

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE MAREA METEOROLÓGICA EN EL MAR CARIBE
COLOMBIANO**

**EDER ALEXIS SILVA RODRÍGUEZ
ANDRÉS FERNANDO OREJARENA RONDÓN**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOMECAÑICAS
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL
BUCARAMANGA**

2009

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE MAREA METEOROLÓGICA EN EL MAR CARIBE
COLOMBIANO**

**EDER ALEXIS SILVA RODRÍGUEZ
ANDRÉS FERNANDO OREJARENA RONDÓN**

**TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL**

DIRECTORES

Ingeniero Civil. DAVID ALONSO BARAJAS

Capitán de Fragata. LUIS OTERO DÍAZ, PhD.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOMECAÑICAS
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL
BUCARAMANGA**

2009

DEDICATORIA

**La vida es un regalo de Dios, lo que hagamos con ella es nuestro regalo
hacia Él**

A Dios y a mi madrecita la Santísima Virgen María

A ti mamita Norma mi mejor regalo

A mi padre Jesús por su incondicional apoyo

A mi abuelita Mercedes (Q.E.P.D)

A mi hermanita Normis

A toda mi familia

A mis amigos

Por: Eder Alexis Silva

A Dios,

Por darme la fuerza necesaria para salir adelante

Y no dejarme derrotar ante ninguna circunstancia

A mi padre Héctor Orejarena quien ha sido un apoyo

Incondicional en todas las etapas de mi vida

A mi madre Esperanza Rondón quien siempre ha tenido una voz de

Aliento en los momentos difíciles

A mi hermana Claudia Liliana

A mi hermano Diego Armando

A toda mi familia

A mis amigos

Por: Andrés Fernando Orejarena Rondón

AGRADECIMIENTOS

Al Capitán de Fragata Luis Jesús Otero Díaz, por esta excepcional oportunidad de trabajar con él en el desarrollo de este trabajo, sus conocimientos, su orientación y su apoyo incondicional.

A nuestro amigo Ing. Juan Camilo Restrepo López en el acompañamiento y guía del trabajo realizado.

A la Universidad Industrial de Santander y a sus profesores por la formación profesional que nos brindaron.

Al profesor David Alonso Barajas Solano por su apoyo profesional en el desarrollo de esta tesis.

Al Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas por facilitar las instalaciones físicas en el desarrollo de este trabajo, el apoyo técnico y profesional de sus trabajadores el Analista Climatológico Jesús Peñaranda Cabarcas, Ingeniero de Sistemas Wilderman Niels Ceren Prens, suboficial tercero Juan David Ortiz y el Tecnólogo Ambiental Julio Gutiérrez.

A nuestras amigas y compañeras la Microbióloga Diana María Quintana e investigadora Sandra Juliana Vivas.

CONTENIDO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN..... | 1 |
| 1.2. METODOLOGÍA | 2 |
| 2. OBJETIVOS | 4 |
| 2.1. OBJETIVO GENERAL | 4 |
| 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 4 |
| 2.3. ORGANIZACIÓN Y ESTRUCTURA DEL TRABAJO | 4 |
| 3. MARCO TEÓRICO | 7 |
| 3.1. MAREA ASTRONÓMICA..... | 7 |
| 3.1.1. <i>Metodología de cálculo</i> | 7 |
| TABLA 3.1 COMPONENTES MÁS IMPORTANTES DE LA MAREA | |
| ASTRONÓMICA | 10 |
| 3.2. MAREA METEOROLÓGICA..... | 10 |
| 4. CAMPOS DE VIENTO Y PRESIÓN | 16 |
| 4.1. VIENTOS..... | 16 |
| 4.1.1. <i>Dirección y velocidad del viento</i> | 16 |
| 4.2. CIRCULACIÓN GENERAL DE VIENTOS | 17 |
| 4.2.1. <i>La radiación solar</i> | 17 |
| 4.2.2. <i>Regiones depresionarias y anticiclónicas</i> | 18 |
| 4.3. PRESIÓN..... | 19 |
| 4.4. PROCESAMIENTO Y CONFIGURACIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA..... | 20 |
| 4.4.1. <i>Pasos en la creación del código:</i> | 21 |
| 4.5. CAMPOS DE VIENTO Y PRESIÓN..... | 22 |
| 4.5.1. <i>Rosa de Vientos para el Caribe</i> | 22 |
| 4.5.2. <i>Malla y Línea de Costa en el Caribe</i> | 23 |
| 4.5.3. <i>Dirección del Viento en el Caribe</i> | 24 |
| 4.5.4. <i>Campos de Presión en el Caribe</i> | 25 |
| 5. MODELO NUMÉRICO (H2D) | 27 |
| 5.1. MODELO HIDRODINÁMICO BIDIMENSIONAL | 27 |
| 5.2. ECUACIONES DE GOBIERNO | 28 |
| 5.2.1. <i>Ecuaciones integradas en vertical</i> | 30 |
| 5.2.2. <i>Ecuación de conservación de cantidad de movimiento</i> | 31 |
| 5.2.3. <i>Ecuación de conservación de masa</i> | 31 |
| 5.3. CALIBRACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO (H2D) | 35 |
| 5.3.1 <i>Fenómeno de fricción del viento en el océano</i> | 36 |

| | |
|--|-----------|
| 5.3.2 Metodología de la calibración del modelo | 37 |
| 5.3.2.1 Calibración del coeficiente de arrastre | 39 |
| 5.3.4 Batimetría | 41 |
| 5.3.5 Generación de la Malla de Cálculo..... | 41 |
| 5.3.6. Resultados de la Calibración..... | 43 |
| 6. SIMULACIÓN NUMÉRICA CON EL MODELO (H2D) | 47 |
| 6.1. SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL CARIBE COLOMBIANO..... | 47 |
| 6.1.1. Marea meteorológica en Barranquilla (Punto 1) | 49 |
| 6.1.2. Marea meteorológica en Cartagena (Punto 2) | 51 |
| 6.1.3. Marea meteorológica en Coveñas (Golfo de Morrosquillo) (Punto 3).... | 53 |
| 6.1.4. Marea meteorológica en San Andrés Islas (Punto 4) | 55 |
| 6.1.5. Marea meteorológica en Providencia (Punto 5) | 58 |
| 6.1.6. Marea meteorológica en el Golfo de Uraba (Punto 6) | 60 |
| 6.1.7. Marea meteorológica en Turbo (Punto 7)..... | 62 |
| 6.2. COMPARACIÓN DE ESTACIÓN MAREÓGRAFICA..... | 63 |
| 6.3. CONSTRUCCIÓN DE REGÍMENES MEDIOS Y EXTREMOS DE MAREA METEOROLÓGICA | 65 |
| 6.3.1. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Barranquilla | 66 |
| 6.2.2. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Cartagena | 68 |
| 6.2.3. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Coveñas (Golfo de Morrosquillo) | 69 |
| 6.2.4. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en San Andrés | 71 |
| 6.2.5. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Providencia | 72 |
| 6.2.6. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Turbo | 74 |
| 6.2.7. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en el Golfo de Uraba..... | 76 |
| 7. CONCLUSIONES | 78 |
| 8. RECOMENDACIONES..... | 80 |
| 9.BIBLIOGRAFÍA | 81 |
| ANEXOS..... | 83 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 3.1 Componentes más importantes de la marea astronómica..... | 23 |
| Tabla 5.1. Características de la malla de cálculo..... | 55 |
| Tabla 5.2. Resultados obtenidos con aplicación del Test-T..... | 58 |
| Tabla 5.3. Resultados obtenidos por medio del Test Rank..... | 59 |
| Tabla 6.1. Puntos del Caribe a analizar..... | 61 |
| Tabla 6.2. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Barranquilla..... | 80 |
| Tabla 6.3. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Cartagena..... | 82 |
| Tabla 6.4. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Coveñas..... | 83 |
| Tabla 6.5. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en San Andrés..... | 85 |
| Tabla 6.7. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Turbo..... | 87 |
| Tabla 6.6. Parámetros de escala y localización para ajuste a tres ramas, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Providencia..... | 88 |
| Tabla 6.8. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en el Golfo de Uraba..... | 90 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 3.1. Ejemplo gráfico de la composición de la marea astronómica con la suma de un número finito de ondas..... | 21 |
| Figura 3.2. Ejemplo gráfico de la geometría para el análisis de marea meteorológica..... | 24 |
| Figura 4.1. La Tierra del Ecuador se calienta más por la acción solar que la de los polos..... | 30 |
| Figura 4.2. Las zonas depresionarias y anticiclónicas se intercalan con otras de vientos dominantes..... | 31 |
| Figura 4.3. Esquema de la circulación general de la atmósfera: en los Trópicos predominan los Alisios. (Fuente: NASA)..... | 32 |
| Figura 4.4. Isobaras dominantes en el mes de Enero..... | 33 |
| Figura 4.5. Isobaras dominantes en el mes de Julio..... | 33 |
| Figura 4.6. Gráficas con el comportamiento general (dirección vientos del noreste) de sus campos de viento (en m/s) sobre el Litoral Caribe Colombiano..... | 35 |
| Figura 4.7. Malla con la zona del Caribe Colombiano y su línea de costa para analizar en la simulación numérica de marea meteorológica..... | 36 |
| Figura 4.8. Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento (Enero 01-1994 a las 18:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica..... | 37 |
| Figura 4.9. Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento (Enero 01-1994 a las 18:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica..... | 37 |
| Figura 4.10. Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento (Enero 01-1994 a las 18:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica..... | 38 |

| | |
|---|----|
| Figura 4.11. Gráfica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Enero-01-1994 a las 12:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica..... | 38 |
| Figura 4.12. Gráfica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Noviembre-01-1994 a las 06:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación..... | 39 |
| Figura 4.13. Gráfica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Agosto-01-1994 a las 12:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica..... | 39 |
| Figura 5.1 Características de una onda..... | 41 |
| Figura 5.2. Localización del mareógrafo de Cristóbal panamá del cual se extrajeron los datos para la calibración del modelo. (UHSLC, 1997)..... | 51 |
| Figura 5.3. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.020$ (Año 1995)..... | 53 |
| Figura 5.4. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.022$ (Año 1995)..... | 53 |
| Figura 5.5. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.021$ (Año 1995)..... | 54 |
| Figura 5.6. Malla batimétrica general con los puertos del Caribe a simular en el modelo numérico H2D..... | 56 |
| Figura 5.7. Gráfica con ajustes a la distribución Normal y simetría en la relación punto a punto de los valores de marea meteorológica (real versus modelada) con coeficientes de arrastre (en el lado izquierdo $Ca=0.020$ y en el lado derecho $Ca=0.022$)..... | 57 |
| Figura 5.8. Grafica para verificar el ajuste de los datos simulados por ASTRONOM (Marea Real) versus H2D (Marea Sintética) a una distribución normal con $Ca=0.021$ | 58 |
| Figura 5.9. Grafica para verificar la simetría de los datos simulados por ASTRONOM (Real) versus H2D..... | 59 |

| | |
|--|-----|
| Figura 6.1. Batimetría de la malla de cálculo con la ubicación de los mareógrafos y puntos de la simulación..... | 61 |
| Figura 6.2. Marea meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Barranquilla en una serie histórica de 60 años..... | 62 |
| Figura 6.3. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Barranquilla a partir de promedios multianuales de Marea Meteorológica..... | 62 |
| Figura 6.4. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Barranquilla..... | 63 |
| Figura 6.5. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Cartagena con una serie histórica de 60 años..... | 64 |
| Figura 6.6. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Cartagena partir de promedios multianuales de Marea Meteorológica..... | 64 |
| Figura 6.7. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Cartagena..... | 65 |
| Figura 6.8. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Coveñas (Golfo de Morrosquillo) con una serie histórica de 60 años..... | 66 |
| Figura 6.9. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Coveñas a partir de promedios multianuales de marea meteorológica..... | 66 |
| Figura 6.10. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Coveñas (Golfo de Morrosquillo)..... | 67 |
| Figura 6.11. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de San Andrés con una serie histórica de 60 años..... | 68 |
| Figura 6.12. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en San Andrés Islas a partir de promedios multianuales de marea meteorológica..... | 68. |
| Figura 6.13. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en San Andrés (variabilidad interanual)..... | 69 |
| Figura 6.14. Paso del Huracán JOAN por la zona sur del archipiélago de San Andrés y Providencia (Tomado de la Fuente UNISYS, 2009 serie histórica anual de huracanes del Atlántico Tropical)..... | 70 |

| | |
|---|----|
| Figura 6.15. Paso del Huracán ROXANNE por la zona sur del archipiélago de San Andrés y Providencia (Tomado de la Fuente UNISYS, 2009 serie histórica anual de huracanes del Atlántico Tropical)..... | 70 |
| Figura 6.16. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Providencia con una serie histórica de 60 años..... | 71 |
| Figura 6.17. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en Providencia a partir de promedios multianuales de marea meteorológica..... | 72 |
| Figura 6.18. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Providencia (variabilidad interanual)..... | 72 |
| Figura 6.19. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Golfo de Uraba con una serie histórica de 60 años..... | 73 |
| Figura 6.20. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en el Golfo de Uraba (Entrada) a partir de promedios multianuales de marea meteorológica..... | 73 |
| Figura 6.21. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en el Golfo de Uraba. (Variabilidad interanual)..... | 74 |
| Figura 6.22. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D en Turbo, con una serie histórica de 60 años..... | 75 |
| Figura 6.23. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en Turbo a partir de promedios multianuales de marea meteorológica..... | 75 |
| Figura 6.24. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Turbo.. | 76 |
| Figura 6.25. Comparación de las graficas de marea meteorológica en el mareógrafo de Guantánamo Bay-b Cuba, datos tomados en el año 94 por el mareógrafo..... | 77 |
| Figura 6.26. Comparación de las graficas de marea meteorológica en el mareógrafo de CRISTÓBAL PANAMÁ, datos tomados en el año 94 (datos completos)..... | 78 |
| Figura 6.27. Ajuste de rama media y alta con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por Marea Meteorológica en Barranquilla..... | 80 |

| | |
|--|----|
| Figura 6.28. Ajuste de rama media y extrema con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por Marea Meteorológica en Cartagena..... | 81 |
| Figura 6.29. Ajuste de rama media y alta con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Coveñas..... | 83 |
| Figura 6.30. Ajuste de rama media con el método de Gumbel para regímenes medios de sobre elevación por marea meteorológica en San Andrés Isla..... | 84 |
| Figura 6.31. Ajuste de rama media baja y alta con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Providencia..... | 86 |
| Figura 6.32. Ajuste de rama media y extremos con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Turbo..... | 88 |
| Figura 6.33. Ajuste de rama media y extrema con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en el Golfo de Uraba..... | 89 |

LISTA DE ANEXOS

| | |
|---------------------|------------|
| ANEXO A..... | 100 |
| ANEXO B..... | 112 |
| ANEXO C..... | 115 |

RESUMEN

TÍTULO: SIMULACIÓN NUMÉRICA DE MAREA METEOROLÓGICA EN EL MAR CARIBE COLOMBIANO

**AUTORES: EDER ALEXIS SILVA RODRÍGUEZ
ANDRÉS FERNANDO OREJARENA RONDÓN****

PALABRAS CLAVE: Simulación Numérica, Calibración, Campos de Viento y Presión, Regímenes, Coeficiente de arrastre.

DESCRIPCIÓN

En el presente trabajo se realizó la simulación numérica de marea meteorológica para distintos puntos sobre el Litoral Caribe Colombiano mediante la ejecución del modelo numérico H2D, que resuelve las ecuaciones de ondas largas por el método de diferencias finitas. Resulta interesante realizar esta aproximación teniendo en cuenta que en todo el Litoral Caribe se presenta una diversidad de fenómenos climáticos, que a su vez generan distintos comportamientos en la dinámica marina y sus niveles de marea meteorológica. Debido a la carencia de una serie de datos con registros históricos esta simulación no había sido posible realizarla, para lo cual actualmente mediante la ejecución de un proyecto denominado "Re-analysis" la *Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA)* de los Estados Unidos pone a disposición en su página web, una base de datos que incluye la magnitud de los registros para los campos de viento y presión sobre una malla mundial espaciada cada 2.5° en latitud y en longitud. Para la configuración inicial del modelo se parte de la malla mundial, que necesita de un procesamiento previo mediante un código en MATLAB con el que se delimite la zona en particular a analizar y donde se obtenga por medio de una interpolación una mejor resolución en sus datos. Todo lo anterior con el fin de obtener resultados más detallados en la simulación.

Antes de la ejecución de la simulación numérica fue necesario realizar un proceso de calibración del modelo para un punto determinado, a partir de datos reales de marea meteorológica. Posteriormente a la calibración, se ejecutó la simulación final donde obtenemos los niveles de marea meteorológica en diversos puntos del Litoral para los últimos sesenta años. Obtenida la simulación final se realizó el análisis de la dinámica marina y se construyeron los regímenes medios y extremos que permiten determinar los niveles de marea meteorológica bajo un nivel probabilístico de ocurrencia. Para la ingeniería de costas estos regímenes son de gran importancia ya que son una herramienta técnica en el proceso de análisis de los parámetros de diseño de estructuras de protección costera y portuaria.

* Proyecto de grado

** Facultad de Ingenierías Fisicomecánicas, Escuela de Ingeniería Civil. Directores: David Barajas y Luis Otero

ABSTRACT

TÍTULO: NUMERICAL SIMULATION OF WEATHER AT SEA TIDE COLOMBIAN CARIBBEAN*

**AUTHORS: EDER ALEXIS SILVA RODRÍGUEZ
ANDRÉS FERNANDO OREJARENA RONDÓN****

KEY WORDS: Numerical Simulation, Calibration, Wind and Pressure Fields, Schemes, Drag Coefficient.

DESCRIPTION

In this work, the numerical simulation of tide forecast for different points on the Colombian Caribbean coast by running the numerical model H2D, which solves long wave equations by finite difference method. It is interesting to make this approach given that throughout the Caribbean side presents a variety of weather events, which in turn generate different dynamic behaviors in the marine and meteorological tide levels. Due to the lack of a set of data with historical records this simulation was not possible to do, for which current through the implementation of a project called "Re-Analysis of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) of the United States makes available on its website, a database that includes the magnitude of the registrations for the wind and pressure fields on a mesh spaced every 2.5 ° in latitude and longitude. For the initial configuration of the model is part of the global mesh, which requires a pre-processing by a code in MATLAB with the demarcation of the area in particular to analyze and where is obtained through interpolation better resolution in your data . All this in order to obtain more detailed results in the simulation.

Before the implementation of the numerical simulation was necessary to perform a model calibration process to a certain point, actual data from meteorological tide. Following calibration, the final simulation was run where we obtain meteorological tide levels at various points of the Coast for the last sixty years. After obtaining the final simulation was conducted on marine dynamics analysis systems were constructed and extreme means for determining the meteorological tide levels under a probability level of occurrence. Coastal engineering for these systems are of great importance since they are a technical tool in the process of analyzing the structural design parameters for coastal protection and port security.

* Degree Work

** Physical-Mechanical Engineering Faculty, Department of Civil Engineering. Director: Luis Otero

1. INTRODUCCIÓN

En el siguiente capítulo se efectúa la descripción del problema a resolver, presentando una visión general del trabajo a realizar y la metodología para alcanzar los objetivos derivados a partir del planteamiento del problema. Así mismo se plasma la identificación de las principales deficiencias, incluyendo la importancia de la marea meteorológica, su dinámica y la influencia sobre las variaciones del nivel del mar en el Litoral Caribe Colombiano y sobre las estructuras costeras y portuarias.

1.1. Planteamiento del Problema y Justificación

Debido a los efectos climáticos y a la diferencia en sus cambios temporales, es indispensable que los países avancen en el conocimiento de las diferentes amenazas de origen marino que ponen en riesgo a las poblaciones e infraestructura costera (Torres, 2006); avanzando así, en el conocimiento científico, en áreas como el estudio del comportamiento de los océanos y fórmulas que permitan tener un desarrollo metodológico sostenible para esta problemática.

