, muy cerca de Cabo Gracias a Dios. El día 17 de octubre alcanza la categoría 1 a 53 Km de Punta del Este (Isla de la Juventud) con un rumbo próximo entre el norte noreste (NNE) y el noreste (NE) (figura 2.3). En la madrugada del día siguiente el huracán inclina su movimiento casi al este (E), aproximándose a Bahía de Cochinos, con una velocidad de traslación cercana a los 15 Km/h. El centro de mínima presión del vórtice de Lili entra al territorio insular aproximadamente a las 8:00 am, por un punto situado entre Playa Larga y Playa Girón, específicamente entre Punta Perdiz y la Caleta del Rosario en la costa oriental de Bahía de Cochinos. Continúa su movimiento estable en dirección este noreste (ENE), sobre la ciénaga oriental de Zapata, Cienfuegos y Villa Clara.

A las 9:00 am, el centro del huracán se encontraba en el extremo occidental de la provincia de Cienfuegos, en los límites entre los municipios de Aguada y Abreus. En horas de la tarde se registró sobre la provincia de Cienfuegos una presión mínima central de 980,9 HPa reportándose una racha máxima de viento de 166 Km/h.



Figura 2.3: Trayectoria del huracán Lili. (Sardiñas *et al.*, 2009)

Es en las provincias de Cienfuegos y Matanzas donde se produce el mayor tiempo de permanencia de vientos huracanados, lo cual justifica las afectaciones ocurridas en la porción sur de estos territorios. El Lili fue un huracán extenso (aproximadamente 250 Km de diámetro), en extremo lluvioso y de lento desplazamiento, por lo cual provocó fuertes afectaciones a la agricultura y a la vivienda (Sardiñas *et al.*, 2009).

Huracán Michelle

El huracán Michelle se desarrolló a partir de la Depresión Tropical #15 de la temporada 2001, surgida en el seno de una Onda Tropical en el mar Caribe occidental el 29 de octubre. Su trayectoria se muestra en la figura 2.4.

El día 2 de noviembre en la mañana, ya en el mar, Michelle alcanza la condición de huracán Categoría 1 y en la tarde del mismo día la Categoría 2. A partir de ese día inclina el rumbo al NE, se intensifica muy rápidamente y el día 3 en la mañana ya es categoría 4 con un movimiento que lo aproximaba cada vez más a Cuba. Su organización disminuye debido a fuertes corrientes del suroeste asociados a una onda superior en alturas de 8-10 Km, pero sin perder su condición de huracán de Gran Intensidad impacta en una zona muy próxima a Bahía de Cochinos alrededor de las 6:50 pm con vientos máximos de 210 Km/h. En tierra Michelle inclina el rumbo más al ENE, disminuyendo algo en fuerza y organización, su centro pasó sobre Rodas provincia de Cienfuegos, para estar a las 10:00 pm en las cercanías de Lajas, muy próximo al límite entre las provincias de Cienfuegos y Villa Clara; sus vientos máximos



Figura 2.4: Trayectoria del huracán Michelle. (Sardiñas *et al.*, 2009)

eran de 175 Km/h, por lo que era en ese momento un huracán categoría 2.

Michelle se debilitó considerablemente al entrar a tierra, sobre la provincia de Cienfuegos pasó realmente como un Categoría 2. Este debilitamiento se produjo debido a que el organismo transitaba por un proceso de extratropicalización o pérdida gradual de características tropicales, lo que fue evidente al notar que los vientos del sector izquierdo fueron en general más fuertes y extensos que los del sector derecho.

En la zona de Punta Castaño, Cienfuegos, el mar alcanzó alturas estimadas por encima de tres metros. Entre las 9 y 10 de la noche, una vez que se implantaron los vientos del Suroeste con rachas superiores a 100 Km/h, se afectó toda el área del Malecón de Cienfuegos, arrancando y tirando al suelo a gran parte del mismo. Se produjeron inundaciones costeras en los barrios de Reina, O'Bourke y Laredo. En la Laguna del Cura y en la bahía de Cienfuegos el nivel medio del mar aumentó en 1,5 m, tomando como referencia a los muelles Real y el de GeoCuba, en Cayo Loco (Sardiñas *et al.*, 2009).

Huracán Dennis

El huracán Dennis se formó a partir de la cuarta Depresión Tropical, la cual se gestó en el seno de una fuerte onda tropical en la tarde del 4 de julio a unos 95 Km al este de Granada, grupo sur de las Antillas Menores. En la figura 2.5 se puede observar la trayectoria que tomó el huracán.



Figura 2.5: Trayectoria del huracán Dennis. (Sardiñas *et al.*, 2009)

La depresión se movió al oeste (W) por la periferia de la dorsal subtropical con ganancia en organización e intensidad. En la mañana del siguiente día se clasificó como la tormenta tropical Dennis, a la vez que inclinaba la trayectoria hacia el oeste noroeste (WNW). En su traslado por aguas cercanas a Cuba fue ganando en intensidad y llegó a ser un huracán de categoría 4 reportándose una presión mínima de 951 HPa y vientos máximos de 220 Km/h.

Con movimiento entre el WNW y el NW a razón de unos 28 Km/h cruzó en la noche del día 7 por la provincia Granma donde se registraron vientos sostenidos con velocidades de hasta 70 Km/h, superiores en rachas y la altura de las olas reportadas fue superior a los 6 m.

Se debilitó al cruzar la provincia de Granma pero recuperó su intensidad al trasladarse sobre la zona sur de Cuba, llegando a penetrar por un punto justo al W de Punta Mangles Altos, Matanzas con categoría 4 el día 8 a la 1:30 pm.

Sobre el territorio matancero, se dirigió en un rumbo entre el WNW y el NW con una velocidad de traslación de 21 Km/h. Su centro pasó por la Ciénaga de Zapata muy cerca de los municipios cienfuegueros Abreus y Aguada de Pasajeros y del municipio matancero Jagüey Grande; además cruzó por Calimete y Unión de Reyes.

Los vientos huracanados de Dennis al pasar cerca de Cienfuegos se extendieron en promedio hasta unos 40 Km a la derecha de la trayectoria afectando Cumanayagua, Cienfuegos, Abreus, Aguada de Pasajeros, el sur de Rodas y de Palmira. En el resto de la provincia, se mantuvieron

con fuerza de Tormenta Tropical. La estación meteorológica de Cienfuegos reportó una racha máxima de 158 Km/h (NE), Aguada de Pasajeros 192 Km/h (SE), Topes de Collantes 165 Km/h (E), Trinidad 190 Km/h (SE), Santo Domingo 117 Km/h (ESE) y el Yabú 95 Km/h(E). Una estación meteorológica automática ubicada en Abreus reportó una racha máxima de 189,9 Km/h de región ENE. La presión mínima registrada en Cienfuegos fue de 982,1 HPa a la 1:00 pm y en Aguada de Pasajeros fue de 977,9 HPa a las 4:00 pm (hora local).

El huracán Dennis afectó a 10 provincias cubanas, causando daños de consideración, especialmente en la provincias de Granma y Cienfuegos, afectando a 175615 viviendas, de las cuales destruyó 28082, una cifra superior al Huracán Michelle de 2001. También fue responsable de manera directa de 41 muertes - 22 en Haití, 16 en Cuba y 3 en los Estados Unidos (Sardiñas *et al.*, 2009).

2.5. Puntos de observación

Se establecen dos grupos de puntos de observación. Los primeros se distribuyen de acuerdo al conocimiento del nivel de afectación que provocan los huracanes en las zonas costeras de significativa importancia para la economía, la sociedad y el medio ambiente. Se establecen 6 puntos de observación, de los cuales 4 se encuentran ubicados en la zona poblacional, 1 en el centro de la bahía y otro en la parte exterior como se muestra en la figura 2.6. Los mismos son utilizados en el análisis de los campos de sobreelevación por marea y surgencia, con el fin de conocer el valor de la elevación de la superficie marina en cada uno de ellos y así poder predecir los daños en una zona específica ante el paso de un ciclón tropical. Como se puede observar 4 de los puntos se ubican en la costa nororiental de la bahía de Cienfuegos, debido a que en esta porción de la bahía se encuentra la mayor densidad poblacional, además de los principales objetivos socio-económicos de la provincia. En cambio los otros dos se corresponden con la oscilación de la señal de marea desde el exterior hacia el interior de la bahía, para comprobar que ocurre con dicha señal durante su paso por el estrecho canal de entrada a la bahía.

El segundo grupo de puntos se corresponde con los ubicados en los ríos que desembocan en la bahía de Cienfuegos con el fin de evaluar el aporte de los mismos a la dinámica de las aguas, figura 2.6. Los mismos son utilizados para el análisis de los aportes fluviales, y su influencia en la sobreelevación del nivel del mar. Estos cinco puntos se trataron de ubicar a la salida de los ríos, para evaluar el impacto que generan los mismos en la señal de marea y ver su influencia en el cálculo de la surgencia.

En general todos los puntos contribuyen a las observaciones de la marea, los aportes fluviales



Figura 2.6: Puntos de observación para el análisis de la surgencia en la bahía de Cienfuegos.

y la surgencia, con el fin de obtener los campos de sobreelevación para cada uno de ellos, y así establecer las áreas de mayor afectación ante el paso de un evento meteorológico extremo, en este caso los ciclones tropicales.

Conclusiones del Capítulo

Se obtiene una malla computacional no estructurada que incluye las fronteras de los ríos mediante la interpolación lineal sobre una superficie irregular de triangulación.

La elevación es calculada mediante la resolución de la ecuación de continuidad integrada en la profundidad, mientras que la velocidad es obtenida mediante la solución de las ecuaciones de movimiento.

Los forzantes del modelo (marea y aportes fluviales) son especificados en las condiciones de frontera introducidas en el modelo de circulación ADCIRC.

Se incorporan los aportes fluviales al cálculo de la sobreelevación del nivel del mar, como fue recomendado por Machín (2014) en su tesis de grado.

Análisis de los resultados

3.1. Análisis de la marea

En la figura 3.1 se muestra la oscilación de la marea para un período de un mes (en horas) en dos puntos de observación específicos, uno situado en el interior de la bahía y otro en la zona exterior.



Figura 3.1: Comportamiento de la señal simulada de la marea dentro y fuera de la bahía.

Obsérvese la existencia de un pequeño retardo y disminución de la amplitud en la señal que llega al interior de la bahía, la amplitud media oscila entre los 0, 25 y 0, 30 m lo cual es comparable con estudios previos obtenidos por Muñoz *et al.* (2012). Por otro lado, el análisis en 24 horas de la marea muestra su carácter semidiurno con dos bajamares y dos pleamares, las primeras con un tiempo aproximado de 6 horas y las segundas con un tiempo de 7 horas. A pesar de ser un valor pequeño, en casos de CT, la ocurrencia de surgencia aportaría algo más a una elevación que por sí sola ya constituye una amenaza para las zonas costeras y la sociedad.

En los períodos correspondientes al paso de los huracanes Lili, Michelle y Dennis se simuló la marea, la cual se utilizará más adelante en el cálculo de la sobreelevación del nivel del mar. En la tabla 3.1 se muestran las amplitudes de marea durante cada caso de estudio, presentando una mayor amplitud durante los huracanes Michelle y Dennis, lo que pudo estar condicionado por períodos de pleamar (marea alta).

Huracán	Amplitud de la marea (m)
Lili, 1996	0,30
Michelle, 2001	0,36
Dennis, 2005	0,37

Tabla 3.1: Amplitud de la marea para cada uno de los casos de estudio.

En la figura 3.2 la comparación entre la señal de marea simulada y la real medida en Punta Cotica, muestra un IOA de 0,8, un coeficiente de correlación r = 0,79 y un RMSE de 6,86; lo cual expresa el grado de fiabilidad del modelo para la reproducción de la marea.



Figura 3.2: Señal original y predicha en Punta Cotica, punto situado en el interior de la bahía. Senal

El patrón de circulación de las corrientes de marea se corresponde con lo reportado en estudios previos (Tomzack y García, 1975; Ochoa, 1977; Muñoz, 2012), siendo las areas de mayor interés el canal de entrada a la bahía y el bajo de la Cueva.

Las corrientes originadas por la marea siempre están presentes en la circulación general de la bahía y poseen particular importancia en su canal de entrada, donde las características morfológicas de ser alargado, estrecho y profundo determinan que las corrientes en él sean reversibles (de marea), moderadas en las partes más anchas, e intensas en las más angostas (Torno Pasacaballo). También en zonas de poca profundidad en el interior de la bahía se observa un debilitamiento considerable de la intensidad de la corriente, como se muestra en la figura 3.3. El patrón de circulación de las corrientes de marea se corresponde con lo reportado en estudios previos (Tomzack y García, 1975; Ochoa, 1977; Muñoz, 2012), afianzándose como las áreas de mayor interés el canal de entrada a la bahía y el bajo de la Cueva.



Figura 3.3: Comportamiento de la velocidad de las corrientes de marea desde zonas del interior del canal hasta el interior de la bahía de Cienfuegos.

El análisis de todos los puntos de observación revela como la velocidad se reduce del canal al interior de la bahía desde 0, 10 a 0,003 m/s (figura 3.3).

En el lóbulo norte durante el flujo o llenante las aguas entran en dirección noroeste y giran contrario a las manecillas del reloj, bañando la costa occidental de la ciudad, para luego salir en dirección al canal de entrada de la bahía. En el lóbulo sur por el contrario las aguas al entrar toman dirección noreste, giran en el sentido de las manecillas del reloj y buscan el canal de entrada de la bahía (figura 3.4). Durante el vaciante la circulación superficial es hacia el canal de entrada en toda la bahía (figura 3.4).

Como se puede observar en la figura 3.4, la velocidad de las corrientes de marea alcanza valores medios de 0,16 m/s. Esto ocurre debido a que se está utilizando un modelo bidimensional que toma en cuenta la velocidad promediada de la columna de agua en la capa superficial.



Figura 3.4: Dirección predominante de las corrientes de marea durante los períodos de llenante y vaciante. a) Período de llenante. b) Período de vaciante.

La oscilación de la velocidad de la corriente de marea depende del tiempo en que la masa de agua impacta sobre la zona costera, por lo que un modelo en tres dimensiones sería de mayor utilidad. Al ser el objetivo de este trabajo la modelación de la surgencia, se esta considerando la influencia del arrastre superficial del viento en la variación vertical de la columna de agua, al paso de un ciclón tropical. Es por eso que un modelo bidimensional respondería a los objetivos propuestos, constituyendo una buena aproximación cercana a la realidad. En períodos de llenante y vaciante, la velocidad de las corrientes de marea alcanza sus máximos valores en la zona perteneciente al canal de entrada a la bahía, figura 3.5.



Figura 3.5: Velocidad de las corrientes de marea durante los períodos de llenante y vaciante. a) Período de llenante. b) Período de vaciante.

En la figura 3.5 se puede apreciar como en la fase de vaciante existe una mayor velocidad

en el interior del canal de entrada a la bahía, lo cual es producto de la confluencia de la marea hacia el mismo (Tomzack y García, 1975; Ochoa, 1977). El máximo valor de velocidad alcanzado en esta situación es 0,13 m/s, destacándose la zona más estrecha del canal de entrada como la de mayor velocidad de las corrientes, figura 3.5.