Las condiciones climáticas del litoral Caribe han favorecido el desarrollo de múltiples actividades humanas e industriales asociadas al disfrute del litoral, lo cual ha provocado un aumento de la población en esta zona costera, por ende sus habitantes y bienes materiales se encuentran amenazados por posibles inundaciones costeras atribuidas a la dinámica marina.

Teniendo en cuenta la dinámica de la marea meteorológica generada por la variabilidad climática registrada en el Mar Caribe Colombiano y partiendo de la anterior premisa, nace la necesidad de evaluar su comportamiento desde un punto de vista ingenieril para la obtención de resultados, que fundamenten las carencias y suplan las deficiencias técnicas en el diseño y la construcción de obras de protección costera y portuaria.

En la actualidad en el Litoral Caribe las poblaciones costeras sufren damnificaciones por problemas de inundación en los sectores bajos de la costa, lo anterior debido a la variabilidad en los niveles del mar; que en un instante están determinados por la marea astronómica (con fuerzas gravitacionales originadas por el sistema Tierra-Luna-Sol), la marea meteorológica debida a la presión y al viento, por la configuración de la costa y la batimetría de la zona donde esta se

propaga. No obstante el nivel del mar también se encuentra afectado por fenómenos con poco efecto regional como tsunamis o descargas fluviales de grandes ríos, además anomalías originadas por el fenómeno del niño y a largo plazo por efectos climatológicos globales como el descongelamiento de los polos.

En cuanto al análisis y la evaluación del comportamiento de la marea astronómica en el Litoral Caribe, se han efectuado diferentes trabajos para su obtención como los desarrollados por el *Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH)* (Torres, 2006) y además los contemplados dentro del proyecto de determinación técnica de jurisdicción, de la Dirección General Marítima.

En cuanto a la marea meteorológica no se han desarrollado actualmente trabajos en el Litoral Caribe para poder determinar su dinámica, siendo importante establecer esta componente dada las características propias del Mar Caribe; en donde la marea meteorológica puede llegar a ser de mayor importancia que la marea astronómica. Dado que las amplitudes típicas de la marea astronómica son del orden de los veinte-treinta centímetros y la marea meteorológica mencionada anteriormente debida a los efectos del viento y la presión, puede en algunos instantes llegar a unos valores mucho mayores que los de la marea astronómica; especialmente en la ocurrencia de fenómenos extremos como las tormentas tropicales y los huracanes.

La marea meteorológica se puede obtener a partir de mediciones reales, mediante el análisis del residuo meteorológico de la serie del nivel del mar medido por los mareógrafos. Sin embargo, dado que es difícil poder medir en cada punto del Litoral las variaciones del nivel del mar para obtener la marea meteorológica, resulta necesario recurrir a otros métodos u otras aproximaciones para obtener esta variable. En el caso del Litoral Caribe Colombiano únicamente se tienen registros disponibles del nivel del mar en Cartagena, los datos de marea meteorológica son obtenidos de este mareógrafo y no es posible extrapolarlos o asimilarlos al resto del Litoral; por lo que se hace necesario recurrir a una simulación numérica que permita hacer aproximaciones para obtener esta variable.

1.2. Metodología

El presente trabajo tiene como propósito primordial, plantear una metodología para obtener el comportamiento de la marea meteorológica a partir de datos disponibles de campos de viento y presión, mediante la aplicación de un modelo numérico de propagación de ondas largas.

Para la aplicación confiable de este modelo numérico, fue necesario efectuar un proceso de calibración del mismo a partir de datos reales; para lo cual en este trabajo se identificaron las series disponibles del nivel del mar en el Litoral Caribe y en otras zonas que puedan ser utilizados, con el fin de calibrar el modelo numérico a emplear.

Existe actualmente en el sitio web de la Universidad de Hawái diferentes series disponibles del nivel del mar. Para el caso del Mar Caribe hay diferentes estaciones mareó graficas (Panamá, Costa Rica, Jamaica, Cuba, Colombia) las cuales serán clasificadas y evaluadas para determinar la calidad de los datos y poder seleccionar aquella serie que mejor represente esta variable. Después de la selección se hará una posterior comparación con los datos modelados o arrojados por el modelo numérico, que a su vez permitan obtener el coeficiente de arrastre de viento que mejor calibre los datos reales.

Para la aplicación del modelo numérico se requirió de recopilar los campos de viento y presión sobre el área a simular. Para el caso de la región Caribe, existe una extensa base de datos disponible en internet generada por la *Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de los Estados Unidos en su proyecto "Re-analysis"*; esta base de datos comprende un periodo que va desde 1948 hasta la actualidad (2009).

Una vez el modelo fue calibrado, se procedió a realizar la simulación numérica de sesenta años (1948-2007) para generar la base de datos de marea meteorológica en los principales puertos del Litoral Caribe, la cual permite obtener los regímenes medios y extremos de esta variable en cada punto; así como la descripción general de su comportamiento a través de este período de tiempo considerado para el análisis.

Esta marea meteorológica modelada y principalmente influenciada por el fenómeno de interacción océano-atmosfera, hasta el momento no había sido posible obtenerla, ya que los registros de los campos de viento y presión que participan en este fenómeno y que son necesarios en la ejecución del modelo, hasta la actualidad no se encontraban disponibles. Ahora dicha información se encuentra a disposición de quien lo requiera en la base de datos de la NOAA.

A partir de la simulación y de los resultados que se obtuvieron, se determinaron los regímenes medios y extremos bajo un régimen probabilístico, los cuales quedan como una herramienta estadística para los estudios previos de parámetros técnicos de diseño en la ingeniería de obras de protección costera y portuaria.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo General

- Efectuar el retro-análisis de marea meteorológica de los últimos sesenta años (1948-2007) para la región Caribe y analizar su dinámica en los principales puertos del Litoral Caribe Colombiano.

2.2. Objetivos Específicos

- Obtener, procesar y configurar una base de datos con los campos de viento y presión de los últimos sesenta años, con el fin de simular la marea meteorológica para el Caribe Colombiano.
- Adaptar y calibrar un modelo numérico para la generación de marea meteorológica a partir de la base de datos configurada para el litoral Caribe.
- Simular numéricamente las variaciones del nivel del mar debido a la marea meteorológica utilizando el modelo numérico H2D calibrado.
- Construcción de los regímenes medios y extremos de marea meteorológica para los principales puertos del litoral Caribe: Barranquilla, Cartagena, Coveñas (Golfo de Morrosquillo), Golfo de Uraba, Turbo, San Andrés y Providencia.

2.3. Organización y estructura del trabajo

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN:

En este capítulo se efectúa el planteamiento del problema, la importancia de la dinámica de la marea meteorológica, la identificación de las deficiencias, la metodología general que se plantea para efectuar la obtención de la marea meteorológica y las principales fuentes que soportan las bases de datos para la simulación.

Capítulo 2. OBJETIVOS:

Principalmente este capítulo centra su atención en los objetivos que se derivan del planteamiento del problema, objetivos con los cuales se pretende dar solución a las deficiencias en la obtención de la marea meteorológica de los principales puertos del Litoral Caribe Colombiano y que aporten herramientas técnicas para ingeniería de costas y portuaria.

Capítulo 3. MARCO TEÓRICO:

Este capítulo contiene el fundamento teórico y el marco referencial para la obtención de la marea astronómica y la marea meteorológica, como: principales causas de generación, características generales, el planteamiento de las ecuaciones y sus derivaciones.

Capítulo 4. CAMPOS DE VIENTO Y PRESIÓN:

El capítulo de campos contiene las características de las bases de datos de viento y presión que serán empleadas por el modelo numérico H2D, para la generación de la marea meteorológica. De igual forma se describe el procesamiento y la configuración de los archivos para la aplicación del modelo numérico. Se hace una descripción de la circulación de vientos sobre el océano, el fenómeno climatológico que incide en la generación de la marea meteorológica y límites del área a analizar.

Capítulo 5. MODELO NUMÉRICO H2D:

Este aparte presenta las ecuaciones de gobierno que se resuelven con el modelo numérico, al igual que la identificación de sus parámetros. Además contiene el proceso de calibración y la metodología usada para obtener la validación de la zona bajo un coeficiente de arrastre en particular.

Capítulo 6. SIMULACIÓN NUMÉRICA CON EL MODELO H2D:

El capítulo seis contiene los resultados de los sesenta años simulados, mediante la ejecución del modelo numérico para los siete puntos del Litoral Caribe Colombiano, se incluye el análisis de su dinámica estacional y la variabilidad

multianual para cada uno de ellos. A partir de la simulación de la marea meteorológica se construyen los regímenes medios y extremos, los cuales quedan como parámetro técnico en el diseño y construcción de estructuras costeras y portuarias.

Capítulo 7. CONCLUSIONES:

Aquí se describen específicamente las principales conclusiones derivadas a partir del desarrollo del presente trabajo y algunas recomendaciones para dar continuidad al estudio de la marea meteorológica en el Mar Caribe.

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Marea Astronómica

La marea astronómica se define como el conjunto de movimientos regulares de ascenso y descenso del nivel del mar con periodos próximos a las 12 o 24 horas que se producen por los efectos gravitacionales del sistema tierra-luna-sol. Desde el punto de vista práctico, es necesario conocer el comportamiento de la onda de marea, especialmente para predecir la amplitud de la misma en un instante y lugar determinados. Es por ello que una forma para abordar el estudio de su comportamiento consiste en considerar la marea astronómica como la suma de un número finito de ondas, cuya amplitud y fase son conocidas debido a que se han asociado con algunos movimientos planetarios.

De acuerdo con la hipótesis anterior, varios investigadores han trabajado en el desarrollo de componentes periódicas de la fuerza tractora como forzamiento generador de la marea. Darwin y Doodson consiguieron llevar a efecto esta descomposición realizando un análisis astronómico teniendo en cuenta los movimientos de la Tierra, Luna y Sol, a partir del cual determinaron la frecuencia e importancia relativa de cada una de las componentes.

La descomposición se realiza básicamente asumiendo que las fuerzas generadoras producidas por la Luna y el Sol en sus trayectorias variables, son generadas por un número finito de planetas ficticios. Cada uno de estos planetas gira alrededor de la tierra con una órbita circular situada en el plano del Ecuador y a una velocidad angular constante, y se seleccionan de tal modo que, uno o la combinación de varios de ellos, reproduzcan la frecuencia de una determinada perturbación astronómica. (Otero, 2005).

3.1.1. Metodología de cálculo

La descripción y predicción de la marea en una localización dada puede hacerse mediante lo que se denomina análisis armónico de mareas, el cual consiste en descomponer los registros de nivel del mar en un número finito de ondas cuyo periodo y fase han sido perfectamente establecidos, dado que coinciden con los periodos de algunos de los movimientos astronómicos relativos entre la Tierra, la Luna y el Sol, como ha sido descrito anteriormente. Figura 3.1.

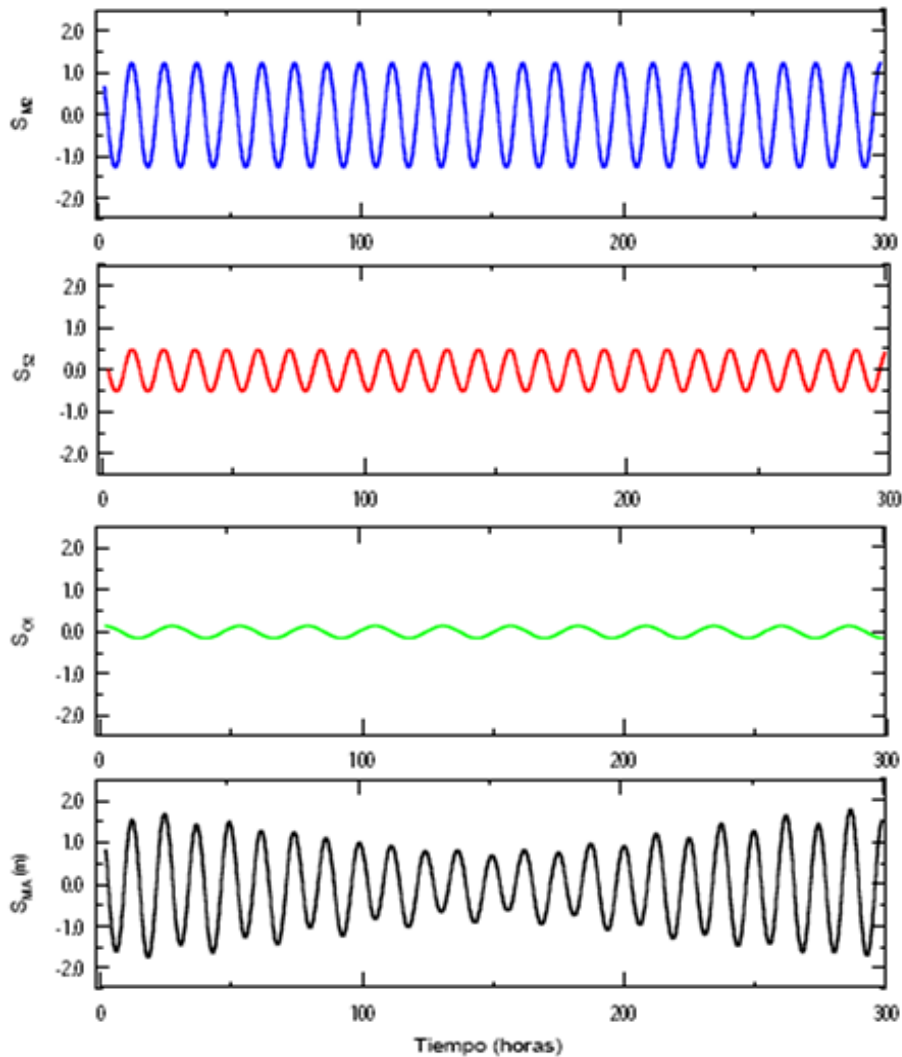


Figura 3.1 Ejemplo gráfico de la composición de la marea astronómica como la suma de un número finito de ondas.

En líneas generales el método del análisis armónico consiste en obtener, a partir de un registro horario de datos del nivel del mar, las amplitudes y fases de las ondas componentes. A estos parámetros se les llama componentes armónicas, debido a la suposición implícita de que las respuestas de mares y océanos a las fuerzas de marea no cambian en el tiempo. En este caso el método que se va a presentar es el elaborado por Dronkers (1964) y basado en los mínimos cuadrados.

La marea astronómica se aproxima, entonces, a la suma de esas ondas constituyentes de la siguiente manera:

$$S_{MA} = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i * \cos (w_i + \phi_i) \quad (3.1)$$

- donde:
- a_0 es la amplitud del nivel medio de referencia
 - a_i es la amplitud de la onda i
 - w_i es la frecuencia de la onda componente i
 - ϕ_i es el desfase de la onda componente i
 - t es el instante en que se calcula la marea
 - n es el número de componentes consideradas

Este método trata de ajustar esa sumatoria de constituyentes, que representa la marea astronómica, a los datos horarios del nivel del mar, minimizando el cuadrado de la diferencia entre ambas series.

En conclusión las componentes armónicas son generadas por: (ver en detalle anexo B la metodología para la obtención de armónicos de marea astronómica).

- Los efectos de rotación de la Luna con respecto a la Tierra (M_2).
- El efecto de rotación de la Tierra respecto al Sol (S_2).
- Componente que tiene en cuenta la trayectoria elíptica de la Luna (N_2).
- Efectos de declinación de la Luna y el Sol (K_2, K_1, O_1, P_1).
- Movimientos de largo periodo de la Luna y el Sol (M_f, M_m y S_{sa}).

| Nombre | Símbolo | Período(h) | Coef. |
|-------------------------|----------------|-------------------|--------------|
| Lunar principal | M2 | 12.42 | 100 |
| Solar principal | S2 | 12.00 | 46.6 |
| Elíptico Lunar mayor | N2 | 12.66 | 19.2 |
| Semidiurno Luni-Solar | K2 | 11.97 | 12.7 |
| Solar elíptico mayor | T2 | 12.01 | 2.7 |
| Solar elíptico menor | L2 | 12.19 | 2.8 |
| Elíptico Lunar 2º orden | 2 N2 | 12.91 | 2.5 |
| Diurno Luni-Solar | K1 | 23.93 | 58.4 |
| Diurno Lunar principal | O1 | 25.82 | 41.5 |
| Diurno Solar principal | P1 | 24.07 | 19.4 |
| Elíptico Lunar mayor | Q1 | 26.87 | 7.9 |
| Elíptico Lunar menor | M1 | 24.84 | 3.3 |
| Quincenal Lunar | Mf | 327.9 | 17.2 |
| Mensual Lunar | Mm | 661.3 | 9.1 |
| Semi-anual Solar | Ssa | 4383.00 | 8.0 |

Tabla 3.1 Componentes más importantes de la marea astronómica.

3.2. Marea Meteorológica

La marea meteorológica es una oscilación del nivel del mar debido a la acción conjunta de la presión atmosférica y el arrastre del viento, y su período puede ser de varios minutos o días. Las bajas presiones atmosféricas asociadas al paso de borrascas generan un ascenso del nivel del mar asociado a la depresión barométrica de las mismas. El viento, por su capacidad de arrastrar agua, es otro factor que puede dar lugar a la sobre elevación del nivel del mar en la costa.

La marea meteorológica se define como la respuesta del nivel del mar a las tensiones tangenciales inducidas por el viento y los campos de presiones. La marea meteorológica se puede representar a través del residuo meteorológico que se obtiene tras la realización del análisis armónico a una serie de nivel del mar. Estas mareas pueden generar sobre elevaciones considerables del nivel medio. (Otero, 2005).

La acción continuada del viento puede provocar el arrastre de la lámina de agua hasta que se alcanza un equilibrio entre la presión ejercida por la variación de nivel y la tensión ejercida en superficie. Este arrastre produce al ascenso del nivel y depende de varios factores: intensidad, persistencia y dirección del viento, batimetría y rugosidad del fondo. La tensión tangencial generada por el viento puede ser representada como:

$$\tau_v = \rho K_f \bar{w} |w| \quad (3.2)$$

Donde ρ es la densidad del agua, \bar{w} es el vector de velocidad del viento a 10 m de altura y K_f es un coeficiente de fricción del orden de 10^{-6} .