3.2. Análisis de los aportes fluviales

La presencia de los ríos en ambos lóbulos de la bahía influye de manera directa sobre el patrón de circulación superficial. En el lóbulo norte el aporte del río Damují favorece el movimiento de las aguas hacia el canal y en igual medida sucede en el lóbulo sur con el aporte del río Caunao, la presencia del bajo entre Cayo Carenas y Punta La Cueva, marca un área de conjunción de las aguas de ambos lóbulos que se extiende hasta el paso entre Punta La Milpa y Cayo Carenas, figura 3.6.



Figura 3.6: Dirección predominante de las corrientes de marea con la incorporación de los aportes fluviales durante los períodos de llenante y vaciante. a) Período de llenante. b) Período de vaciante.

Como se puede apreciar en la figura 3.6, la oscilación de la señal en la frontera oceánica varía entre $-0.2 ext{ y 0,128 } m$ para una amplitud total de $0.33 ext{ m}$, conformando esta sólo una parte de la leyenda, por lo cual se puede asumir que los valores que alcanzan los $0.448 ext{ m}$ se corresponden con las oscilaciones que son generadas en las zonas pertenecientes a los ríos. También se muestra un patrón de circulación que generalmente apunta hacia la zona del canal de entrada, destacando la gran influencia de los aportes fluviales. Bajo las condiciones preestablecidas y teniendo en cuenta que el modelo aplicado utiliza una aproximación bidimensional se observa

que los ríos determinan la dirección de predominio de las corrientes en el interior de la bahía, observándose un vaciante la mayoría del tiempo de simulación. Este resultado determina que si bien la señal de los ríos es modulada por la marea, la dirección predominante de las corrientes es influenciada por los aportes de los mismos.

Figura 3.7: Comportamiento de la señal de los ríos que desembocan en la bahía de Cienfuegos.

En la figura 3.7 se muestra la variación del nivel del mar en los puntos que corresponden con los ríos. Obsérvese la marcada influencia que tiene la señal de marea en cada uno, modulando el flujo de salida en sus desembocaduras. La amplitud de la señal se encuentra condicionada por el ancho de la desembocadura, la batimetría y la geometría de la zona costera. La simulación se realizó para un período de 60 días con el fin de lograr una estabilidad de la señal, esto se debe a que en el momento inicial el flujo de los ríos es cero y a medida que avanza el tiempo se va incrementando gradualmente hasta alcanzar el máximo caudal que admite el modelo.

Ríos	Amplitud de la señal (m)
Damují	0,18
Salado	0,16
Arroyo Inglés	0,161
Caunao	$0,\!15$
Arimao	0,142

Tabla 3.2: Amplitud de la señal de cada uno de los aportes fluviales

La variación del nivel del mar en los puntos de observación correspondientes a los ríos se encuentra entre 0,142 y 0,18 m, tabla 3.2. En la figura 3.7 se puede observar que la señal de los ríos se encuentra oscilando sobre una media de 0,30 m aproximadamente, lo cual indica que la señal de los aportes fluviales suma alrededor de 0,18 m a una señal de marea ya existente. Los ríos Arimao y Caunao, ambos ubicados en el lóbulo sur, se mantienen oscilando sobre las mayores medias, 0,36 y 0,39 m respectivamente, (figura 3.7). Por otro lado se puede apreciar que la mayor amplitud es alcanzada en el río Damují con 0,18 m. Este resultado demuestra la importancia que tienen los aportes fluviales en la sobreelevación del nivel del mar al paso de huracanes, siendo el valor obtenido aproximadamente un 50 % de la amplitud de la marea, lo que implicaría un considerable aumento del nivel del mar en caso de un evento meteoroógico extremo, como es el caso de los ciclones tropicales.

Esta primera aproximación al tema de los ríos constituye un paso de avance en cuanto a la influencia que tienen los mismos en la sobreelevación del nivel del mar; siendo un resultado de gran importancia en la presente investigación. No obstante, es susceptible de mejoras, a partir de una batimetría completa de cada río, así como la incorporación de la topografía de las cuencas tributarias a la bahía de Cienfuegos.

3.3. Análisis espacial y de la magnitud de la surgencia

En esta investigación se obtiene el comportamiento de la superficie marina al ser expuesta a una variación en el campo de viento y presión. Este análisis se lleva a cabo considerando la surgencia como el fenómeno principal asociado al paso de un huracán.

También se debe tener en cuenta que la marea fue simulada para cada uno de los períodos de los casos de estudio. Dicha simulación se realizó independiente a la de la surgencia, debido a los ruidos que se ocasionan al combinar ambas señales.

Para los tres casos de estudio tomados en la presente investigación se obtuvieron los siguientes resultados:

Huracán Lili:

El huracán Lili fue extenso y en extremo lluvioso con un reporte máximo de precipitaciones de 300-561 mm en 24 horas. En este caso no hubo reportes de surgencias significativas pero ocurrieron inundaciones en la mayoría de las zonas bajas de la ciudad (la zona del malecón, Reina, Punta Cotica), producto de las intensas lluvias.

La corrida del modelo se realizó para un tiempo total de 3 días a partir del segundo día de trayectoria del huracán. En la gráfica 3.8, se muestran los valores de surgencia para los 6 puntos de observación, siendo los mas importantes los ubicados en la costa nororiental.

La surgencia máxima simulada por el modelo es de 0, 8 m en la zona de Punta Cotica, seguida de Junco Sur y Base Submarinos con valores de 0, 7 y 0, 78 m respectivamente.

Figura 3.8: Comportamiento de la surgencia en los puntos de observación al paso del huracán Lili.

Obsérvese que, cuando el huracán se acerca a la bahía, la altura del mar se incrementa hasta alcanzar el máximo y luego decae en la medida que se aleja. Durante la aproximación, los

vientos soplan en dirección noroeste y provoca surgencia únicamente en el lóbulo norte de la bahía, líneas que en la figura se corresponden con los puntos de observación: Canal de entrada, Punta Cotica y Reina.

Figura 3.9: Comportamiento del campo de viento para el huracán Lili. a) Hora 23 1er día. b) Hora 0 2do día. c) Hora 2 2do día. d) Hora 3 2do día.

Cuando el huracán sobrepasa la bahía, los vientos soplan en sentido inverso y la altura máxima del agua se observa en el lóbulo sur, puntos de observación que corresponden a Junco Sur y la antigua Base de Submarinos. En este segundo momento del paso del huracán la altura de la columna de agua disminuye en el lóbulo norte, alcanzando un mínimo de 0,380 m en Punta Cotica (figura 3.9). En la medida que se aleja el huracán la altura de las aguas tiende al nivel medio. Este fenómeno si bien tiene escasa importancia para la protección civil, puede tener un valor significativo para la ecología de este ecosistema, pues algunas áreas poco profundas de la bahía pueden quedar expuestas modificando su normal funcionamiento.
En la figura 3.9 se puede observar el comportamiento del campo de viento para el huracán Lili durante su paso por Cuba. El campo de viento gira en sentido horario, en dependencia de la posición del huracán. En una primera instancia provoca sobreelevación en toda la costa nororiental de la provincia, y luego en la región correspondiente a la laguna Guanaroca, en la cual alcanzó un valor máximo de 2,3 m. Al ser esta región de objetivos puramente ecológicos, y no presentar riesgo alguno para la población y la economía, no fue considerada en este resultado.