Las ecuaciones que gobiernan esta dinámica son las de continuidad y cantidad de movimiento que dan como solución para fondo de pendiente constante, promediando en vertical, si la pendiente varía linealmente como $h = h_0(1 - x/l)$, la ecuación diferencial, considerando un sistema de referencia como el de la Fig. 3.2 y que el viento actúa formando un ángulo, θ , con la normal a la costa, la componente que sopla en la dirección normal a la costa, τ_v es

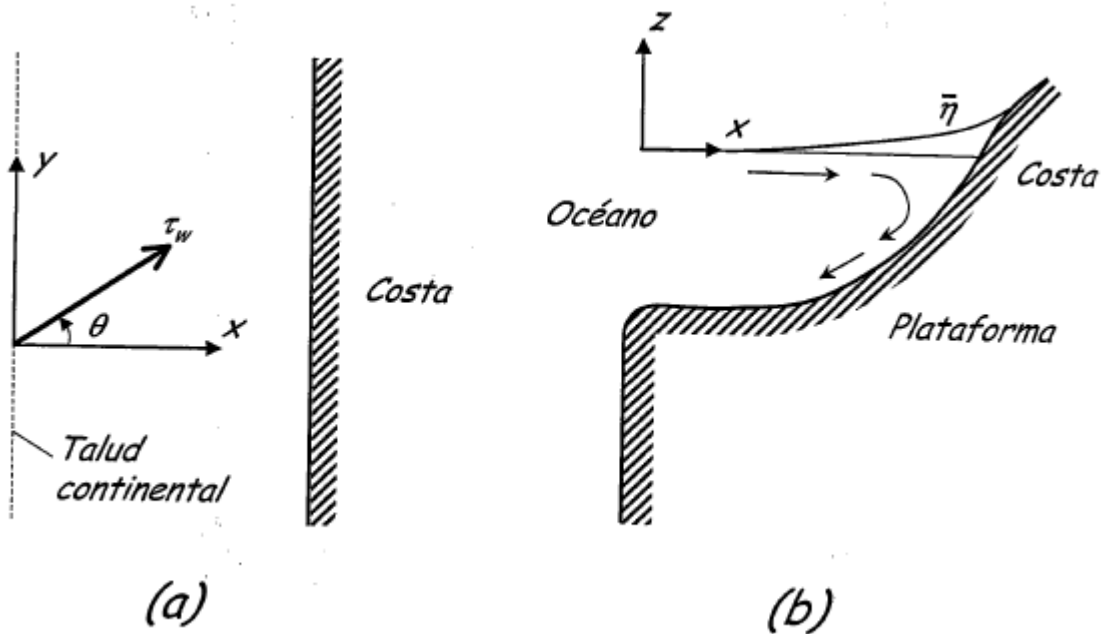


Figura 3.2 Ejemplo grafico de la geometría para el análisis de marea meteorológica.

$$\tau_v = |\tau_v| \cos \theta \quad (3.3)$$

Partiendo de la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento en el eje x (análoga al eje y) es:

$$\frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

Y haciendo uso de la ecuación de la continuidad en tres dimensiones:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.5)$$

Asumiendo que la ley de presiones es hidrostática, que el movimiento horizontal predomina sobre el vertical y que la velocidad horizontal es uniforme en vertical, parece razonable integrar dicha ecuación en vertical para reducir el número de variables independientes. Para ello y posteriormente, será necesario hacer uso de la regla de Leibnitz que se mostrara más explícitamente en el capítulo del modelo numérico H2D, la cual se deriva finalmente en la ecuación

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \right] + \frac{1}{\rho(h + \eta)} [\tau_{xz}(\eta) - \tau_{xz}(-h)] \quad (3.6)$$

A partir de la ecuación (3.8) despreciando las tensiones laterales, τ_{xx} y τ_{xy} , y linealizando se llega a

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{[\tau_{xz}(\eta) - \tau_{xz}(-h)]}{\rho(h + \eta)} \quad (3.7)$$

La velocidad, U , en la dirección del eje x deberá ser nula por la presencia de la costa, si el viento se mantiene soplando durante un largo intervalo de tiempo, llegando a un sistema estacionario

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{[\tau_{xz}(\eta) - \tau_{xz}(-h)]}{\rho(h + \eta)} \quad (3.8)$$

Lo anterior implica un equilibrio entre el efecto del viento, la fricción en el fondo y el gradiente de presiones hidrostático.

Debido a que la tensión tangencial en el fondo, $\tau_{xz}(-h)$, no puede ser definida en función de la velocidad media U , se suele definir un factor n , tal que

$$n = 1 - \frac{\tau_{xz}(-h)}{\tau_{xz}(\eta)} \quad (3.9)$$

Lo que implica que

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{n \tau_{xz}(\eta)}{\rho(h + \eta)} \quad (3.10)$$

La ecuación (3.10) puede ser usada para conocer las variaciones de nivel inducidas por el viento. A continuación se presenta la solución considerando fondo de pendiente constante para la anterior ecuación:

Considerando que la pendiente varía linealmente como $h = h_0(1 - x/l)$, la ecuación (3.10) se escribe como

$$(h + \eta) \frac{d(h + \eta)}{dx} - (h + \eta) \frac{dh}{dx} = \frac{n\tau_v}{g} \quad (3.11)$$

Separando variables

$$-\frac{(h + \eta)d(h + \eta)}{\frac{h_0^2}{l} \left(\frac{h + \eta}{h_0} - A \right)} = dx \quad (3.12)$$

Con $A = \frac{n\tau_{vx}l}{(\rho gh_0^2)}$. El coeficiente A representa el cociente entre la fuerza

inducida por las tensiones tangenciales y la debida a la presión hidrostática.

Resolviendo y determinando la constante de integración con la condición $\eta = 0$ en $x = 0$ se obtiene la siguiente solución en su forma a dimensional

$$\frac{x}{l} = \left(1 - \frac{h + n}{h_0} \right) - A \ln \left(\frac{\frac{h + n}{h_0} - A}{1 - A} \right) \quad (3.13)$$

Donde x es la distancia hacia la costa, l la longitud de la plataforma continental, h la profundidad en cada punto, h_0 la profundidad de la plataforma continental, η la elevación de la superficie libre y $A = \frac{n\tau_{vx}l}{\rho gh_0^2}$, τ_{vx} es la tensión tangencial debida al viento y g la aceleración de la gravedad. El coeficiente A representa el cociente entre la fuerza inducida por las tensiones tangenciales y la debida a la presión hidrostática. Una solución aproximada puede ser:

$$n = \frac{k_f w^2 x}{g(h_0 - (h + n))} \log \left(\frac{h_0}{(h + n)} \right) \quad (3.14)$$

En una playa de talud indefinido, esta sobre elevación es del orden de 5 cm cuando la velocidad del viento llega a 17 m/s, así que puede ser despreciable.

Por otro lado, el nivel del mar también varía como respuesta al desequilibrio que se genera por las variaciones de presión atmosférica. La solución a la ecuación de cantidad de movimiento promediada en vertical es para borrasca estática:

$$\Delta n = -\frac{1}{\rho g} \Delta p \quad (3.15)$$

y para borrasca dinámica:

$$\Delta n = -\frac{h}{\rho(U^2 - gh)} \Delta p \quad (3.16)$$

con $\Delta n = n_r - n_e$ y $\Delta p = p_r - p_e$

η_r y η_e son, respectivamente, la elevación de la superficie libre en un punto a una distancia r del centro de la borrasca y la elevación de la superficie libre en el exterior de la borrasca. (Otero, 2005).

p_r y p_e son, respectivamente, la presión atmosférica en un punto a una distancia r del centro de la borrasca y la presión atmosférica en el exterior de la borrasca.

Cuando no se cuentan con registros instrumentales en un área determinada, de donde se pueda obtener el comportamiento de la marea meteorológica, es necesario analizar los residuos meteorológicos de series medidas de nivel del mar de las estaciones más cercanas al área de interés, con el fin de determinar la validez de su aplicación para dicha zona, bajo la hipótesis de que los factores meteorológicos, como el viento y los campos de presión, ejercen su influencia en una escala espacial bastante amplia en el océano, lo que se traduce en variaciones similares del nivel del mar en extensas zonas de la costa.

Otra alternativa de aproximación para la obtención de la marea meteorológica cuando no se cuenta con registros instrumentales, consiste en simular su comportamiento utilizando un modelo numérico de propagación de onda larga a partir del conocimiento de los campos de viento y presión. Esta alternativa resulta la más conveniente para la simulación numérica de los sesenta años, ya que se cuenta con una base datos de una serie histórica de campos de viento y presión desde el año 1948 hasta el 2007 para el litoral Caribe Colombiano, elementos necesarios para la configuración del modelo numérico.

Antes de ejecutar la simulación total de los puntos del litoral, es necesario efectuar la calibración del modelo numérico seleccionado a partir de datos reales del nivel medio del mar. Se obtiene el residuo meteorológico obtenido en la estación mareográfica, para un año donde la serie de niveles medios del mar se encuentre sin vacíos en su información, y se calibra con los valores de marea meteorológica obtenidos con el modelo numérico H2D; este proceso se explicara en detalle en el capítulo referente al modelo numérico y su calibración.

Dado que el objetivo principal del estudio es la generación de regímenes medios y extremos de marea meteorológica, y como se ha establecido en las hipótesis de partida que la marea meteorológica es una variable aleatoria, es de interés el determinar como patrón de comportamiento siendo el de más importancia el coeficiente de arrastre.

Como las variaciones del nivel del mar debido a la marea meteorológica son consecuencia de variables climáticas de carácter aleatorio, es necesario separarla del análisis de marea astronómica. Para obtener el residuo meteorológico de la serie total, se debe reconstruir la serie de marea astronómica a partir de las componentes armónicas calculadas en el análisis armónico. Subsiguientemente, esta serie reconstruida debe ser restada de la serie real total, para obtener de esta manera el residuo meteorológico. Dicho residuo será el utilizado en la calibración del modelo numérico (Otero, 2005).

4. CAMPOS DE VIENTO Y PRESIÓN

4.1. Vientos

Es el movimiento del aire tanto horizontal como vertical en la atmosfera. Se denomina propiamente viento, a la corriente que se desplaza en el sentido horizontal; mientras que en los movimientos verticales suele denominarse convección (si es ascendente) y subsidencia (si es descendente). El viento es un vector constituido por dirección y magnitud. La dirección, en meteorología, se designa siempre de donde sopla el viento, mientras que la magnitud representa la velocidad de movimiento del aire. (IDEAM, 2009).

El viento es causado por las diferencias de temperatura existentes al producirse un desigual calentamiento de las diversas zonas de la Tierra y de la atmósfera. Las masas de aire más calientes tienden a ascender, y su lugar es ocupado entonces por las masas de aire circundante, más frío y, por tanto, más denso. La dirección del viento depende de la distribución y evolución de los centros isobáricos; se desplaza de los centros de alta presión (anticiclones) hacia los de baja presión (depresiones) y su fuerza es tanto mayor cuanto mayor es el gradiente de presiones. En su movimiento, el viento se ve alterado por diversos factores tales como el relieve y la aceleración de Coriolis.

4.1.1. Dirección y velocidad del viento

Sobre el mar Caribe Colombiano y para el periodo comprendido entre enero y abril, la velocidad promedio del viento superan los 12 m/s alcanzando valores medios de hasta 20m/s especialmente hacia febrero debido a la influencia de los Vientos Alisios de Noreste, que prevalecen en la zona. Para la época de ciclones tropicales, el paso de Ondas tropicales del Este y la posición más norte de la Zona de Convergencia Intertropical, entre Mayo y Noviembre, la intensidad del viento disminuye en gran parte del Mar Caribe y, sus intensidades oscilan entre 6 y 12 m/s, pero frente a las costas del departamento de Córdoba y Panamá, donde se ubica la contracorriente de Colombia, las intensidades se reducen significativamente con vientos en calma y los 3 m/s. La reducción más notoria en la intensidad del viento se observa hacia septiembre y octubre, época que ocurren las máximas precipitaciones en litoral Caribe colombiano. (IDEAM, 2009).

4.2. Circulación General de Vientos

El aire en la atmósfera presenta procesos de circulación de carácter general que determinan la climatología, la estacionalidad y evolución de los fenómenos meteorológicos.

4.2.1. La radiación solar

La energía calorífica de la radiación solar es la generatriz de todos los procesos meteorológicos y climáticos que se dan en la Tierra. Al incidir sobre el planeta, atraviesa la atmósfera calentando la superficie terrestre que es la que finalmente transmite el calor al aire atmosférico en contacto con ella. Así pues, es la tierra la que calienta directamente la atmósfera y no la radiación solar. Sin embargo, las zonas ecuatoriales son las que más reciben energía y los polos son las que menos. Es por esto que la superficie de la Tierra no transmite de forma uniforme el calor al aire que tiene sobre ella. Ver figura 4.1.

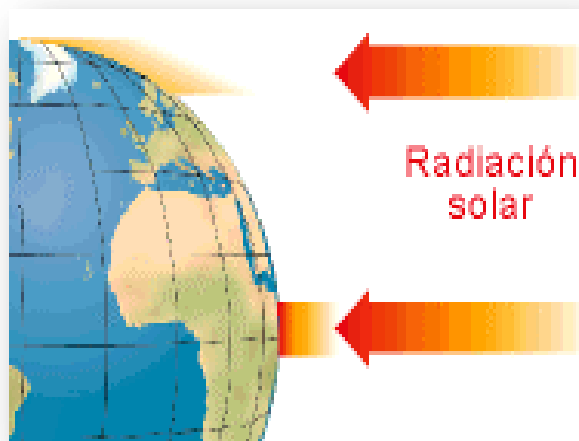


Figura 4.1 La Tierra del Ecuador se calienta más por la acción solar que la de los polos.

Esto hace que se produzcan intercambios térmicos entre las zonas más calientes y las más frías para restablecer el equilibrio: el aire caliente se desplaza hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. De este modo, las masas de aire nivelan y suavizan el clima en la Tierra y establecen los principios de la circulación general.

4.2.2. Regiones depresionarias y anticiclónicas

El aire caliente de la zona ecuatorial es más ligero y se eleva. Al ascender, se dirige en altura hacia los polos. A medida que se desplaza hacia el polo sufre la acción de la fuerza de Coriolis, desviándose hacia su derecha en el hemisferio Norte y hacia su izquierda en el hemisferio Sur.

Cuando el aire se enfría cae, y una vez en la superficie de la Tierra retorna al ecuador absorbido por las bajas presiones que se generan en la zona al ascender el aire caliente. En este trayecto se vuelve a desviar debido a la fuerza de Coriolis, de manera que al llegar a la zona subtropical es ya un viento del Noreste en el hemisferio Norte, y del Sureste en el hemisferio Sur. Estos vientos son los denominados Alisios. El ciclo ecuatorial abarca desde el ecuador hasta los 30° de latitud en ambos hemisferios. (CIOH,2009). Ver figura 4.2.

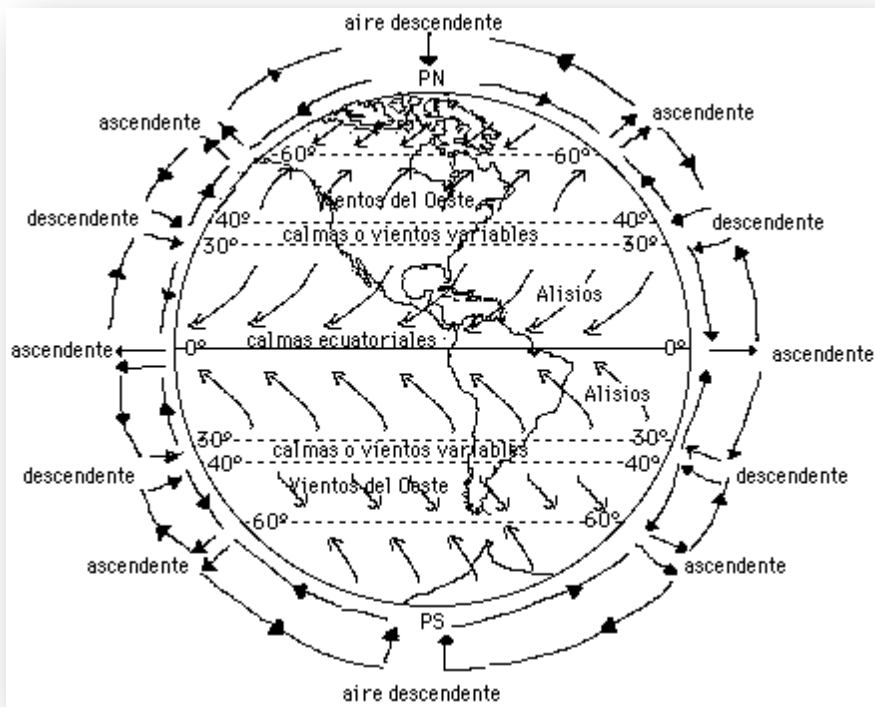


Figura 4.2 Las zonas depresionarias y anticiclónicas se intercalan con otras de vientos dominantes.

La malla utilizada en el análisis de este proyecto está constituida por una zona anticiclónica sobre los 30° de latitud que envía vientos de componentes este (NE en el hemisferio Norte) hacia la región ecuatorial. Ver figura 4.3.

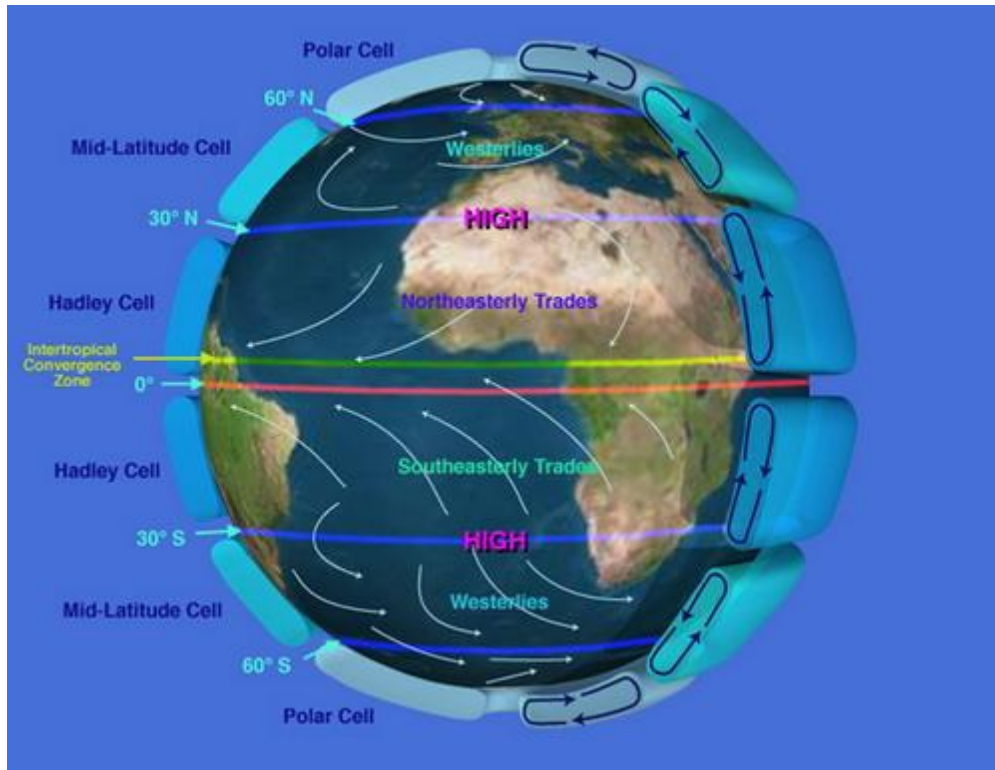


Figura 4.3 Esquema de la circulación general de la atmósfera: en los Trópicos predominan los Alisios (Fuente: NASA)

4.3. Presión

En el océano abierto los cambios en la presión atmosférica provocan una respuesta en el nivel del mar, conocida como barómetro invertido o equilibrio isostático; esto es que la superficie del mar baja (sube) un centímetro por cada hectopascal de incremento invertido, entonces es sobre (bajo) isostática, si el nivel del mar experimenta una variación mayor (menor) de un centímetro como resultado de la variación de un hectopascal en la presión atmosférica. Este comportamiento es muy propio de las zonas litorales, donde la presencia de la costa puede provocar un alejamiento de la respuesta del barómetro invertido, lo cual se intensifica en el caso de los mares semicerrados. (IDEAM, 2009).

El régimen climatológico del Caribe Colombiano influenciado por el desplazamiento latitudinal de la Zona De Convergencia Intertropical (ZCIT, ver figura 4.3), denominado como un cinturón semicontinuo de bajas presiones, resultante de los fenómenos físicos Subtropicales ocasionados por el movimiento traslacional de la Tierra y la incidencia de la radiación solar. Las figuras 4.4 y 4.5 presentan el movimiento de las líneas isobáricas en dos temporales diferentes. (CIOH, 2009).