Huracán Michelle:

El huracán Michelle fue extenso (la influencia de la circulación ciclónica de sus vientos alcanzaba hasta unos 500 Km de diámetro) y seco a su paso por Cuba con reportes máximos de precipitaciones en 24 horas oscilando entre 125 y 190 mm. Este organismo tropical a pesar de haber llegado a ser un categoría 4 pasó sobre el territorio cienfueguero como categoría 2, y presentando algunos rasgos de extratropicalización como son que las lluvias y los vientos del sector izquierdo fueron más fuertes y extensos que los del sector derecho.



Figura 3.10: Comportamiento de la surgencia en los puntos de observación al paso del huracán Michelle.

Al implantarse vientos del suroeste (SW) con rachas superiores a 100 Km/h, se afectó toda el área del malecón cienfueguero, el cual fue destruído en casi su totalidad. También se reportaron inundaciones en las zonas de Reina, San Lázaro, Punta Cotica y Punta Gorda, mientras que en la bahía de Cienfuegos el nivel medio del mar aumentó en 1,5 m, tomando como referencia el Muelle Real.

La corrida del modelo se realizó para un tiempo total de 3 días y 15 horas a partir del cuarto día de trayectoria del huracán, siendo en las 15 horas del primer día de simulación donde comienzan a aparecer variaciones en la superficie marina.

Estos resultados son comparables con las observaciones registradas por el servicio meteorológico nacional. También se observa un comportamiento similar al huracán Lili, en el incremento y posterior decrecimiento de la altura de la columna de agua.



Figura 3.11: Comportamiento del campo de viento para el huracán Michelle. a) Hora 8 2do día. b) Hora 9 2do día. c) Hora 12 2do día. d) Hora 13 2do día.

Sin embargo al ser este huracán de mayor categoría puede observarse que en el lóbulo sur se

alcanza un mínimo de 0,50 m al mismo tiempo que en el norte se alcanza 1,53 m. Además se observa un segundo pico que se corresponde con el giro de los vientos en sentido contrario, pero que a diferencia de Lili, afecta por igual a toda la bahía.

En la gráfica 3.10 se muestra que los valores máximos de surgencia se encuentran en la zona noroccidental, siendo el mayor en Punta Cotica con 1,8 m, seguido de Junco Sur, Reina, Base Submarinos y el interior de la bahía, con valores de 1,53; 1,5; 1,35 y 0,8 m respectivamente.

Por otro lado se puede ver como en Punta Cotica y Junco Sur ocurre un descenso y luego un aumento del nivel del mar, lo cual es producto de un cambio en la dirección de los vientos en un tiempo menor de 5 horas. También la zona de Base Submarinos presenta un valor mínimo, debido a que se encuentra en la zona suroriental, y al existir vientos de componente sureste (SE) el agua se desplaza hacia el noroeste inundando las zonas de Junco Sur, Reina, Punta Cotica y el interior de la bahía (figura 3.11).

Como se puede observar en la figura 3.11, el giro de los vientos es muy parecido al del huracán Lili, esto se debe a la similitud de las trayectorias en ambos huracanes. En este caso se alcanzan velocidades máximas del viento de 55,91 m/s, superiores en 22,55 m/s a las alcanzadas en el Lili. Esto se corresponde con la mayor categoría que tenía el huracán a su paso por Cienfuegos.

Huracán Dennis:

El huracán Dennis se presentó con numerosas precipitaciones, principalmente en la zona de Cuatro Vientos (zona del Macizo Montañoso Guamuhaya) con un acumulado de 1000 mm en 24 horas.

La corrida del modelo se realizó para un tiempo total de 3 días y 19 horas a partir del 4to día de trayectoria del huracán. No es hasta el segundo día de simulación que se comienzan a ver indicios de elevación en la superficie marina.

Dado su trayectoria, Dennis provoca una disminución del nivel de las aguas y luego un incremento. Sus vientos empujaron las aguas desde el noroeste alcanzando de acuerdo al modelo, niveles mínimos cercanos a 1,0~m~3.12.

En una primera instancia el viento tiene una componente Este - Noreste (E - NE) por lo cual en los puntos situados en la costa norte - nororiental existe un déficit de agua. Cuando se contrasta con el segundo momento se ve que al girar la componente del viento hacia el Sur - Suroeste (S - SW), entonces en estos puntos ocurre una sobreelevación del nivel del mar por surgencia (figura 3.13). Se puede apreciar, que este huracán a diferencia de los anteriores presentó un giro de los vientos en sentido antihorario, lo cual estuvo influenciado por su trayectoria completamente diferente. En este caso los mayores valores de sobreelevación



Figura 3.12: Comportamiento de la surgencia en los puntos de observación al paso del huracán Dennis.

fueron obtenidos en el lóbulo norte de la bahía de Cienfuegos, y posteriormente en la costa nororiental.

Como en los casos anteriores, al sobrepasar la bahía, los vientos giran y empujan las aguas en sentido contrario, alcanzándose los máximos valores de la altura del agua en Punta Cotica y Junco Sur con valores de 1,5 y 1,2 m respectivamente, seguidos de Reina y Base Submarinos con valores inferiores a 1,0 m.

Los resultados alcanzados muestran que la amplitud de la surgencia tiene una marcada relación con la categoría y la trayectoria del huracán a su paso por la bahía de Cienfuegos. Mientras mayor categoría posea el huracán mayor será la surgencia, la que estará modulada por la trayectoria del fenómeno, Tabla 3.3.

En la medida que el huracán se acerca a la bahía, mayor será la incidencia del centro de baja presión y la fuerza de los vientos. La posición del ojo del huracán respecto a la bahía, indicará en que lóbulo de la bahía se observa primero la surgencia.

Si la trayectoria del huracán es del Oeste al Este como es el caso de los huracanes Lili 1996 y Michelle 2001, se observará un aumento del nivel del mar primero en el lóbulo norte de la bahía y una vez que supera la latitud de la bahía se observará en el lóbulo sur. Sí la



Figura 3.13: Comportamiento del campo de viento para el huracán Dennis. a) Hora 21 1er día. b) Hora 22 1er día. c) Hora 23 1er día. d) Hora 4 2do día.

trayectoria es al Este de la bahía, ocurrirá primero en el sur y luego en el norte.

Varios autores señalan a la velocidad de desplazamiento del huracán y el nivel inicial de la marea, como factores determinantes de la surgencia, (Resio, y Westerink, 2008); (Shen *et al.*, 2009).

Dado las pequeñas dimensiones de la bahía de Cienfuegos en relación con el tamaño de los huracanes estudiados y la velocidad de traslación de estos, se considera que estos factores influyen en menor medida en la sobreelevación del nivel del agua. Se hace notar que las características geométricas de la bahía de Cienfuegos, alargada y estrecha, con un área relativamente pequeña con relación al tamaño de los huracanes estudiados en esta investigación, implica que el efecto de este fenómeno sobre la misma se manifieste al mismo tiempo sobre todo su espacio geográfico. Cuando la velocidad de desplazamiento del huracán es grande, se limita el tiempo en que los vientos actúan sobre la superficie del mar y en consecuencia la magnitud de la sobrelevación. Sin embargo, que el paso del huracán sea lento no implica directamente una magnitud mayor de la surgencia.

Huracán	Surgencia	Rango (m)	Amplitud de	Elevación
	máxima (m)		la marea (m)	total (m)
Lili, 1996	0,80	0,70-0,80	0,30	1,259
Michelle, 2001	1,80	0,80-1,80	0,36	2,319
Dennis, 2005	1,50	1,0-1,50	0,37	2,029

Tabla 3.3: Resumen de los resultados alcanzados en la simulación de la sobreelevación del nivel del mar en la bahía de Cienfuegos.

La elevación total, incorpora a la surgencia los aportes de la marea y los ríos, Tabla 3.3. Sin contar con el aporte de los ríos, la elevación total alcanzaba valores de 1,10; 2,16 y 1,87 m para los huracanes Lili, Michelle y Dennis respectivamente. En la aplicación de este modelo no se toma en cuenta el escurrimiento generado por las lluvias asociadas a los huracanes, que unido al aporte de los ríos representaría un valor considerable en la sobreelevación del nivel del mar. Esta primera aproximación requiere de un estudio más profundo, para así contar con una valiosa herramienta para la gestión de riesgos y la reducción de los daños que este fenoméno puede generar a Cienfuegos.

Conclusiones del Capítulo

Se logra aplicar el modelo de circulación avanzada ADCIRC en la bahía de Cienfuegos.

Se elabora una rejilla de cómputo para la zona de la bahía de Cienfuegos con la incorporación de las fronteras de los ríos.

Los ríos generan un aporte de 0,159 m aproximadamente, que unido a los valores obtenidos por marea y surgencia dan una elevación máxima del nivel del mar que oscila entre 1,259 y 2,029 m.

Conclusiones:

- Se implementa un modelo hidrodinámico de una mayor resolución, que toma en cuenta los accidentes geográficos de una zona costera específica, en este caso la bahía de Cienfuegos.
- Se fundamentan matemáticamente las ecuaciones utilizadas por el modelo aplicado.
- Se obtienen los campos de sobreelevación por surgencia, marea y aportes fluviales resolviendo las limitaciones actuales para su cálculo.
- Los ríos generan un aporte medio de 0,159 m; que unido a los valores obtenidos por marea y surgencia dan una elevación máxima del nivel del mar que oscila entre 1,259 y 2,029 m.
- La combinación de la surgencia, la marea y los aportes fluviales representan un valor de la sobreelevación del nivel del mar de considerable importancia para la toma de decisiones ante un evento meteorológico como los ciclones tropicales.
- Las áreas de mayor afectación coinciden con las de mayor importancia socioeconómica para la provincia, corroborándose los reportes de elevaciones del nivel del mar en el huracán Michelle.

Recomendaciones:

- Acoplar el modelo con un modelo que represente los escurrimientos generados por las lluvias al paso de un ciclón tropical.
- Acoplar el modelo con un modelo de oleaje como el SWAN.
- Incorporar en los estudios de impacto la determinación del alcance de la inundación costera tras el paso de un evento meteorológico extremo.
- Profundizar en la selección o determinación de un set de parámetros para el modelo de Holland.

Referencias bibliográficas

- Anthes, R. A. (1982). Tropical cyclones: Their evolution, structure and effects. Boston, United States of America: American Meteorological Society.
- Araujo, M. (1988). Variaciones estacionales del plancton en la bahía de cienfuegos. (Tech. Rep.). Academia de Ciencias de Cuba.
- Areces, M. A. (1986). Bahía de cienfuegos: Eutroficación y planeamiento ambiental. (Tech. Rep.). Instituto de Oceanología.
- Arnott, D. R. (2009). An introduction to coastal processes and geomorphology. New York, United States of America: Cambridge University Press.
- ASC. (1990). Cienfuegos bay and adjacent coast. (Tech. Rep.). Academy of Sciences of Cuba, Ministry of Transport, Ministry of the Fishing Industry, Ministry of Superior Education.
- Baldwin, M. E. (2010). Estimación del riesgo por marea de tormenta.
- Beardsley, B., Chen, C., Weisberg, B., y Westerink, J. (2006). Advances in coastal inundation simulation using unstructured-grid coastal ocean models: FVCOM User Manual, Second Ed (Tech. Rep.). SMAST/UMASSD.
- Blanchard, B. W., y Hsu, S. A. (2005). On the radial variation of the tangential wind speed outside the redius of maximum wind during hurricane wilma (Tech. Rep.). Coastal Studies Institute Louisiana State University.
- Briantsev, V., y Machado, I. (1970). Algunas particularidades del régimen hidrológico de la bahía de cienfuegos y la pesca del camarón. (Tech. Rep.). Instituto Nacional de la Pesca.
- Candela, J. (1991). The gibraltar strait and its role in the dynamics of the mediterranean sea. En (p. 267-299). Dynamic Atmospheric Oceans.
- Candela, J., y Lozano, C. J. (1994). Barotropic response of the western mediterranean to observed atmospheric pressure forcing. En (p. 325-359). American Geophysic Union.

- Chen, H., y Beardsley, R. (2003). An unstructured grid, finite-volume, threedimensional, primitive equations ocean model: Application to costal ocean and estuaries. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Colina, C. L. (2011). Modelación matemática del oleaje generado por huracanes en la bahía y costa de la provincia cienfuegos. (Unpublished master's thesis), Departamento de Matemática, Universidad de Cienfuegos: Carlos Rafael Rodríguez, Cienfuegos, Cuba.
- Conner, K., y Harris, T. (1957). Empirical methods for forecasting the maximum storm tide due to hurricanes and other tropical storms. *Monthly Weather Review*, 85(4), 113-116.
- Córdova, F. L., y Gónzales, L. R. (2012). Simulación de los campos de viento y oleaje asociados a los huracanes. *Revista de Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 33(2), 50-65.
- Córdova, F. L., Salgueiro, G., Lamazares, R., y Téllez, Y. (2014). Aplicación del modelo atmosférico MM5 para la simulación de vientos asociados a huracanes. *Revista de Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 35(1), 3-16.
- Córdova, F. L., y Ponce, M. (2016). Simulación hidrodinámica del malecón habanero y la bahía de la Habana. *Revista de Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 37(3), 59-73.
- Cruz, A. A., López, O., Juantorena, Y., Pérez Osorio, R., Casals, A., P. Gutiérez, y González,
 C. (2010). Oleaje generado por eventos meteorológicos extremos. (Tech. Rep.). Instituo de Oceanología e Instituto de Meteorología.
- Cruz, A. A., López, O., Juantorena, Y., Pérez Osorio, R., Casals, A., P. Gutiérez, y González,
 C. (2010). Oleaje generado por eventos meteorológicos extremos. (Tech. Rep.). Instituo de Oceanología e Instituto de Meteorología.
- Cruz, A. A., Taylor, C. R., Pérez, E., Gutiérrez, A., Carreras, F., Machado, E., Osorio, P. P., Torres, A., Lobaina, O., Retureta, M. R., y Baños, H. I. (2012). *Estudio de peligro, vulnerabilidad y riesgo de la cuenca de la bahía de la habana*. (Tech. Rep.). Grupo de Evaluación de Riesgo, Agencia de Medio Ambiente, Instituto de Oceanología, Instituto de Meteorología, Instituto Nacional de Planificación Física, Grupo Bahía Habana.
- Dean, G. R., y Dalrymple, A. R. (2002). Coastal processes: with engineering applications. New York, United States of America: Cambridge University Press.
- Díaz, O. (2008). Modelación matemática del oleaje generado por huracanes en la bahía y costa de la provincia Cienfuegos (Unpublished master's thesis), Departamento de Matemática. Universidad de Cienfuegos: Carlos Rafael Rodríguez, Cienfuegos, Cuba.

Duvanin, A. (1960). Las mareas en el mar. L. Ed. Guidrometeoizdat.