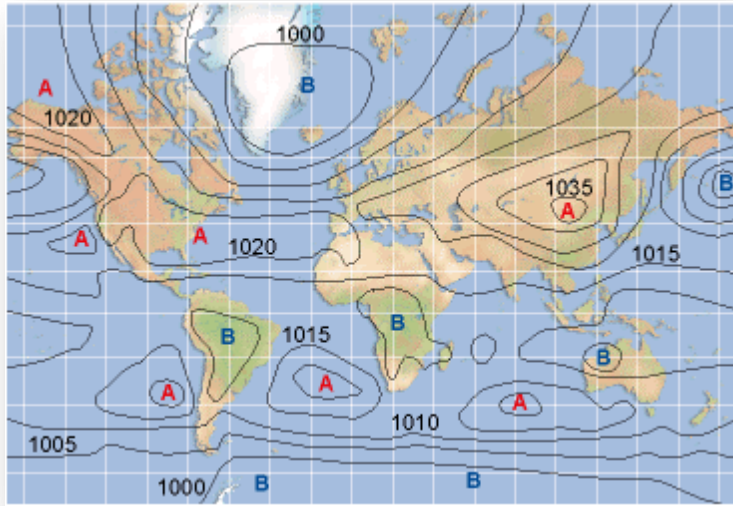


Figura 4.4 *Isobaras dominantes en el mes de Enero*

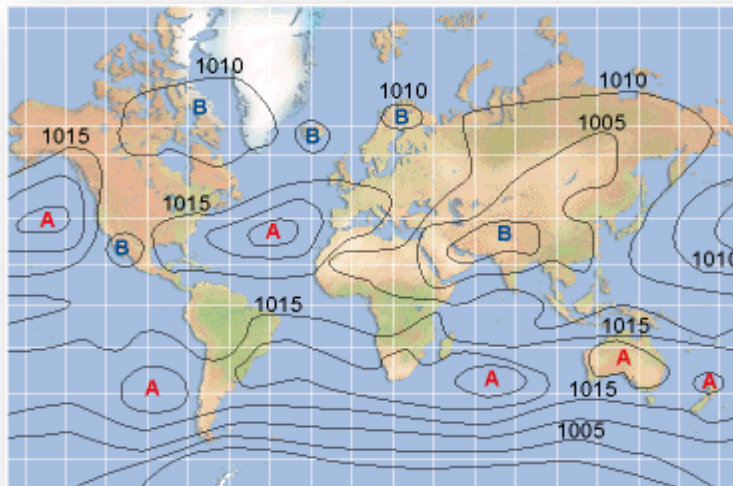


Figura 4.5 *Isobaras dominantes en el mes de Julio.*

4.4. Procesamiento y Configuración de los Datos de Entrada

Actualmente existen organizaciones a nivel mundial que tienen a disposición general en sus páginas de internet datos climatológicos globales que son necesarios para el análisis de este fenómeno oceanográfico.

La *Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA)* y su *división de Ciencias Físicas* proporciona archivos en formato (NetCDF), los cuales contienen información de los campos meteorológicos (viento y presión) que ocurren aleatoriamente en toda la superficie terrestre; datos usados en la ejecución y re-análisis de proyectos, los cuales han sido simulados por esta organización en la creación de series de tiempo desde el año 1948 hasta el 2009.

Los datos utilizados en este análisis de marea son de tipo superficial, ya que es esta propiedad la que permite que interaccionen océano-atmosfera mediante un coeficiente de arrastre producido por las velocidades del viento y campos de presión; generando diferencias de nivel sobre el océano en el fenómeno natural de marea meteorológica.

Para la calibración del modelo numérico se usa como serie de tiempo base para el análisis el año 1994, teniendo en cuenta que sus datos están completos tanto para niveles del mar como para los campos meteorológicos (viento y presión). Como se menciona anteriormente los datos para campos climatológicos vienen en formato (NetCDF), en archivos por separado *dirección u*, *dirección v* para los campos de viento y otro archivo para los campos de presión. Los tres archivos vienen en una malla espacialmente separada cada 2.5° en latitud y 2.5° en longitud, que a su vez conforman una capa de tiempo. La serie completa de tiempo para un año está compuesta en capas de tiempo cada seis horas, de la siguiente manera – a las 00:00, a las 6:00, a las 12:00 y las 18:00 horas – siendo que para cada punto sobre la grilla le corresponda un valor de viento en la dirección u (m/s), un valor de viento en la dirección v (m/s) y un valor de presión p (pascales).

Antes de la calibración del modelo numérico que resuelve las ecuaciones fundamentales de marea meteorológica, es necesario darle un procesamiento inicial con un código en MATLAB a los datos de entrada refiriéndonos a los campos (viento y presión); que son los comprometidos en el fenómeno de interacción con la superficie del océano.

4.4.1. Pasos en la creación del código:

1. Estos archivos contienen archivos a nivel global así que el primer paso es limitar el área de análisis, que para el caso nuestro es el litoral Caribe Colombiano, entre coordenadas latitud (7.5° N y 23.5° N) y longitud (-84.5° E y -68° E). Ver figura 4.7.
2. El formato (NetCDF) de los archivos necesita de una herramienta para la extracción de sus datos, para lo cual se realiza un código en MATLAB que lea esos valores, corte la malla por los límites que son necesarios para el

análisis numérico y además interpole la malla, generando una nueva con separación espacial cada 0.05° en latitud y longitud.

3. En la construcción del código final se hicieron varias pruebas en su interpolación, haciendo una en tres dimensiones – interpolando tanto espacialmente como temporalmente sus valores – y otra interpolación en dos dimensiones – interpolación espacial - . Haciendo comparaciones entre estas dos se llega a la conclusión que sus diferencias no son significativas en el resultado de los nuevos valores para los campos climáticos, en consecuencia se acepta la interpolación en dos dimensiones para el análisis y separación espacial cada 0.05° en latitud y longitud, dejando las capas de tiempo originales (capas cada seis horas).

El código recorre una serie de 1460 datos que equivalen al número de horas anuales ordinarias y de 1464 horas para años bisiestos, debido a su separación cada seis horas en sus capas de tiempo. (Ver en detalle el anexo B el código para programación en MATLAB).

4.5. Campos de Viento y Presión

4.5.1. Rosa de Vientos para el Caribe

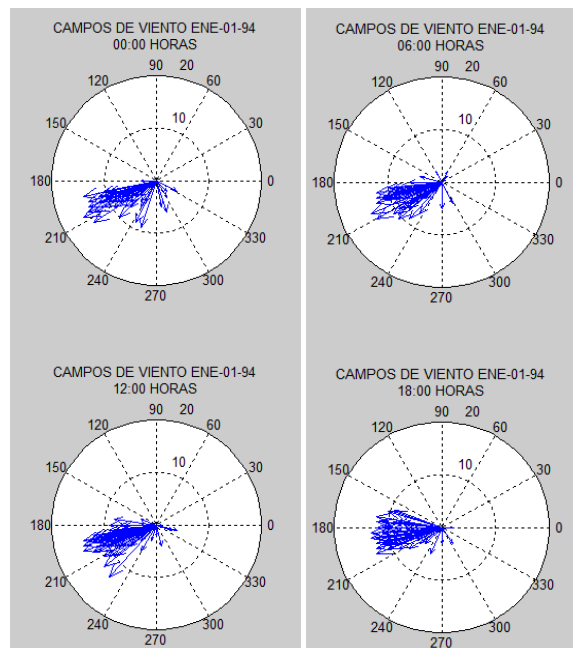


Figura 4.6 Gráficas con el comportamiento general (dirección vientos del noreste) de sus campos de viento (en m/s) sobre el Litoral Caribe Colombiano.

La figura 4.6 corresponde a un ejemplo de la rosa de vientos con la base de datos configurada para ejecutar la simulación numérica sobre la malla del Caribe mostrada en la figura 4.7, la rosa presenta la dirección de donde provienen los vientos (vientos del noreste) y la magnitud característica de sus campos para un día del mes de enero (entre 10 y 20 m/s). Para una mejor identificación del comportamiento medio general de vientos, se presentan unos ejemplos con las gráficas de los datos de entrada procesados para la configuración del modelo. Las figuras 4.8, 4.9 y 4.10, muestran la distribución general de los campos de viento sobre la superficie oceánica en la malla a simular con el modelo numérico.

Para la caracterización de los campos de presión sobre el litoral Caribe Colombiano, se presentan las gráficas con la identificación de la malla a analizar con sus respectivas coordenadas y magnitudes. (Ver figuras. 4.11, 4.12 y 4.13). Estas gráficas identifican los campos de presión que actúan en la serie de tiempo del año 1994, serie tomada para el proceso de calibración del modelo numérico; como ejemplo solo colocamos las horas: 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 del primero de Enero de 1994.

4.5.2. Malla y Línea de Costa en el Caribe

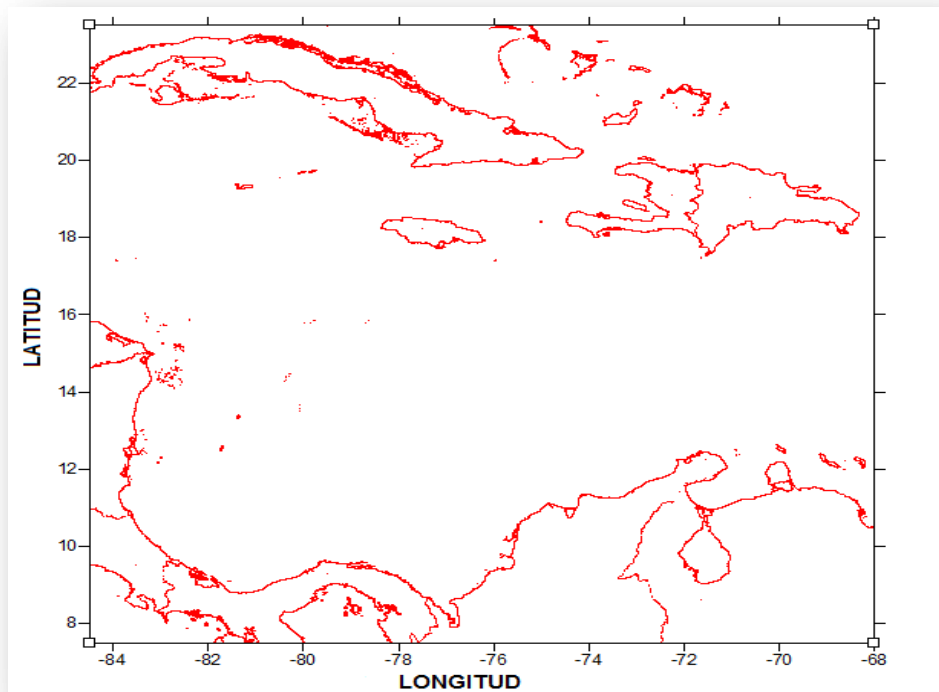


Figura 4.7 Malla con la zona del Caribe Colombiano y su línea de costa para analizar en la simulación numérica de marea meteorológica.

4.5.3. Dirección del Viento en el Caribe

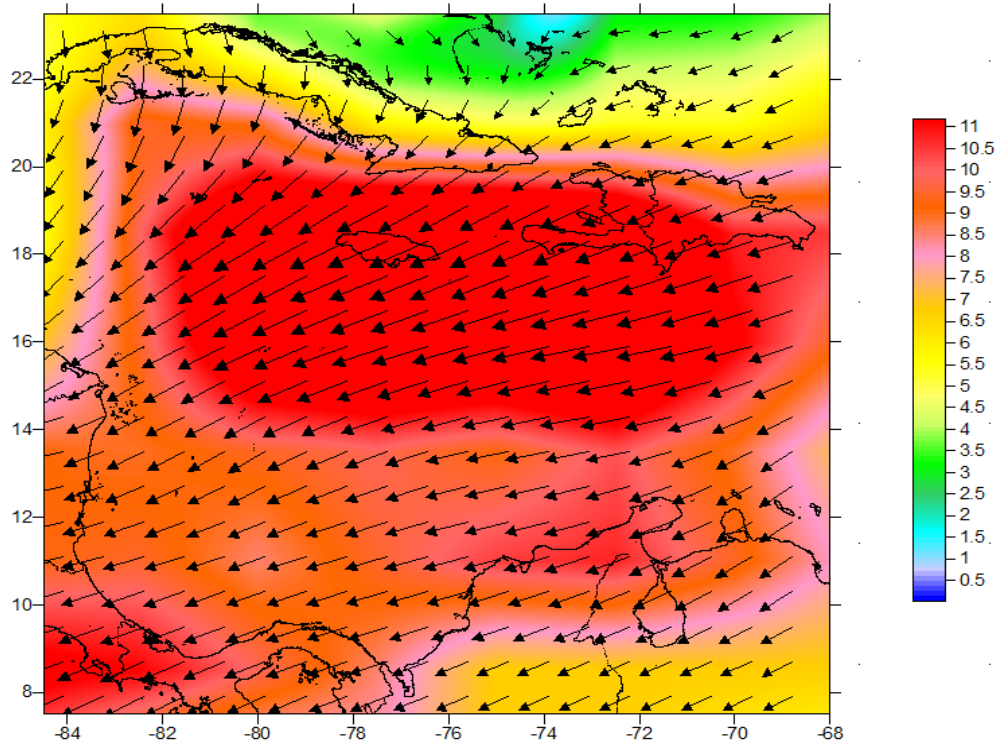


Figura 4.8 Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento (Enero 01-1994 a las 18:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica.

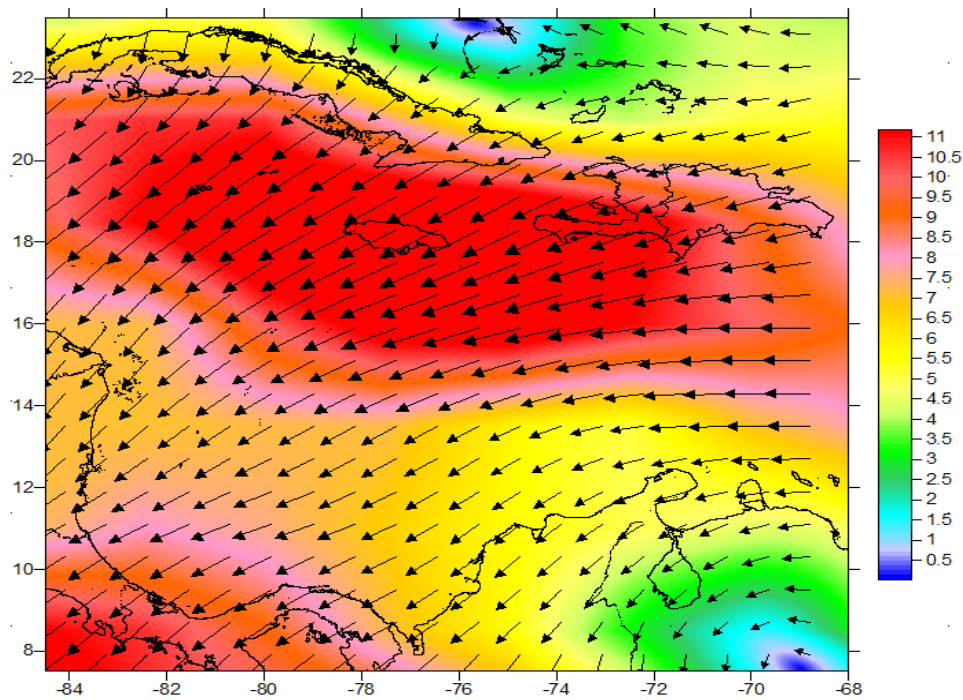


Figura 4.9 Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento (Febrero-01-1994 a las 06:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica.

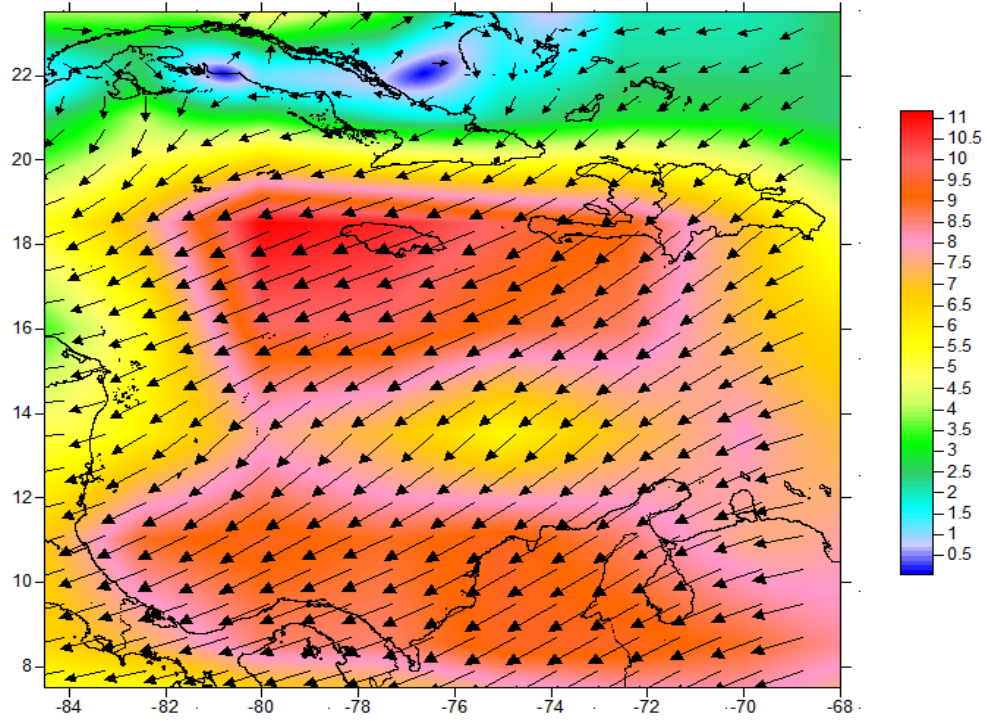


Figura 4.10 Gráfica con el comportamiento general de los campos de viento Agosto-31-1994 a las 00:00 horas para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica.

4.5.4. Campos de Presión en el Caribe

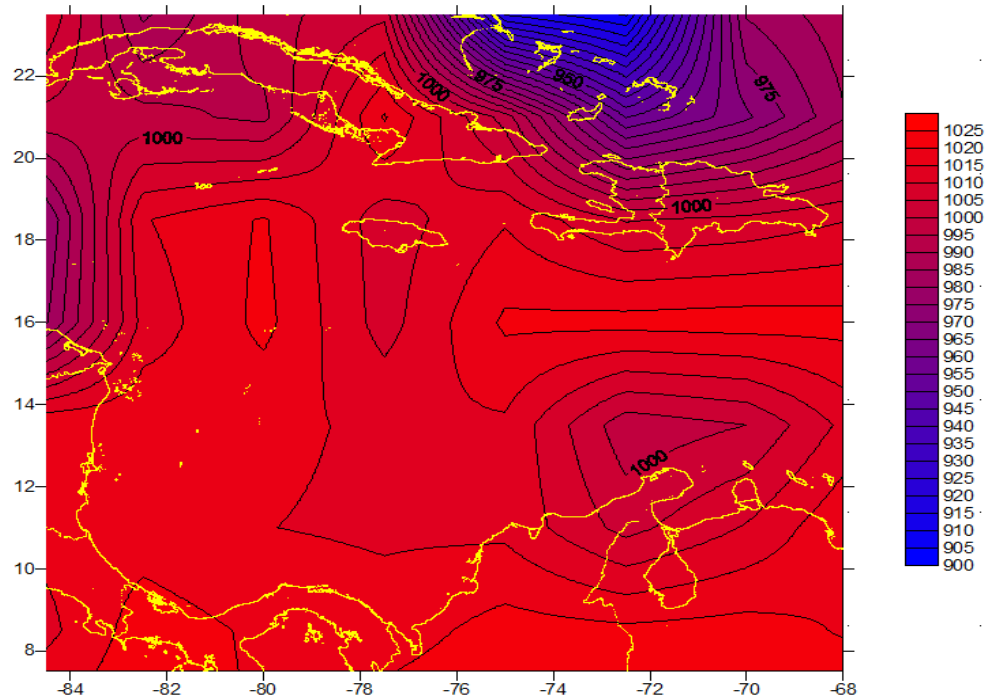


Figura 4.11 Gráfica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Enero-01-1994 a las 12:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica.