- Edo, E. (1943). Memoria histórica de cienfuegos y su jurisdicción.
- García, y Parrado, P. (1994). Modelación numérica de la surgencia provocada por los huracanes en los alrededores de cuba. primera versión monsac1. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Gill, A. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics*. (Vol. 30) International Geophysics Series, Academic Press.
- GIOC. (2000). Modelo de ayuda a la gestión litoral. (Vol. 1). Universidad de Cantabria, España.
- Gnanadesikan, A., y Pacanowski, R. (1997). Improved representation of flow around topography in the gfdl modular ocean model mom2. *Int. WOCE Newsl.*
- Hamon, B. (1966). Continental shelf waves and the effects of the atmospheric pressure and wind stress on sea level. *Journal Geophysical Research*, p. 2883-2893.
- Harper, B., y Holland, G. (1999). An updated parametric model of the tropical cyclone.
- Harris, T. (1963). Characteristics of the hurricane storm surge. (Tech. Rep.). U.S. Department of Commerce Weather Service Technical.
- Hidalgo, A., y Mitrani, I. (2012). Particularidades hidrometeorológicas del litoral Gibara-Playa Guardalavaca *Revista Cubana de Meteorología*, 18(2), 152-163.
- Holland, G. (1980). An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. Monthly Weather Review., 108, 1212-1218.
- Holland, G. (2007). A revised hurricane pressure-wind model. *Monthly Weather Review.*, 136, 3432-3445.
- Hsu, S. A., y Yan, Z. (1998). Numerical simulation of tropical cyclone storm surge. *Journal* of Coastal Research.
- Jelesnianski, C. (1972). Splash i: Landfall storms. (Tech. Rep.). NOAA.
- Lascaratos, A., y Gacic, M. (1990). Low-frecuency sea level variability in the northeastern mediterranean. *Journal Physical Research*, p. 522-533.
- Lolo, M. A., Fleites, C., y Alarcón, O. L. (1980). Estudio oceanográfico de la bahía de matanzas. (Tech. Rep.). ICH. Archivos de GEOCUBA.

- Luettich, R., y Westerink, J. (2004). Formulation and numerical implementation of the 2d/3d adcirc finite element model version 44.xx. (Tech. Rep.). Institute of Marine Sciences, Department of Civil Engineering and Geological Sciences.
- Luettich, R. J., Westerink, J., y Scheffner, N. (1992). Adcirc: An advanced three-dimensional circulation model for shelves, coasts, and estuaries. (Tech. Rep.). Coastal Engineering Research Center, U.S Army Engineer Waterways Experiment Station.
- Luettich, R. J. (2000). Adcirc: A (parallel) advanced circulation model for oceanic, coastal and estuarine waters.
- Lynch, D., y Ip, J. (1994). Three-dimensional shallow water hydrodynamics on finite elements: Nonlinear time-stepping prognostic model. quoddy users'manual.
- Lynch, D., Ip, J. T. C., Naimie, C., y Werner, F. (1996). Comprehensive coastal circulation model with application to the gulf of maine. *Continental Shelf Research*.
- Machín, María C. (2014). Modelación de la surgencia en la bahía de Cienfuegos. (Tesis de grado), Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, La Habana, Cuba.
- Martino, D. C., Cheung, F. K., A., P. C., y Houston, H. S. (2001). Modeling of hurricane waves in hawaiian waters. *The International Society of Offshore and Polar Engineers.*
- Massey, G. W. e. a. (2007). History of coastal inundation models. Marine Technology Society.
- Mellor, G., y Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Review Geophysics and Space Physics*.
- Mitrani, I. (1994). Pronóstico a corto plazo del movimiento de los ciclones tropicales mediante un modelo baroclínico de área limitada.
- Mitrani, I. (2009). Libro de meteorología marina.
- Mitrani, I., Pérez Parrado, R., Salas, I., Ballester, M., Rodríguez, C., y Pérez, A. (2001). Monografía las penetraciones del mar en las costas de cuba, las zonas más expuestas y su sensibilidad al cambio climático. (Tech. Rep.). UDICT - INSMET.
- Mitrani, I., y Salas, L. (1996). El oleaje extremo en las costas de cuba.
- Mitrani, I., Díaz, O., Vichot, A. Hernández, I., Hidalgo, A., García, E., y Rodríguez, J. A. (2012). Tendencias climáticas de las inundaciones costeras severas en áreas de Cuba *Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 13(2).

- Mitrani, I., Hidalgo, A., Hernández, N., Martínez, B., y Álvarez, C. (2015). Afectación por eventos severos en la zona costera del municipio de Banes Revista Cubana de Meteorología, 21(2), 70-82.
- Montgomery, G. (1955). The present position of the study of exchange across the oceanatmosphere interface. *Geophysical Research Papers*.
- Montoro González, P. E. (2010). Modelo dinámico para el pronóstico de surgencia de huracanes en las costas de cuba (modsur). (Tech. Rep.). INSMET.
- Montoro Gónzalez, P. E., y Rodríguez Díaz, O. (2012). Propuesta de un modelo dinámico para el pronóstico de surgencia de huracanes en las costas de Cuba (MODSUR) *Revista Cubana de Meteorología.*, 18, 164-177.
- Moreno, y Salas. (1976). Surgencias originadas por las tormentas tropicales, sus causas y efectos. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Morton, K., y Mayers, D. (2005). Numerical solution of partial differential equations: An introduction. *Cambridge University Press.*
- Moshinsky, R. M., Espinosa, J. M., y Vázquez Conde, M. T. (2014). Atlas Climatológico de ciclones tropicales en México. *Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA)*.
- Mukai, Y. A., Westerink, J. J., Luettich, A. R. J., y Mark, D. (2002). Eastcoast 2001, a tidal constituent database for western north atlantic, gulf of mexico, and caribbean sea. *Coastal Inlets Research Program.*
- Muñoz, C. A. (2005). Influence of fresh waters inputs on salinity characteristics of cienfuegos bay, cuba. estuaries. (Tech. Rep.). Centro de Estudios Ambientales de Cienfuegos.
- Muñoz, C. A. (2012). Modelación hidrodinámica de la bahía de cienfuegos análisis y aplicación a la gestión ambiental. (Unpublished doctoral dissertation), Universidad Martha Abreu de Las Villas, Villa Clara, Cuba.
- Muñoz, C. A., García, A., Herrera, R., Douillet, P., Díaz, O., Fichez, R., y Alcántara, J. (2012). The flushing time of Cienfuegos Bay, Cuba. Natural Resource Modeling, 25, 434-455.
- Ochoa, S. (1977). Estudio de las corrientes en las bahías cubanas: Bahía de cienfuegos. *Rev. Voluntad Hidráulica*, 43, 26-30.

- Parrado, P. (1974). Pronóstico de las mareas máximas en los ciclones tropicales. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Parrado, P. (1981). Mareas en los ciclones tropicales. su amplitud y perfil. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Pérez Osorio, P., y Casals, R. (2006). Incidencias de inundaciones costeras por penetraciones del mar en ciudad de la habana. (Tech. Rep.). Centro de Meteorología Marina, Instituto de Meteorología.
- Pérez Osorio, P., Casals, R., Díaz, L., Vega, R., y Sol, A. d. (1994). Análisis hidrometeorológico y estadístico de las penetraciones del mar ocurridas en el malecón habanero (Tech. Rep.). Instituto de Meteorología.
- Pérez Osorio, P., Casals, R., Vega, R., Sol, A. d., y Hernández, N. (2001). Sistema de información y referencia de los fenómenos meteorológicos y oceanográficos que han afectado la costa norte de la región occidental de cuba con inundaciones costeras por penetraciones del mar. informe de resultado. proyecto 21012 prevención y reducción de desastres provocados por fenómenos meteorológicos. (Tech. Rep.). Instituto de Meteorología.
- Pickard, G., y Emery, W. (1995). Descriptive physical oceanography. *Butterworth Heinemann*.
- Pond, S., y Pickard, G. (1983). Introductory dynamical oceanography. *Butterworth Heinemann*.
- Portal, J. R., y Ramírez, J. E. R. (1983). *Las mareas en las costas de cuba*. (Tech. Rep.). Academia de Ciencias de Cuba.
- Pérez, O., Casals, T., y Calzada, E. (2006). Inundaciones costeras por penetraciones del mar en los cinco municipios costeros de la habana en la temporada ciclónica del 2005. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Pérez, O., Pérez, P., Juantorena., y Casals, T. (2004). Atlas de inundaciones costeras por penetraciones del mar en ciudad de la habana. causas y consecuencias. (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Resio, D. , y Westerink, J. (2008). Modeling the physics of storm surge. *Physics Today*, 61, 33-38.