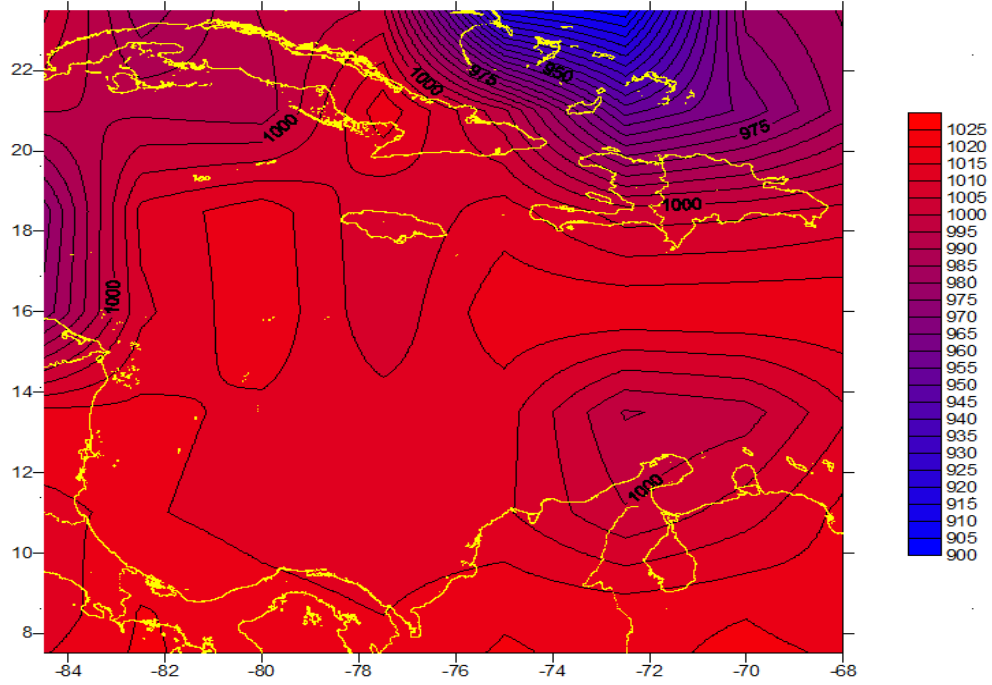


Figura 4.12 Gráfica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Noviembre-01-1994 a las 06:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación.

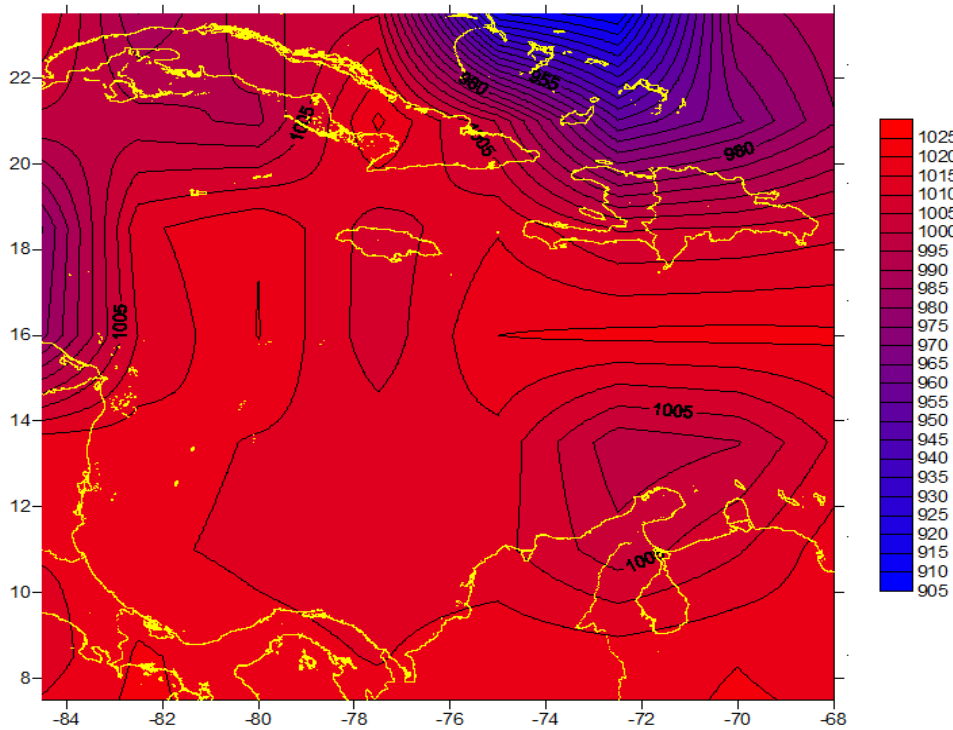


Figura 4.13 Grafica con el comportamiento general de los campos de presión (presión en milibares Agosto-01-1994 a las 12:00 horas) para la malla del Caribe Colombiano a analizar en la simulación numérica.

5. MODELO NUMÉRICO (H2D)

5.1. Modelo Hidrodinámico Bidimensional

Las ecuaciones que resuelve el modelo numérico H2D son las ecuaciones de ondas largas, en las cuales la hipótesis inicial es $L \gg h$, siendo L la longitud de la onda cuya propagación se estudia, y h la profundidad sobre la que se propaga figura 5.1. La condición de onda larga se puede considerar aplicable a partir de $L > 20h$. (Pedlosky, 1987).

Bajo esta hipótesis el flujo es, fundamentalmente, horizontal y las componentes horizontales de la velocidad, u y v , mucho mayores que la componente vertical, w .

Estas afirmaciones son generalmente validas, excepto en áreas locales con pendientes del fondo muy pronunciadas ($>1/5$) o en áreas en las que se produzcan fenómenos de afloramientos (upwelling) / hundimientos (downwelling) o frentes oceánicos.

La consideración del flujo horizontal permite una simplificación notable de las ecuaciones generales del movimiento, ya que permite eliminar la componente vertical, w , como incógnita y establece una distribución de presiones hidrostáticas.

Otra característica fundamental de las ondas largas es que poseen números de Reynolds muy elevados, lo que da lugar a que el flujo sea siempre turbulento. Esta característica permitirá aproximar los términos de tensiones tangenciales por medio de gradientes de la velocidad turbulenta media (aproximación de Boussinesq). Esto, dará lugar a la aparición de coeficientes de viscosidad de remolino “eddy viscosity”, de fricción con el fondo y arrastre por viento. Así como la necesidad de establecer lo que se ha dado en llamar “modelos de cierre” para la determinación de dichos coeficientes.

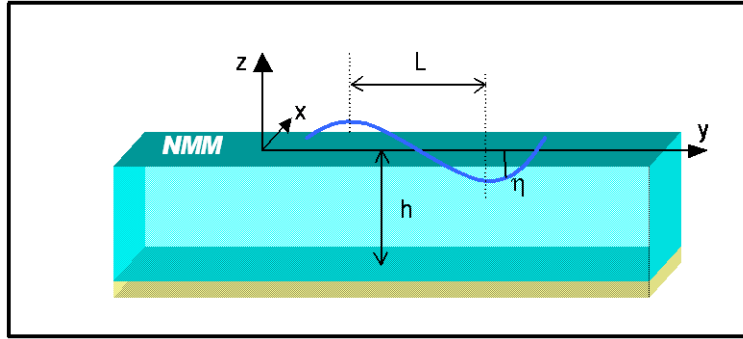


Figura 5.1 Características de una onda.

5.2. Ecuaciones de Gobierno

Para la determinación de las ecuaciones generales de las ondas largas las ecuaciones a considerar son las de conservación del momento y conservación de la masa correspondiente a fluidos incompresibles.

$$\rho \frac{D\vec{u}}{Dt} = -\nabla p + \rho F + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (5.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (5.2)$$

donde:

\vec{u} = vector velocidad $\vec{u} (u, v, w)$

p = presión

F = fuerzas de volumen (gravedad)

τ_{ij} = tensiones tangenciales sobre el plano j en la dirección i

$\frac{D}{Dt}$ = derivada material

∇ = divergencia

$\frac{\partial}{\partial x}$ = derivada parcial.

Si se desarrollan las expresiones anteriores se obtiene:

$$\begin{aligned}
\rho \left[\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial p}{\partial x} + \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right] \\
\rho \left[\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial p}{\partial y} + \left[\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right] \\
\rho \left[\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + \left[\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right]
\end{aligned} \tag{5.3}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{5.4}$$

Imponiendo la condición de onda larga, (longitud de onda muy superior a la profundidad) resulta:

$$\frac{Dw}{Dt} \approx 0 \tag{5.5}$$

Nótese que se establece que las aceleraciones verticales son despreciables dejando libre, en principio, el valor de las velocidades verticales. Admitiendo que $\frac{Dw}{Dt} \approx 0$, la ecuación de la conservación de cantidad de movimiento según el eje z resulta:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \rho g \tag{5.6}$$

Esto es, la presión en una onda larga es hidrostática. La expresión de la presión hidrostática, puede integrarse en vertical desde una cota z hasta la superficie para obtener el valor de la presión total a dicha cota.

$$\int_z^\eta \frac{\partial p}{\partial z} = - \int_z^\eta \rho g dz \tag{5.7}$$

Integrando esta expresión, resulta:

$$P_{(\eta)} - P_{(z)} = -\rho g (\eta - z) \quad (5.8)$$

donde:

η = altura de la superficie libre.

Si se considera que la presión en la superficie libre $P(\eta)$ es la presión atmosférica, o presión relativa nula obtenemos:

$$P_{(z)} = \rho g (\eta - z) \quad (5.9)$$

Para la determinación de la expresión (5.9) se ha supuesto que la densidad ρ es constante en vertical, hipótesis que se puede asumir, salvo en situaciones muy concretas (termoclina, frentes oceánicos). En lo que sigue, y salvo que expresamente se señale, se asume que ρ no es función de la profundidad y, por tanto, que la presión puede determinarse de acuerdo a la expresión (5.9).

5.2.1. Ecuaciones integradas en vertical

Es importante señalar que las variables existentes en las ecuaciones (5.3) y (5.4) son funciones de (x, y, z, t). Para eliminar esta dependencia de las tres variables espaciales, se efectúa la integración en vertical de las mismas, para ello se aplica la Regla de Leibnitz, que se puede expresar como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} f_{(x,z)} dz = \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} \frac{\partial}{\partial x} f_{(x,z)} dz + \frac{\partial \beta(x)}{\partial x} f_{(\beta,z)} - \frac{\partial \alpha(x)}{\partial x} f_{(\alpha,z)} \quad (5.10)$$

Una vez realizada la integración de las dos ecuaciones resultan las expresiones siguientes (Dean & Dalrymple, 1991):

5.2.2. Ecuación de conservación de cantidad de movimiento

$$\frac{\partial \langle UH \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle \rho_{xx} U^2 H \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle \rho_{xy} UVH \rangle}{\partial y} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

(5.11)

$$-g \frac{H^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \langle \rho_{xz} \rangle \tau_{xz}(-h) + \frac{H}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \right]$$

$$\frac{\partial \langle VH \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle \rho_{yx} VUH \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle \rho_{yy} V^2 H \rangle}{\partial y} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gH^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial y}$$

(5.12)

$$+ \frac{1}{\rho} \langle \rho_{yz} \rangle \tau_{yz}(h) + \frac{H}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} \right]$$

5.2.3. Ecuación de conservación de masa

$$\frac{\partial \langle UH \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle VH \rangle}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0$$

(5.13)

donde:

$$H = h + \eta$$

ρ_0 = densidad media de la columna de agua

$$U = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} u dz$$

$$V = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} v dz$$

$$\beta_{xy} = \frac{1}{HU^2} \int_{-h}^{\eta} uv dz$$

$$\beta_{xx} = \frac{1}{HU^2} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz$$

Desarrollando los términos U^2 y V^2 y asumiendo que $\beta_{ij} = 1$, las ecuaciones (5.11), (5.12), (5.13) se pueden escribir:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho H} \left[\tau_{xx} - \tau_{fx} \right] + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \right] \quad (5.14)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho H} \left[\tau_{yy} - \tau_{fy} \right] + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} \right] \quad (5.15)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} = 0 \quad (5.16)$$

Una vez obtenidas estas ecuaciones, hay que indicar que la ecuación de conservación de masa es una expresión exacta, ya que no se ha utilizado ninguna hipótesis para su formulación. En cambio, en el desarrollo de la ecuación de cantidad de movimiento se han asumido las siguientes hipótesis:

- Perfil de velocidades, $u(z)$, $v(z)$, sensiblemente uniforme ($\beta_{ij}=1$):

$$\int_{-h}^{\eta} u^2 dz = U^2 H$$

$$\int_{-h}^{\eta} uv dz = UVH$$

- En una onda larga: $Dw/Dt \approx 0 \rightarrow$ distribución de presiones hidrostáticas:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

- Presión en superficie libre: $P(\eta) = 0$

En estas expresiones aparecen los términos τ_{sx} y τ_{fx} , que son la tensión tangencial en superficie y en el fondo. En Oceanografía, la primera suele considerarse como el efecto del viento y la segunda como el efecto de rozamiento o arrastre por fondo. Sus correspondientes expresiones son:

$$\frac{1}{\rho H} \tau_{sx} = \frac{C_a \rho_a W^2 \cos \psi}{\rho H} \quad (5.17)$$

$$\frac{1}{\rho H} \tau_{fx} = g \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 H} \quad (5.18)$$

donde:

W = velocidad del viento a 10 m por encima de la superficie del mar (m/s)

C_a = coeficiente de arrastre del viento, pero para el caso se usará el obtenido en la calibración del modelo.

ρ_a = densidad del aire (t/m^3)

ψ = ángulo entre la dirección del viento y el eje x (grados sexagesimales)

C = coeficiente de rozamiento de Chézy ($m^{1/2}/s$)

Falta sustituir las condiciones de las tensiones tangenciales dentro del fluido por otro tipo de condición más útil. Si el fluido es newtoniano, se aplica directamente la definición del tensor de tensiones viscosas que, expresado en coordenadas cartesianas, es:

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (5.19)$$

En esta expresión, μ representa la viscosidad cinemática, expresión válida para los fluidos en régimen laminar. Sin embargo, si el régimen es turbulento, cada una de las propiedades puntuales puede descomponerse en una media y una fluctuación. De esta manera, las propiedades que se obtienen para las propiedades medias son las de Reynolds, que son idénticas a las de Navier-Stokes, excepto en el término de tensiones turbulentas que se les añade. Por tanto, se cambiará el término de viscosidad cinemática, μ (en realidad, se cambia la viscosidad dinámica, $\nu = \mu/\rho$), por otro término de viscosidad de remolino o ε , “eddy viscosity”. La definición de las tensiones viscosas resultará, por tanto:

$$\tau_{ij} = \rho\varepsilon \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (5.20)$$

Con estas modificaciones, las ecuaciones de cantidad de movimiento y de continuidad pueden expresarse:

Ecuación de Cantidad de Movimiento en sentido x

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + g \frac{U\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 H} = \\ = \frac{C_a \rho_a W^2 \cos \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right] + f_c V \end{aligned} \quad (5.21)$$

Ecuación de Cantidad de Movimiento en sentido y

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial y} + g \frac{V\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 H} = \quad (5.22)$$

$$= \frac{C_a \rho_a W^2 \sin \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right] - f_c U$$

Ecuación de Cantidad de Continuidad

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} = 0 \quad (5.23)$$

U = componente de velocidad de viento en sentido x

V = componente de velocidad de viento en sentido y

ε = viscosidad de remolino

ρ_a = densidad del aire

ρ_o = densidad media de la columna de agua

ψ = grado entre la dirección del viento y el eje x

H = h + η

η = altura de superficie libre, h = altura del fondo

C_a = coeficiente de arrastre del viento

C = coeficiente de rozamiento de Chezy

Para generalizar las ecuaciones, se ha introducido el término de la aceleración de Coriolis, que viene caracterizado por el parámetro *f_c*, donde:

$$f_c = 2 * \Omega * \sin \phi$$

$$\Omega = 7.29 * 10^{-5} \text{ (velocidad angular de la Tierra)}$$

$$\phi = \text{latitud}$$

(Para descripción detallada del modelo numérico H2D ir al anexo C).

5.3. Calibración del modelo numérico (H2D)

La calibración de un modelo consiste en comprobar que representa la realidad con un grado de exactitud adecuado para la aplicación deseada. El proceso de calibración está ligado al propósito del modelo. La verificación del modelo

matemático se realiza para valorar la veracidad de los resultados de la modelación, por lo tanto la información conocida se comparará con los resultados de la modelación, lo cual mostrará la calidad del modelo escogido (Otero, 2005).

Para la simulación de la marea meteorológica, la calibración del modelo numérico H2D se centrará en obtener el coeficiente de arrastre, que es el que establece la relación del efecto de tensión del viento sobre la superficie del océano (fluido); y sea el que finalmente mejor ajuste los datos simulados con los datos reales medidos.

5.3.1 Fenómeno de fricción del viento en el océano

La calibración del modelo numérico para la marea meteorológica depende de un parámetro muy importante que es el coeficiente de arrastre producido por la fuerza tangencial del viento sobre la superficie del océano. Para su análisis fue necesario tener en cuenta el estudio de diferentes teorías desarrolladas a través del tiempo.

A principios del siglo XX, estudios científicos en el campo aerodinámico relacionaron el arrastre sobre una superficie sólida con su rugosidad. Usando este concepto, los meteorólogos lo aplicaron para calcular el coeficiente de arrastre atmosférico sobre la Tierra. Sin embargo al intentar aplicarlo sobre los océanos los valores observados fueron mucho más bajos debido a que un fluido como el agua cede de cierta manera a una fuerza que se le aplica.

El fenómeno en que el viento ejerce una fuerza sobre la superficie del océano ha dirigido el interés entre científicos produciendo una gran cantidad de formulaciones y mediciones en el intento por describir dicho fenómeno. La fuerza del viento sobre el océano suele calcularse en función de la densidad (del aire o agua), el coeficiente de arrastre y la velocidad del viento. *Hellerman y Rosenstein (1983)* utilizan:

$$\tau = \rho C_D (u^2 + v^2)$$

Donde τ es la fuerza del viento, ρ densidad del aire, y u y v son los componentes del viento a una altura de 10 m. El coeficiente de arrastre C_D se toma como $0.8 \cdot 10^{-3}$ para vientos menores a 6.7 m/s y $2.6 \cdot 10^{-3}$ para vientos mayores a 6.7 m/s.

Garrat (1977), analizando numerosas medidas llegó a la conclusión de que en condiciones de estabilidad atmosférica C_a depende linealmente de la velocidad del viento:

$$C_a = (0.75 + 0.067 \cdot 10^{-2} W) \cdot 10^{-3} \quad (5.24)$$

Donde la velocidad del viento es expresada en cm/s.

Sin embargo, en la práctica, se suele utilizar un coeficiente de arrastre constante, de valor $2.7 \cdot 10^{-3}$, (Henry and Heaps, 1976). En el modelo se permite introducir un valor constante de C_a .

Este mismo autor advierte que los datos muestran un gran esparcimiento para el coeficiente de arrastre (C_D) dando valores entre $3 \cdot 10^{-4}$ y $5 \cdot 10^{-3}$. Garratt (1977) sugiere una aproximación para vientos entre 4 y 21 m/s donde el coeficiente de arrastre puede ser aproximado por la relación:

$$C_D \approx 0.51 \cdot 10^{-3} U^{0.46} \quad (5.25)$$

Otra propuesta para analizar el coeficiente de arrastre es considerando el estado del mar, propuesta presentada por Charnock (1955) usando un análisis dimensional para caracterizar la rugosidad aerodinámica Z_o , se tiene entonces:

$$\frac{Z_o g}{u_*^2} = constante \quad (5.26)$$

Donde Z_o *escala de rugosidad*
 u_* *velocidad de fricción*
 g *gravedad*

La constante es conocida como constante de Charnock y es del orden de 0.015. Kitaigorodski y Volkov (1965) estudian esta formulación y la relacionan con la edad de las olas (Jones et al., 2001).

Después de 50 años de mediciones del coeficiente de arrastre, los datos muestran una gran dispersión y poco se sabe de las causas de las variaciones. El desarrollo de diferentes teorías y parametrizaciones ha demostrado que no existe una formulación universal (Bolaños, 2006), por lo que es necesario realizar adaptaciones en base a mediciones, para validarlas en alguna zona en particular de estudio (Jones et al, 2001)

5.3.2 Metodología de la calibración del modelo

Para efectuar la calibración del modelo numérico es necesario identificar como primer paso las serie reales de mejor calidad y cobertura temporal, para lo cual se efectuó una revisión de las series disponibles en la página web de la Universidad

de Hawái. Llegándose a la conclusión de que la serie que mejor tiene cobertura de datos en extensión temporal y en cuanto a calidad de los mismos, eran las series medidas por el mareógrafo localizado en Cristóbal Panamá; cómo podemos apreciar en la figura 5.2.