- Rivas Vilar, Miguel. A. (2014). Análisis matemático y numérico de las ecuaciones para aguas poco profundas: Aplicaciones a las ciencias medioambientales. (Unpublished doctoral dissertation), Departamento de Matemática Aplicada. Universidad de Santiago de Compostela, La Coruña, España.
- Rouge, B. (2002). Estimating the radius of maximum winds via satellite during hurracan lili (2002) over the gulf méxico. (Tech. Rep.). Coastal Studies Institute Louisiana State University.
- Salas, Pérez, P., y Dole. (2002). Monografía sobre los modelos para pronosticar la surgencia provocada por los ciclones tropicales. (Tech. Rep.). INSMET.
- Salas, Pérez, P., y Dole. (2003). Modelo numérico para pronosticar la surgencia que provocan los huracanes en las costas de cuba (monsac3). (Tech. Rep.). Departamento de Meteorología Marina. INSMET.
- Sardiñas, B. S., Arencibia, O. G., Molina, R. V., Sainz, R. C., y Tamayo, M. J. (2009). Ciclones tropicales que han afectado la provincia cienfuegos. período 1851-2008 (Tech. Rep.). Centro Meteorológico Provincial de Cienfuegos.
- Shen, J., Wang, H., Sisson, M., y Gong, W. (2009). A numerical model study of barotropic subtidal water exchange between estuary and subestuaries (tributaries) in the Chesapeake Bay during northeaster events. *Physics Today*, 26, 179-189.
- Simpson, R., y Riehl, H. (1981). *The hurricane and its impact.* (Tech. Rep.). Louisiana State University.
- Sneyers, R. (1990). On the statistical analysis of series of observations. (Tech. Rep.). World Meteorological Organization.
- Sobey, R., Harper, B., y Stark, K. (1977). Numerical simulation of tropical cyclone storm surge. *Research Bulletin*.
- Tilburg, E. C., y Garvine, W. R. (2003). A simple model for coastal sea level prediction.
- Tomzack, M., y García, C. (1975). A numerical model of the circulation in cienfuegos bay, cuba. *Estuarine, Coastal Marine Sciences* 3(4), 391-412.
- Tsimplis, M. (1995). The response of sea level to atmospheric forcing in the mediterranean sea. Journal Coastal Research, p. 1309-1321

- Villalonga, G. C. (2012). Simulación numérica de la surgencia de tormenta mediante el uso de los modelos numéricos wrf-adcirc. (Tech. Rep.). Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas.
- Weisse, R., y Storch, v. H. (2010). Marine climate and climate change. storms, wind waves and storm surges. Praxis Publishing.
- Willmott, C., Ackleson, S., Davis, R., Feddema, J., Klink, K., Legates, D., Donnell, J., y Rowe, C. (1985). Statistics for the evaluation and comparison of models. *Geophysics Research*, 90, 8995-9005.
- Willmott, C., y Matsuura, K. (2006). On the use of dimensioned measures of error to evaluate the performance of spatial interpolators. *Geographical Information Science*, 20, 89-102.
- WMO. (1998). Guide to wave analysis and forecasting.
- Yunfeng, C. (2010). Coupling of wave and circulation models for predicting storm-induced waves, surges and coastal innudation. (Unpublished master's thesis), Faculty of civil Engineering, University of Delaware, Delaware, United States of America.
- Zotov, G. (1977). Cálculo del régimen de ola y señalización de las zonas de inundación en la región de la cen de cienfuegos. (Tech. Rep.).

Anexos

Registros de la presión y la velocidad del viento de los huracanes utilizados

Nombre	Día y hora	Latitud	Longitud	Viento (nudos)	Presión (hPa)
LILI	10/14/1996 12:00	12.8	-80.4	25	1006
LILI	10/14/1996 18:00	13.4	-80.9	25	1005
LILI	10/15/1996 0:00	14.1	-81.4	25	1005
LILI	10/15/1996 6:00	14.8	-81.9	25	1005
LILI	10/15/1996 12:00	15.4	-82.5	30	1004
LILI	10/15/1996 18:00	16.1	-83.1	30	1003
LILI	10/16/1996 0:00	16.8	-83.5	30	999
LILI	10/16/1996 6:00	17.5	-83.8	35	998
LILI	10/16/1996 12:00	18.2	-83.8	45	998
LILI	10/16/1996 18:00	18.3	-84.5	50	996
LILI	10/17/1996 0:00	18.2	-84.2	55	992
LILI	10/17/1996 6:00	18.8	-83.7	60	990
LILI	10/17/1996 12:00	19.6	-83.5	65	987
LILI	10/17/1996 18:00	20.5	-83.1	70	984
LILI	10/18/1996 0:00	21.3	-82.8	70	982
LILI	10/18/1996 6:00	21.8	-82.2	75	980
LILI	10/18/1996 12:00	22.4	-81.5	85	975
LILI	10/18/1996 18:00	22.5	-80	80	975
LILI	10/19/1996 0:00	23	-78.2	85	975
LILI	10/19/1996 6:00	23.5	-76.2	90	970
LILI	10/19/1996 12:00	24.4	-74	100	960
LILI	10/19/1996 18:00	25.5	-71.5	90	962
LILI	10/20/1996 0:00	26.9	-69	80	964
LILI	10/20/1996 6:00	28.3	-67	80	968
LILI	10/20/1996 12:00	29.6	-65	85	960
LILI	10/20/1996 18:00	30.7	-62.9	75	970

Nombre	Día y hora	Latitud	Longitud	Viento (nudos)	Presión (hPa)
LILI	10/21/1996 0:00	31.9	-60.8	75	980
LILI	10/21/1996 6:00	33	-59.1	70	985
LILI	10/21/1996 12:00	33.7	-57.9	65	986
LILI	10/21/1996 18:00	34	-57	65	987
LILI	10/22/1996 0:00	34	-55.9	65	987
LILI	10/22/1996 6:00	33.8	-55.2	65	987
LILI	10/22/1996 12:00	33.7	-54.6	65	987
LILI	10/22/1996 18:00	33.5	-54	65	987
LILI	10/23/1996 0:00	33.4	-53.9	65	987
LILI	10/23/1996 6:00	33.2	-53.8	65	985
LILI	10/23/1996 18:00	33.3	-53.2	70	979
LILI	10/24/1996 0:00	33.7	-52.8	70	979
LILI	10/24/1996 6:00	34	-52.5	70	979
LILI	10/24/1996 12:00	34	-51.9	70	979
LILI	10/24/1996 18:00	34.1	-51.2	75	979
LILI	10/25/1996 0:00	34.3	-49.9	80	977
LILI	$10/25/1996 \ 6:00$	35	-47.8	80	973
LILI	10/25/1996 12:00	35.8	-45.4	85	970
LILI	10/25/1996 18:00	37.2	-43.3	80	971
LILI	10/26/1996 0:00	38.1	-41	75	975
LILI	10/26/1996 6:00	39.2	-38.8	70	978
LILI	10/26/1996 12:00	40.5	-35.8	65	979
LILI	10/26/1996 18:00	42.3	-33.2	60	980
LILI	$10/27/1996 \ 0:00$	44.3	-30.5	55	978
LILI	10/27/1996 6:00	46.3	-27.2	55	980
LILI	10/27/1996 12:00	48.2	-23.1	55	978
LILI	10/27/1996 18:00	50.3	-19	55	973
LILI	10/28/1996 0:00	52.5	-15.5	55	973
LILI	10/28/1996 6:00	53.8	-12	55	973
LILI	10/28/1996 12:00	54	-7.5	55	970
LILI	10/28/1996 18:00	54.5	-3.5	55	970
LILI	10/29/1996 0:00	54	1	55	976
MICHELLE	10/29/2001 18:00	13.3	-83.6	30	1004