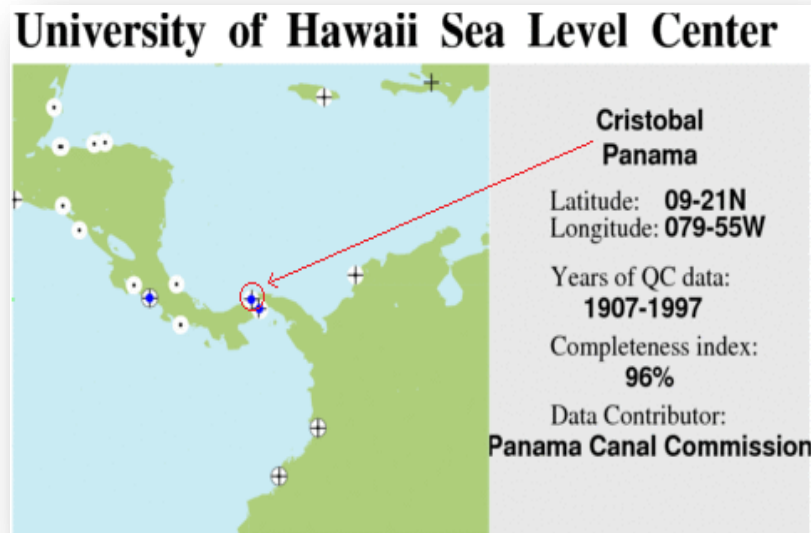


Figura 5.2. Localización del mareógrafo de Cristóbal panamá del cual se extrajeron los datos para la calibración del modelo.(UHSLC, 1997)

Los niveles reales del mar vienen dados en los archivos que proporciona la página del *Centro de Nivel del Mar de la Universidad de Hawái*, de su estación mareográfica Cristóbal (Panamá), los cuales son necesarios para hallar la marea meteorológica real con el programa ASTRONOM desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC) de la Universidad de Cantabria.

Para construir la marea meteorológica real del año 1994, tomamos una serie histórica de niveles del mar reales medidos por un mareógrafo con una extensión temporal consecutiva de 6 años (1990-1995), la cual estuviera totalmente completa para ingresarla al programa ASTRONOM. Este programa procesa los niveles del mar registrados por el mareógrafo y realiza el análisis armónico de las ondas que generan la marea; principalmente se encuentra constituido por un número de componentes armónicos, cuyos períodos han sido perfectamente establecidos dado que coinciden con los períodos de algunos movimientos astronómicos relativos entre la tierra la luna y el sol (GIOC,2000); del análisis

resulta la marea astronómica y la marea meteorológica real, la cual se compara para efectos de calibración con la modelada por H2D.

5.3.2.1 Calibración del coeficiente de arrastre

Para la calibración fue necesario ejecutar varias veces el modelo, efectuando una previa configuración del modelo numérico con los campos de viento y presión correspondientes para el año seleccionado. El método básicamente consiste en ir haciendo iteraciones con la simulación, cambiando el coeficiente de arrastre del viento que determina la amplitud de la gráfica modelada, hasta recrear una amplitud de marea meteorológica similar a la de la gráfica real. Este paso se realiza mediante un proceso comparativo de gráficos de forma visual, para los que consecutivamente a este paso se les hallará las diferencias entre marea meteorológica simulada con H2D, versus la marea real generada por el residuo meteorológico que arroja ASTRONOM mediante unos test estadísticos.

A continuación se presentan las graficas comparativas con algunos de los coeficientes de arrastres más representativos. Los datos generados para la construcción de las gráficas vienen dados por un valor de nivel de marea en metros para cada hora del año, con dos tipos de mareas, la real (dada por ASTRONOM) y la modelada (dada por H2D). Este análisis permite identificar el coeficiente de arrastre más preciso a tener en cuenta en la ejecución final de la simulación numérica.

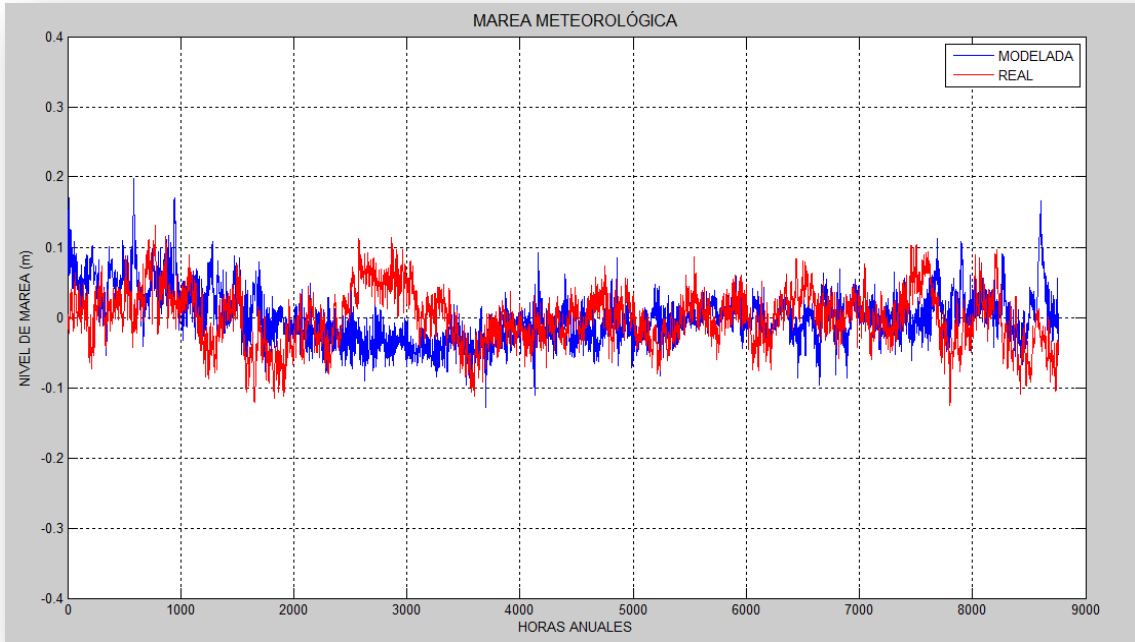


Figura 5.3. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.020$ (Año 1995).

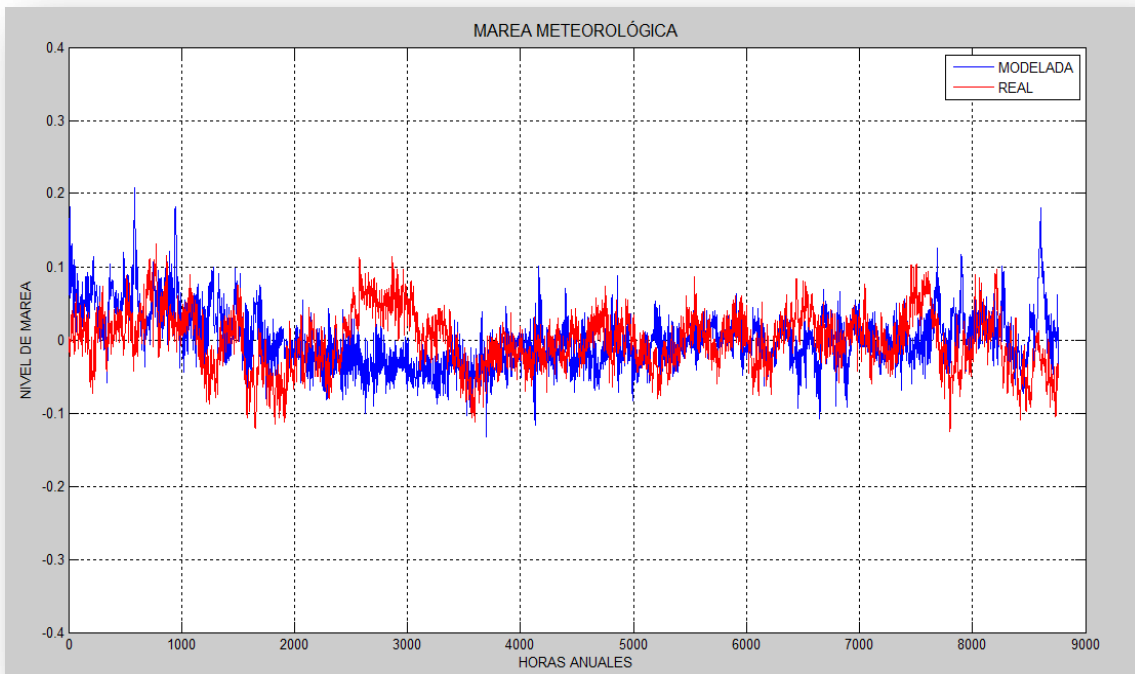


Figura 5.4. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.022$ (Año 1995).

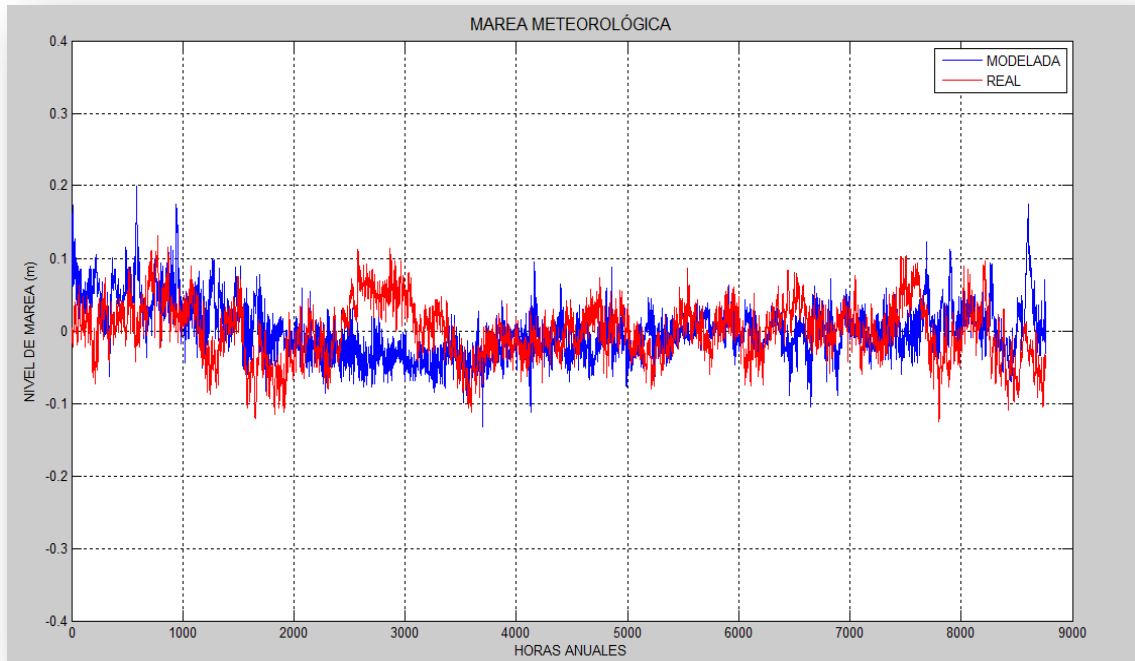


Figura 5.5. Marea meteorológica real medida en el mareógrafo de Cristóbal Panamá versus Marea Meteorológica simulada con el modelo numérico H2D con $Ca=0.021$ (Año 1995).

5.3.4 Batimetría

La fuente de datos batimétricos utilizados para la generación de mallas que utiliza el modelo numérico H2D y la calibración del mismo, fueron obtenidos por medio de la integración de las mallas batimétricas náuticas disponibles para el Caribe en la base de datos del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) junto con la batimetría general de GEBCO (Cartas Batimétricas Generales de los Océanos). Ver gráfica 5.6.

5.3.5 Generación de la Malla de Cálculo

La adaptación del modelo se efectuó sobre una malla general de cálculo del Caribe colombiano entre las latitudes -84.5° E, -68° E y longitudes 7.5° N, 23.5° N. Separación entre celdas de 0.05° .

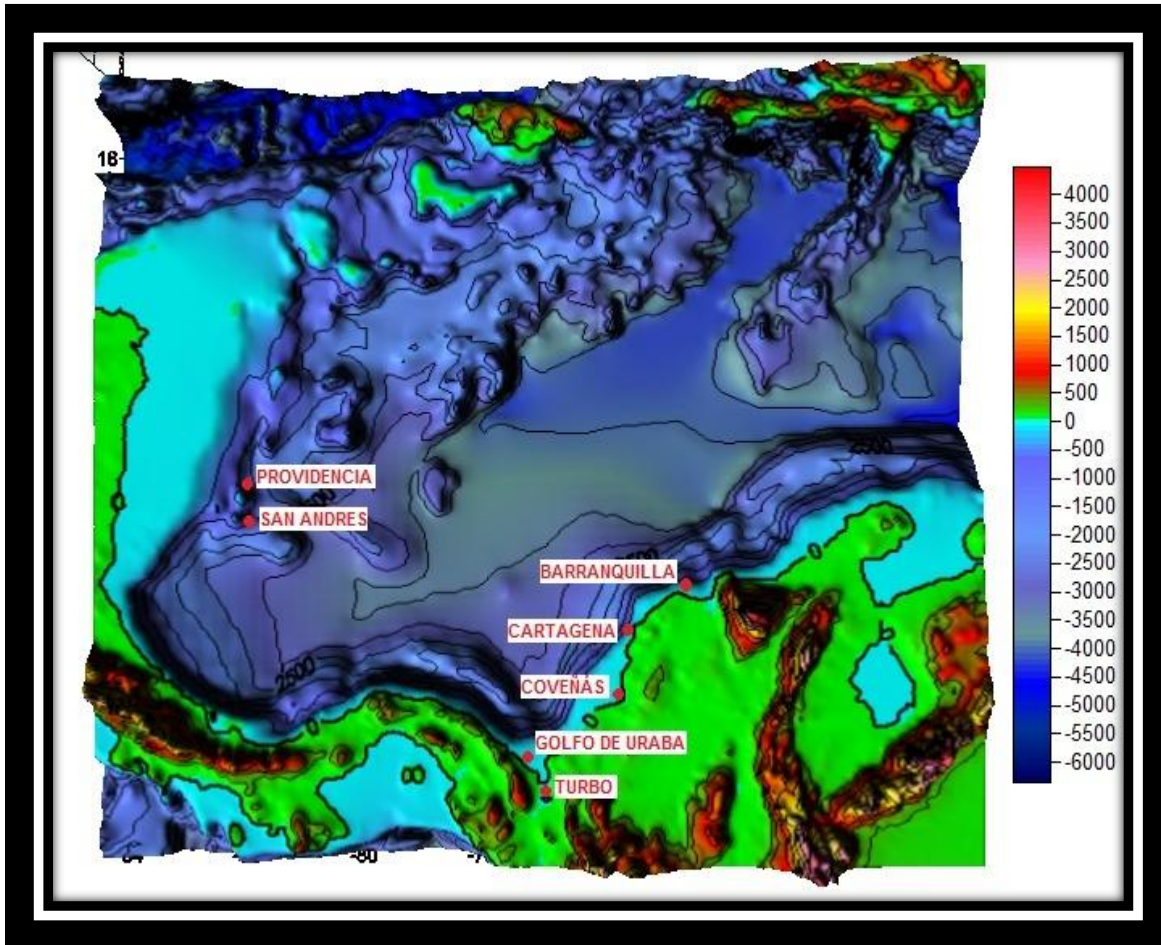


Figura 5.6. Malla batimétrica general con los puertos del Caribe a simular en el modelo numérico H2D.

Características de la malla de cálculo

| Malla | Tamaño de la Celda ($\Delta x = \Delta y$ en m) | Nodos en x | Nodos en y |
|-----------------------------------|---|------------|------------|
| General para el Caribe Colombiano | 5400 | 332 | 322 |

Tabla 5.1. Características de la malla de cálculo

5.3.6. Resultados de la Calibración

A partir de las simulaciones realizadas en el proceso de calibración del modelo, se realiza un análisis estadístico comparativo entre los resultados obtenidos por el programa ASTRONOM versus el modelo numérico H2D.

Para este análisis se usa el test t pareado, siendo importante distinguir que para el caso de esta prueba los datos se encuentran apareados uno a uno, de manera que se analiza punto a punto los datos dados por la simulación y los datos reales.

El análisis se centra en las diferencias que se observan punto a punto respecto a los niveles de marea dados por las dos simulaciones respectivamente, por este motivo es conveniente trabajar con estas diferencias para contrastar la hipótesis:

$$H_0 = \text{La diferencia de nivel de marea es nula}$$

Para aplicar este tipo de método se necesita que los datos se ajusten a una distribución normal, para lo cual se usa el programa STATGRAFICS para gráficas y verificar el ajuste de los datos a este tipo de distribución. La simulación con H2D en el proceso de calibración que mejor se ajustó a la distribución normal fue la modelada con el coeficiente de arrastre de 0.021, a continuación se muestran las graficas de ajuste y los test analizados. La figura 5.7 presenta algunos resultados de ajuste a la distribución normal y de simetría en la relación punto a punto de las series de marea meteorológica (real versus modelada con H2D), con coeficientes de arrastre de 0.020 y 0.022; en la cual se rechaza la hipótesis nula, ya que se presentan diferencias significativas en el análisis de los puntos apareados uno a uno. A diferencia de lo que presentan las gráficas con el coeficiente de arrastre de 0.021 donde las condiciones de ajuste a la distribución normal y de simetría son mucho mejores.

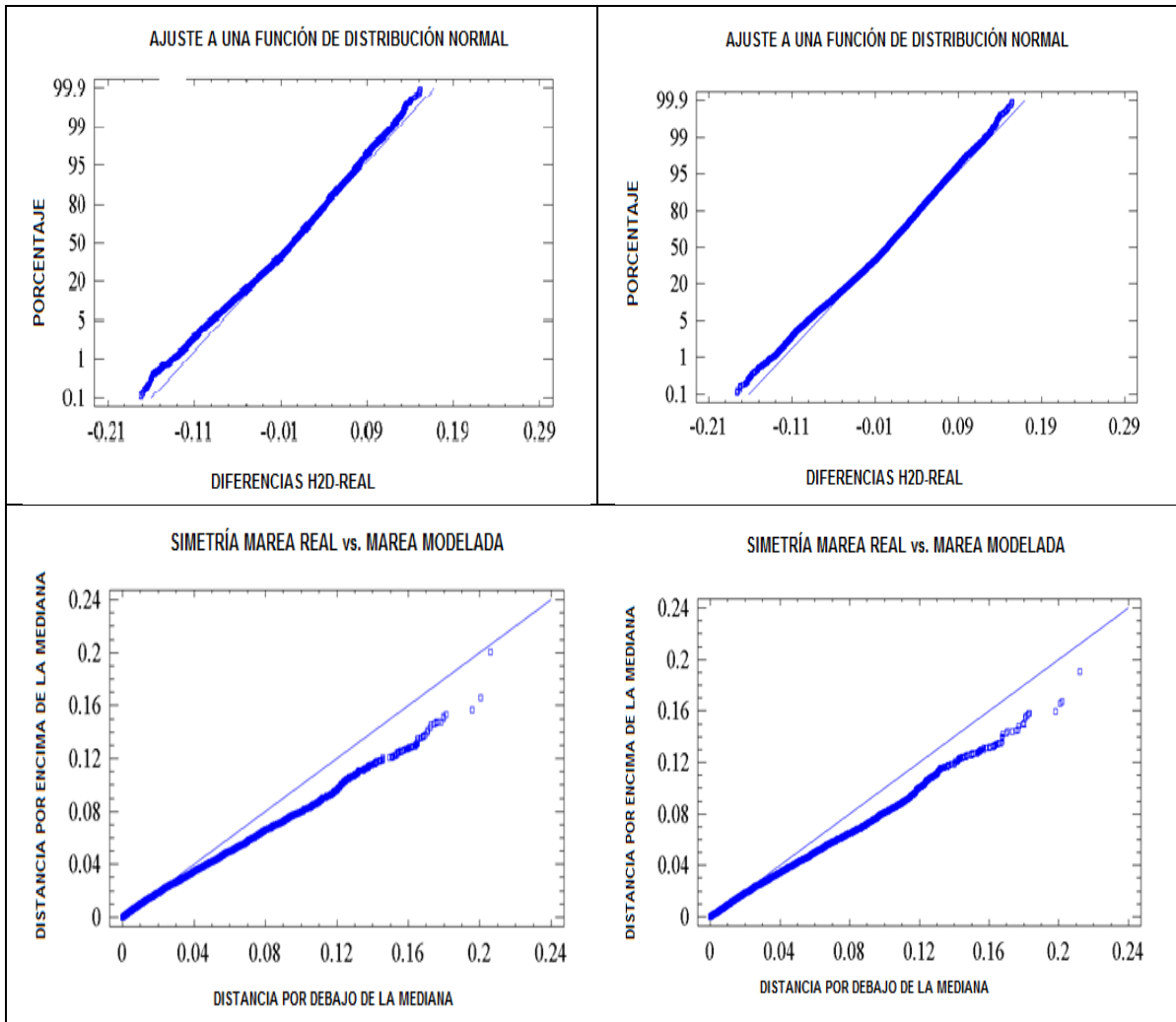


Figura 5.7. Gráfica con ajustes a la distribución Normal y simetría en la relación punto a punto de los valores de marea meteorológica (real versus modelada) con coeficientes de arrastre (en el lado izquierdo $Ca=0.020$ y en el lado derecho $Ca=0.022$).