Nombre	Día y hora	Latitud	Longitud	Viento (nudos)	Presión (hPa)
MICHELLE	10/30/2001 0:00	13.7	-83.6	30	1004
MICHELLE	10/30/2001 6:00	13.7	-84.1	30	1005
MICHELLE	10/30/2001 12:00	13.3	-83.9	30	1005
MICHELLE	10/30/2001 18:00	13	-83.5	30	1006
MICHELLE	10/31/2001 0:00	13.7	-83.6	30	1004
MICHELLE	10/31/2001 6:00	14.3	-83.4	30	1005
MICHELLE	10/31/2001 12:00	14.8	-83.2	30	1004
MICHELLE	10/31/2001 18:00	15.3	-83.1	30	1004
MICHELLE	11/01/2001 0:00	15.8	-83.1	35	1001
MICHELLE	11/01/2001 6:00	16.5	-83.4	45	999
MICHELLE	11/01/2001 12:00	16.8	-83.6	50	995
MICHELLE	11/01/2001 18:00	17	-83.8	50	993
MICHELLE	11/02/2001 0:00	17.3	-83.9	55	991
MICHELLE	11/02/2001 6:00	17.5	-83.9	60	988
MICHELLE	11/02/2001 12:00	17.8	-84	70	979
MICHELLE	11/02/2001 18:00	18	-84	80	969
MICHELLE	11/03/2001 0:00	18.5	-84	90	957
MICHELLE	11/03/2001 6:00	18.8	-84.3	105	942
MICHELLE	11/03/2001 12:00	18.9	-84.3	115	937
MICHELLE	11/03/2001 18:00	19.3	-84.1	110	934
MICHELLE	11/04/2001 0:00	19.7	-83.7	115	938
MICHELLE	11/04/2001 6:00	20.1	-83.3	120	944
MICHELLE	11/04/2001 12:00	20.8	-82.5	120	947
MICHELLE	11/04/2001 18:00	21.5	-81.8	120	949
MICHELLE	11/05/2001 0:00	22.3	-80.9	105	953
MICHELLE	11/05/2001 6:00	23.1	-79.7	80	972
MICHELLE	11/05/2001 12:00	24.3	-78	80	974
MICHELLE	11/05/2001 18:00	25.4	-76.4	75	980
MICHELLE	11/06/2001 0:00	26.3	-74.5	75	980
MICHELLE	11/06/2001 6:00	26.9	-72.6	75	980
MICHELLE	11/06/2001 12:00	27.3	-69.7	65	984
MICHELLE	11/06/2001 18:00	28.7	-66.5	55	989
DENNIS	07/04/2005 18:00	12	-60.8	25	1010

Nombre	Día y hora	Latitud	Longitud	Viento (nudos)	Presión (hPa)
DENNIS	07/05/2005 0:00	12.2	-62.5	30	1009
DENNIS	07/05/2005 6:00	12.5	-64.2	30	1008
DENNIS	07/05/2005 12:00	13	-65.9	35	1007
DENNIS	07/05/2005 18:00	13.6	-67.3	40	1005
DENNIS	07/06/2005 0:00	14.3	-68.5	45	1000
DENNIS	07/06/2005 6:00	14.7	-69.7	50	995
DENNIS	07/06/2005 12:00	15.1	-70.9	55	991
DENNIS	07/06/2005 18:00	15.6	-71.9	60	989
DENNIS	07/07/2005 0:00	16.2	-73	70	982
DENNIS	07/07/2005 6:00	16.7	-74.1	80	972
DENNIS	07/07/2005 12:00	17.6	-74.9	90	967
DENNIS	07/07/2005 18:00	18.5	-76.1	100	957
DENNIS	07/08/2005 0:00	19.4	-77.1	120	951
DENNIS	07/08/2005 6:00	20.3	-78.4	110	953
DENNIS	07/08/2005 12:00	20.9	-79.5	130	938
DENNIS	07/08/2005 18:00	22	-80.6	120	941
DENNIS	07/09/2005 0:00	22.7	-81.6	100	960
DENNIS	07/09/2005 6:00	23.4	-82.5	75	973
DENNIS	07/09/2005 12:00	24.3	-83.4	80	967
DENNIS	07/09/2005 18:00	25.2	-84.2	90	962
DENNIS	07/10/2005 0:00	26.1	-85	110	942
DENNIS	07/10/2005 6:00	27.2	-85.8	125	935
DENNIS	07/10/2005 12:00	28.5	-86.3	120	930
DENNIS	07/10/2005 18:00	29.9	-86.9	110	942
DENNIS	07/11/2005 0:00	31.5	-87.7	45	970
DENNIS	07/11/2005 6:00	32.6	-88.5	30	991
DENNIS	07/11/2005 12:00	33.9	-88.8	25	997
DENNIS	07/11/2005 18:00	35.3	-89.1	20	1002
DENNIS	07/12/2005 0:00	36.4	-89.2	20	1003
DENNIS	07/12/2005 6:00	37.1	-89	15	1005
DENNIS	07/12/2005 12:00	37.7	-88.7	15	1007
DENNIS	07/12/2005 18:00	38.1	-88.3	15	1008
DENNIS	07/13/2005 0:00	38.5	-87.8	15	1009

Nombre	Día y hora	Latitud	Longitud	Viento (nudos)	Presión (hPa)
DENNIS	07/13/2005 6:00	38.9	-87.2	15	1010
DENNIS	07/13/2005 12:00	39.2	-86.5	15	1010
DENNIS	07/13/2005 18:00	39.2	-85.8	15	1010
DENNIS	07/14/2005 0:00	39.2	-85.7	10	1009
DENNIS	07/14/2005 6:00	39	-85.6	10	1009
DENNIS	07/14/2005 12:00	38.7	-85.6	10	1010
DENNIS	07/14/2005 18:00	38.4	-85.6	10	1010
DENNIS	07/15/2005 0:00	38.1	-85.8	10	1009
DENNIS	07/15/2005 6:00	37.9	-86.2	10	1010
DENNIS	07/15/2005 12:00	38.1	-86.4	10	1012
DENNIS	07/15/2005 18:00	38.4	-86.6	10	1012
DENNIS	07/16/2005 0:00	38.6	-86.8	10	1011
DENNIS	07/16/2005 6:00	39.4	-86.5	10	1013
DENNIS	07/16/2005 12:00	40.2	-86.2	10	1013
DENNIS	07/16/2005 18:00	40.8	-85.2	10	1014
DENNIS	07/17/2005 0:00	41.3	-84.1	10	1013
DENNIS	07/17/2005 6:00	42.2	-83.2	10	1013
DENNIS	07/17/2005 12:00	43.1	-82.3	10	1013
DENNIS	07/17/2005 18:00	43.9	-81.4	10	1012
DENNIS	07/18/2005 0:00	44.6	-80.5	10	1010
DENNIS	07/18/2005 6:00	45.8	-79.8	10	1009