5.3.6.1. Aplicación de test-T

Se presenta la gráfica de ajuste a una distribución Normal para los datos generados con el programa ASTRONOM (Marea Meteorológica Real) vs. El modelo numérico H2D (marea meteorológica modelada).

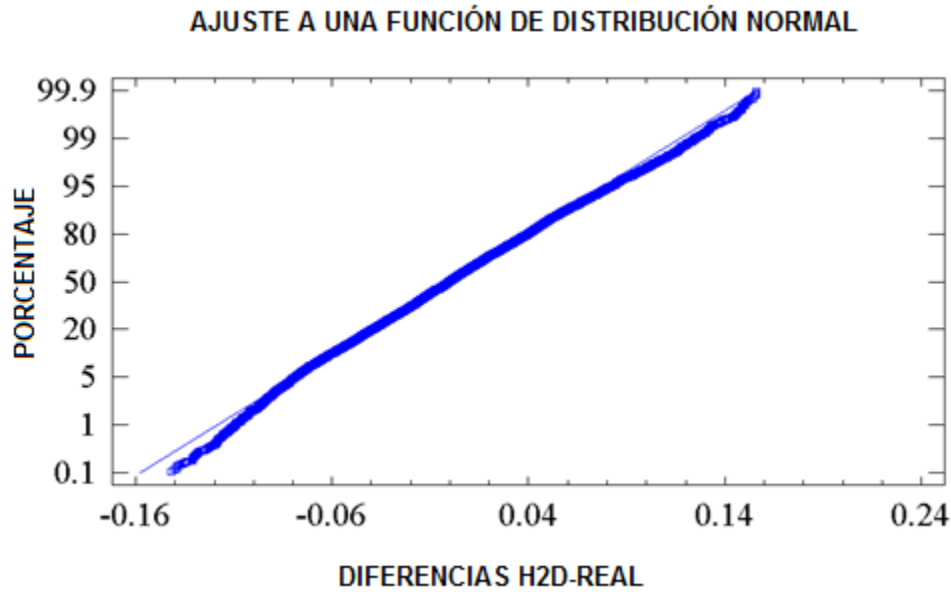


Figura 5.8. Grafica para verificar el ajuste de los datos simulados por ASTRONOM (Marea Real) versus H2D (Marea Sintética) a una distribución normal con $\alpha=0.021$

| TEST - T | |
|--------------------------------|--------------------------|
| Hipótesis Nula | <i>Media = 0</i> |
| Alternativa | <i>Diferente de Cero</i> |
| Nivel de Confianza | 95% |
| T estadística computada | 0.922432 |
| P-Valor | 0.356302 |

Tabla 5.2. Resultados obtenidos con aplicación del Test-T

De los resultados de la tabla 5.2 en la aplicación del test-T para un nivel de confianza del 95% se concluye que no existen diferencias significativas entre los datos de marea meteorológica real y marea meteorológica simulada, ya que el P-Valor es mayor a 0.05; por lo tanto no se rechaza la hipótesis nula.

5.3.6.2. Rank Test

La siguiente gráfica muestra la simetría de los datos punto a punto hallando sus diferencias entre sí y haciendo una comparación con su respectiva mediana.

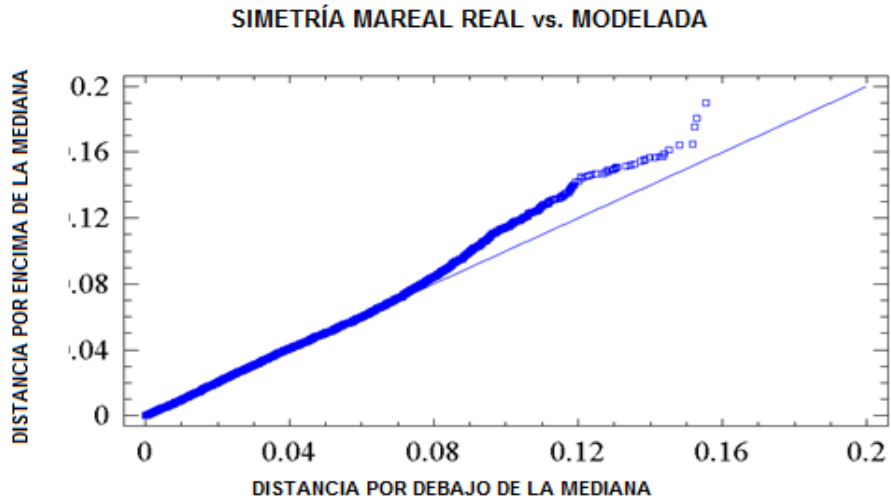


Figura 5.9. Grafica para verificar la simetría de los datos simulados por ASTRONOM (Real) versus H2D.

| TEST - Rank | |
|---|--------------------------|
| Hipótesis Nula | <i>Mediana= 0</i> |
| Alternativa | <i>Diferente de Cero</i> |
| Valores por debajo de la hipótesis de la mediana | 4352 |
| Valores por debajo de la hipótesis de la mediana | 4408 |
| Muestra estadística de ensayo | <i>0.146249</i> |
| P-Valor | <i>0.88372</i> |

Tabla 5.3. Resultados obtenidos por medio del Test Rank

Según los resultado presentados en la tabla 5.3 no rechazamos la hipótesis nula ya que el P-Valor para este test es mayor a 0.05 en un intervalo de confianza del 95%, con este test consideramos las muestras de datos simétricas entre sí; teniendo en cuenta sus diferencias punto a punto y el rango de sus valores por encima y por debajo de la mediana

Este test permite analizar la marea meteorológica, haciendo un balance a partir de los datos simulados con el modelo numérico H2D y los datos generados con el programa ASTRONOM; dicho balance se hace con respecto a la mediana de sus diferencias.

6. SIMULACIÓN NUMÉRICA CON EL MODELO (H2D)

6.1. Simulación Numérica del Caribe Colombiano

Partiendo del modelo numérico H2D calibrado para el año 1994 en la estación mareográfica de Cristóbal Panamá, se realiza la simulación numérica de la serie histórica total, desde el año 1948 hasta el año 2007 en los puntos donde se encuentran los principales puertos de Colombia en el Caribe: Barranquilla, Cartagena, Coveñas (Golfo de Morrosquillo), San Andrés, Providencia, Golfo de Uraba, Turbo.

En la configuración del modelo numérico se incluyeron los archivos de campos de viento y presión para la serie histórica, la malla seleccionada, la batimetría de su zona, el coeficiente de fricción de viento determinado en la calibración del modelo, el tiempo total de ejecución en horas y los demás parámetros estimados en el capítulo de calibración del modelo, para la simulación de los 60 años.

Debido a la cantidad y extensión de la base de datos necesaria en la configuración del modelo, después de varias pruebas se determinó utilizar series con longitud de tres años para ejecutar la simulación, de esta manera el procesamiento de la información resultó más fácil en la modelación aprovechando al máximo la capacidad de los procesadores. Para lograr que la serie fuera consecutiva serie tras serie, el modelo necesitó un rango mínimo de tres meses para la estabilización de la onda que representa la amplitud de la marea.

En los siguientes gráficos se muestran las series históricas y de puntos simulados (ver Tabla 6.1) con respecto a los niveles de marea producidos por fenómenos meteorológicos para los principales puertos, además se incluye el análisis estadístico: dinámica estacional de marea meteorológica a partir de promedios multianuales en sus alturas, lo anterior permite analizar la variabilidad media de los niveles de marea meteorológica mes a mes durante los sesenta años simulados; adicionalmente, se presentan las gráficas de marea meteorológica medias mensuales interanuales.

| Punto | Nombre | Coordenadas | |
|------------|------------------|-------------|-----------|
| | | Longitud-E | Latitud-N |
| 1 | Barranquilla | -74.8 | 11.1 |
| 2 | Cartagena | -75.6 | 10.3 |
| 3 | Coveñas | -75.65 | 9.5 |
| 4 | San Andrés | -81.7 | 12.55 |
| 5 | Providencia | -81.65 | 13.1 |
| 6 | Golfo de Uraba | -77.1 | 8.05 |
| 7 | Turbo | -76.8 | 8 |
| Mareógrafo | Cristóbal-Panamá | -79.55 | 9.21 |

Tabla 6.1. Puntos del Caribe a analizar

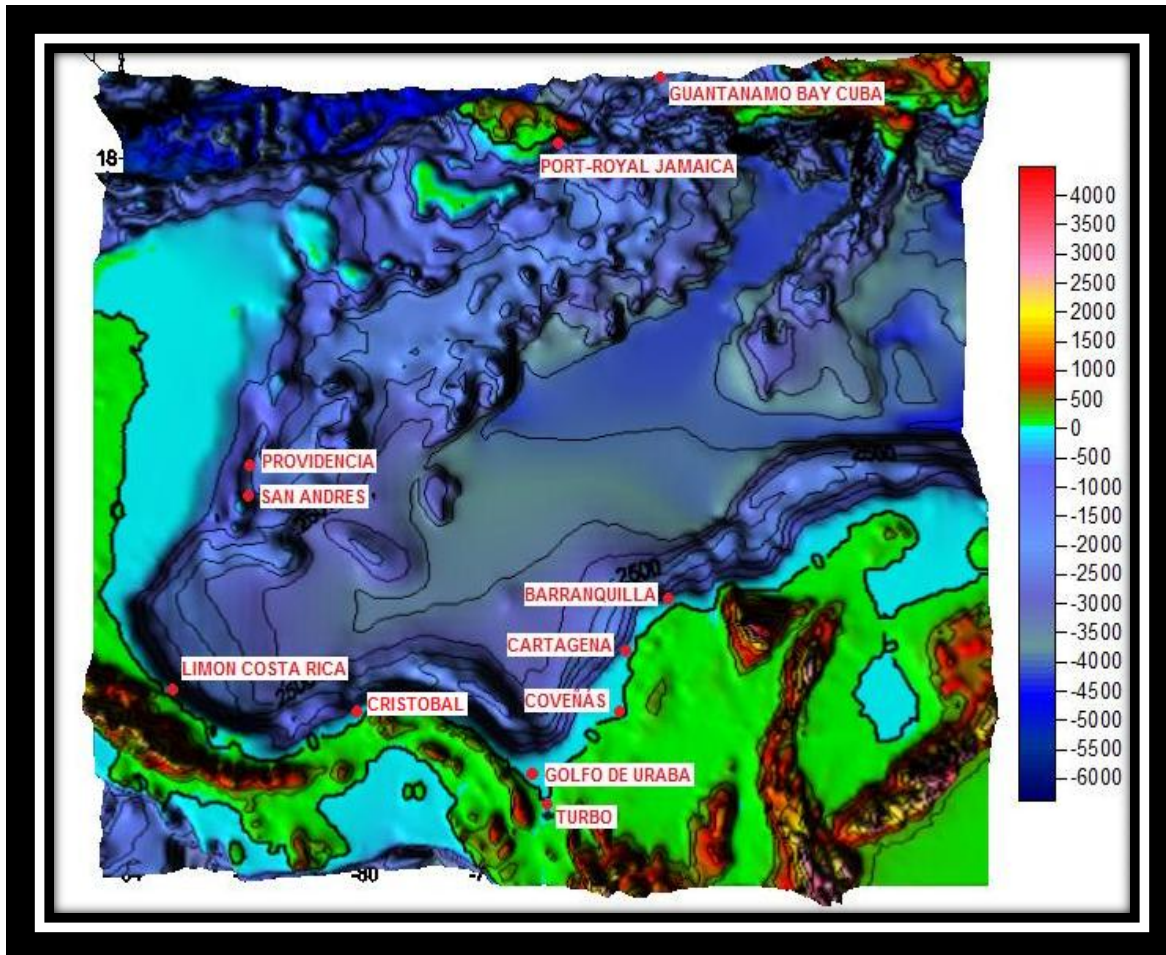


Figura 6.1. Batimetría de la malla de cálculo con la ubicación de los mareógrafos y puntos de la simulación

6.1.1. Marea meteorológica en Barranquilla (Punto 1)

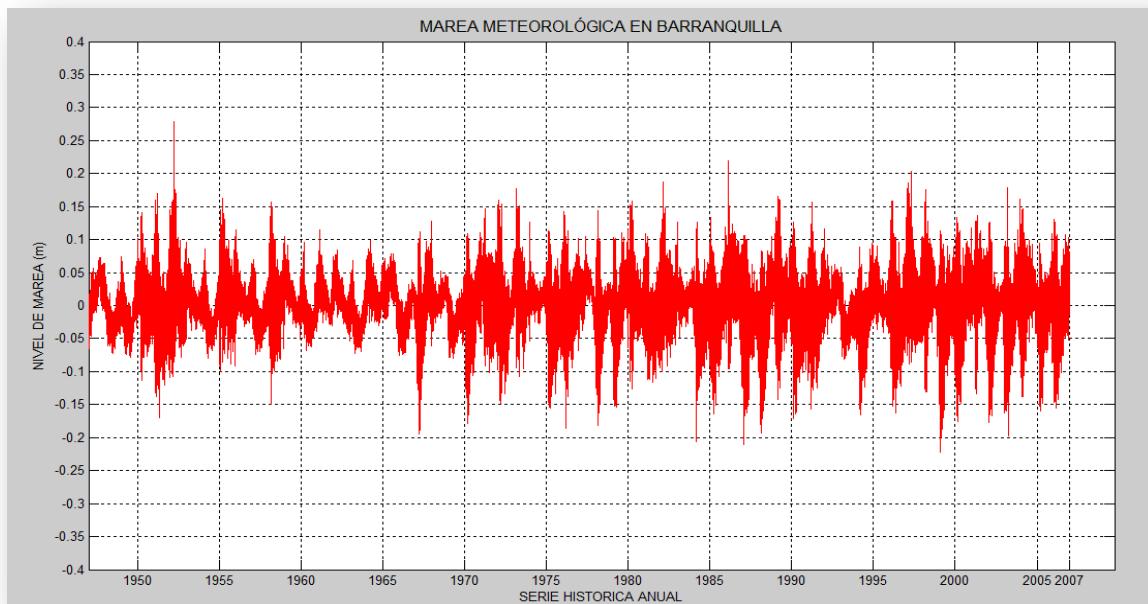


Figura 6.2. Marea meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Barranquilla en una serie histórica de 60 años.

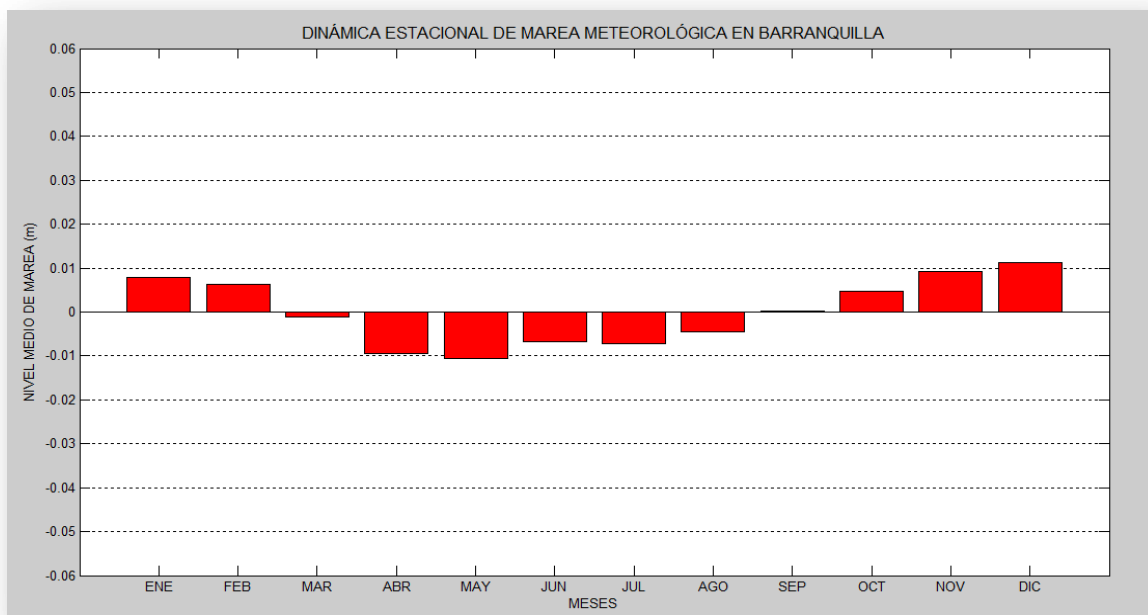


Figura 6.3. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Barranquilla a partir de promedios multianuales de Marea Meteorológica.

La gráfica de dinámica estacional para el puerto de Barranquilla (ver figura 6.3) muestra en su período un comportamiento monomodal y una variabilidad en sus alturas medias de marea meteorológica en un rango entre menos uno y un centímetro, generando la mayor variación en sus amplitudes medias para la época comprendida entre los meses de octubre y febrero.

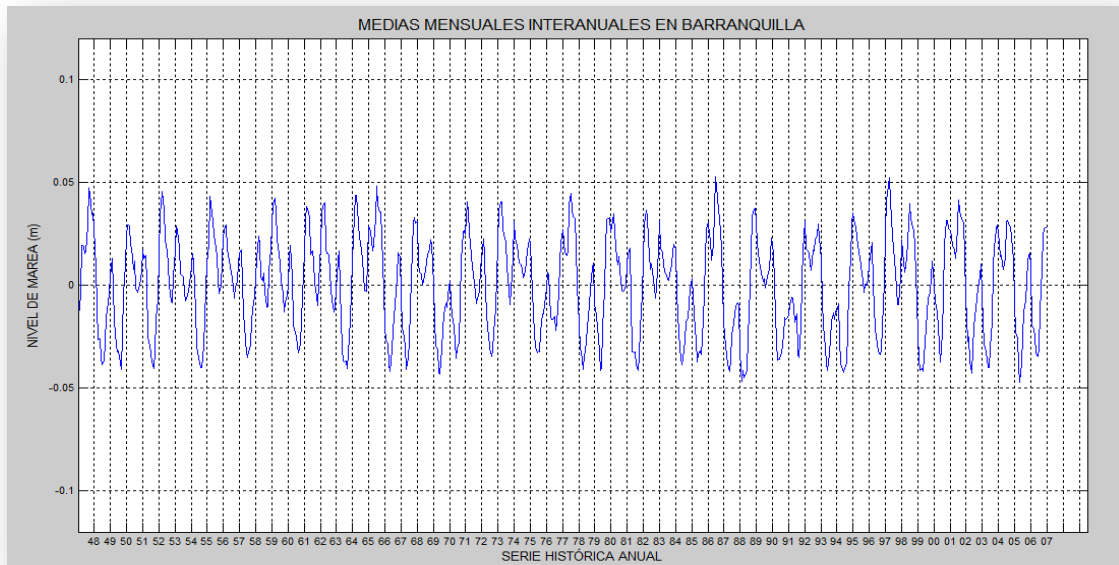


Figura 6.4. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Barranquilla.

Hipóticamente las oscilaciones en la amplitud de la marea meteorológica que presenta valores extremos en los períodos entre octubre y febrero (ver figura 6.4), son generadas principalmente en la época húmeda caracterizada por las tormentas tropicales y por el ingreso de los frentes fríos en la época seca a la Costa Caribe Colombiana, sistemas frontales que vienen desplazándose desde latitudes altas hacia las zonas ecuatoriales y que producen el apilamiento por arrastre de las aguas debido al fenómeno de fricción aire-oceano. Estos sistemas frontales son generados por los principios de circulación general de masas de aire en el proceso de equilibrio: el aire caliente se dirige hacia los polos y el frío se desplaza hacia el ecuador.

Igualmente el fenómeno se encuentra afectado por la dinámica de los vientos Alisios que soplan en las regiones tropicales y que se desplazan entre los cinturones de altas presiones subtropicales y las bajas presiones ecuatoriales, el viento en dirección al ecuador es desviado por efecto de la fuerza de Coriolis formando los Alisios del noreste. Dichos vientos se presentan con mayor magnitud en los meses de diciembre y marzo, debido a que la zona de convergencia

intertropical alcanza su posición extrema meridional y a su vez los sistemas de alta presión se acercan más a la costa Caribe Colombiana. (CIOH, 2009).

6.1.2. Marea meteorológica en Cartagena (Punto 2)

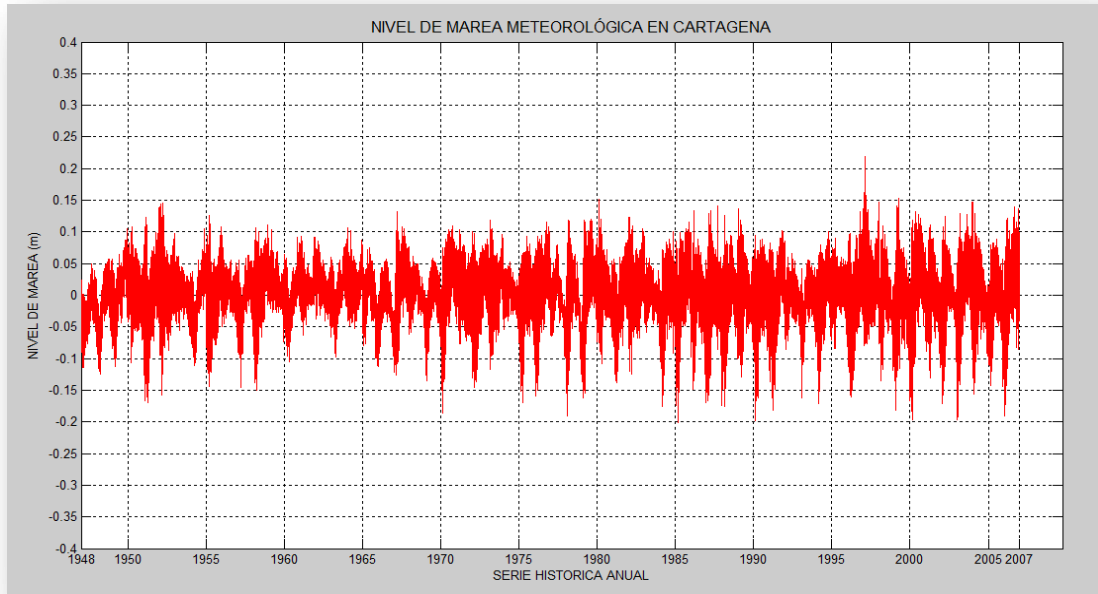


Figura 6.5. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Cartagena con una serie histórica de 60 años.

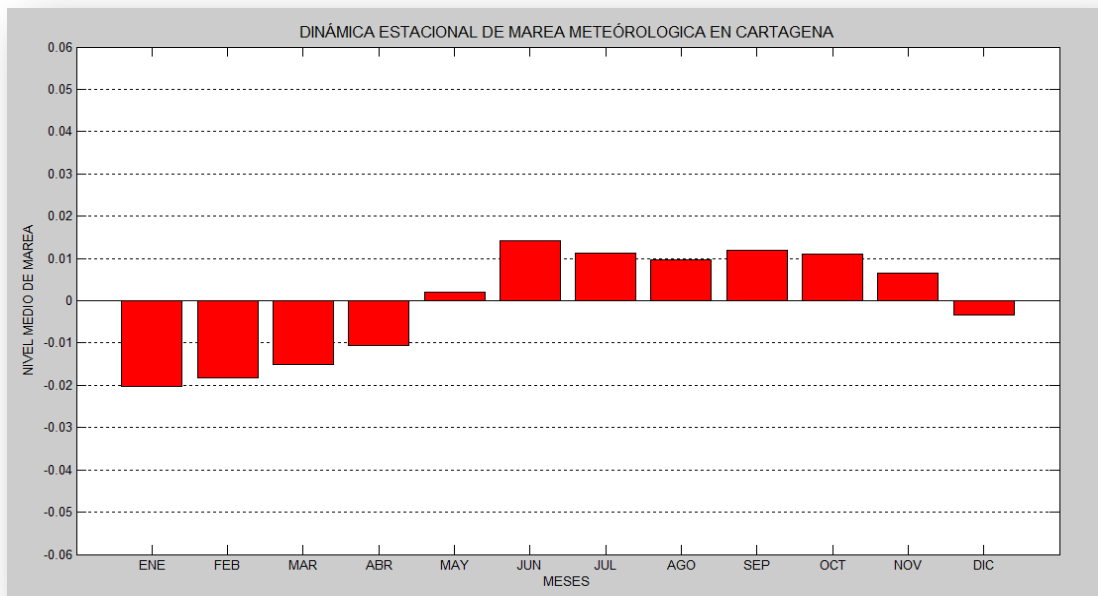


Figura 6.6. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Cartagena partir de promedios multianuales de Marea Meteorológica.

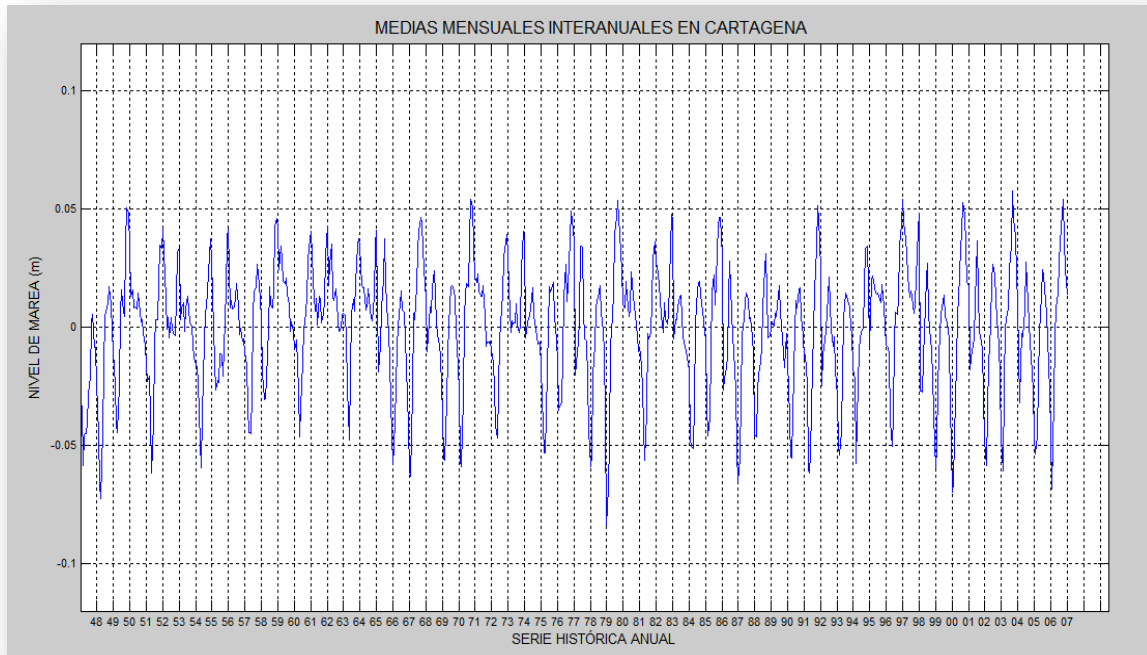


Figura 6.7. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Cartagena.

La gráfica de dinámica estacional para Cartagena (ver figura 6.6) presenta en su período un comportamiento monomodal y una variabilidad máxima en sus alturas medias de marea meteorológica en un rango entre menos dos y uno punto cinco centímetros.

Los valores extremos que se presentan en los meses de junio para la gráfica de medias mensuales interanuales (ver figura 6.7) de marea meteorológica en Cartagena, se puede suponer que son generados por el *Veranillo de San Juan* ocasionado por el gradiente de presión que se presenta al descender la alta presión de las Bermudas con la zona de convergencia intertropical, esto genera la intensificación de vientos locales y por ende altura de marea. Adicional a esto, se asocian los valores extremos sobresalientes en los meses de agosto a noviembre a la temporada fuerte de tormentas tropicales, así mismo; un descenso importante en los niveles de marea para la época seca donde es posible que suceda este fenómeno debido a la posición de la línea de costa donde la dirección y la acción de los vientos no genera un efecto de apilamiento sobre sus aguas. (CIOH, 2009).

6.1.3. Marea meteorológica en Coveñas (Golfo de Morrosquillo) (Punto 3)

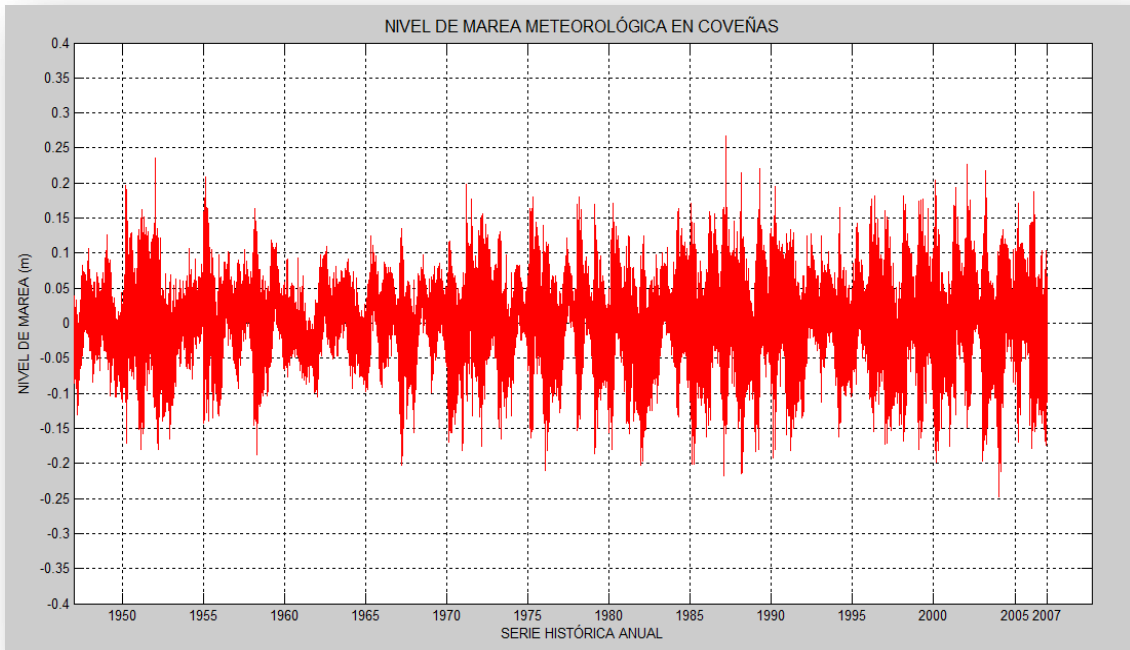


Figura 6.8. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Coveñas (Golfo de Morrosquillo) con una serie histórica de 60 años.

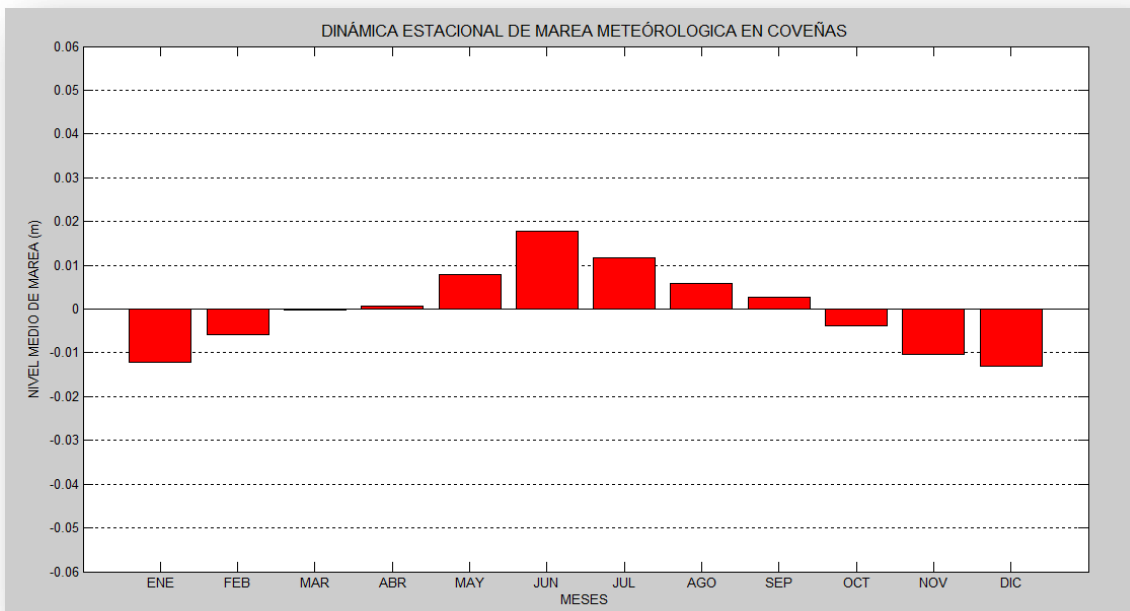


Figura 6.9. Dinámica Estacional de Marea Meteorológica en Coveñas a partir de promedios multianuales de marea meteorológica.

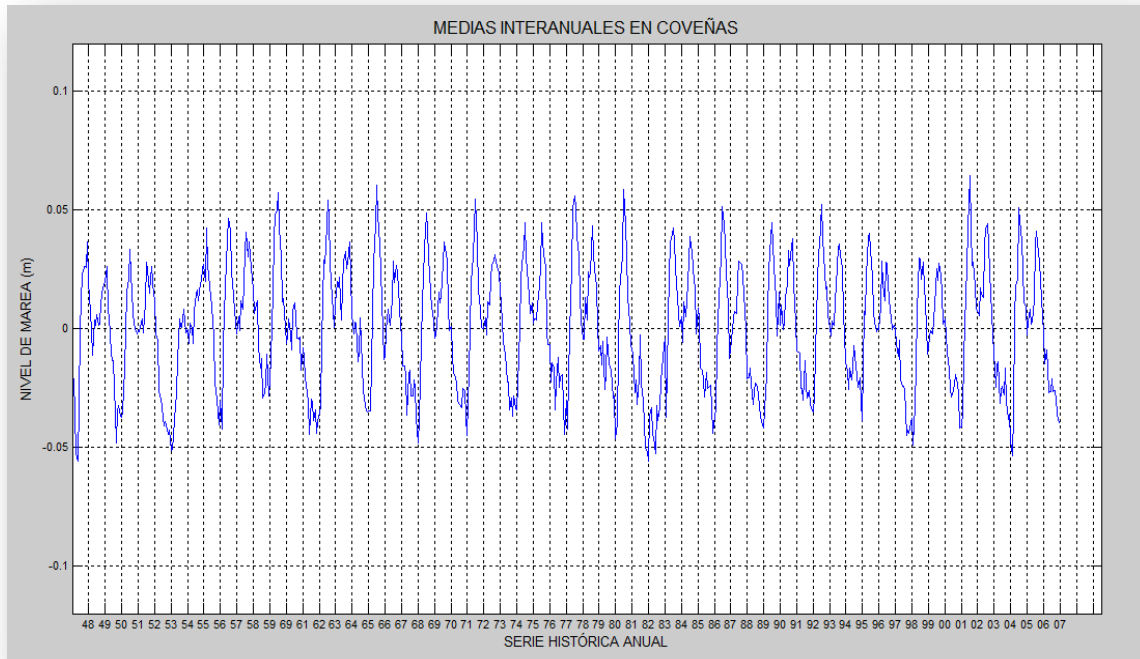


Figura 6.10. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Coveñas (Golfo de Morrosquillo).

La gráfica de dinámica estacional para Coveñas (ver figura 6.9) muestra en su período un comportamiento monomodal y una variabilidad en sus alturas medias de marea meteorologica en un rango entre menos uno punto dos y uno punto ocho centímetros.

Analizando las gráficas de dinámica estacional y de variabilidad interanual (ver figuras 6.9 y 6.10), se especula que el comportamiento de los picos más altos de marea generados a mediados de año son por la dinámica del *Veranillo de San Juan* en su época de transición. (CIOH, 2009).

Para la época de transición se hace presente la *ZCIT* oscilando entre los 9.5° de Latitud Norte coincidiendo con las coordenadas geográficas para Coveñas, presentándose allí un aumento en su régimen de lluvia, disminución de la presión y simultáneamente fuertes vientos producidos por el *Veranillo de San Juan*, toda esta combinación de fenómenos es lo que posiblemente genera los eventos extremos de marea meteorológica en este punto. (CIOH, 2009).

6.1.4. Marea meteorológica en San Andrés Islas (Punto 4)

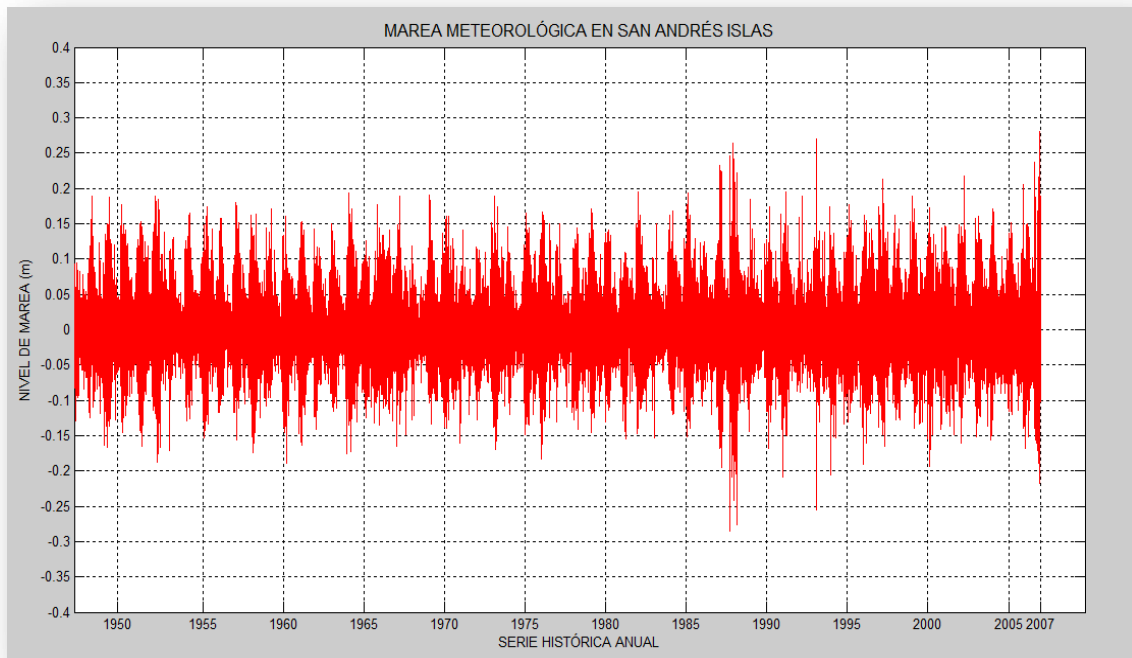


Figura 6.11. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de San Andrés con una serie histórica de 60 años.

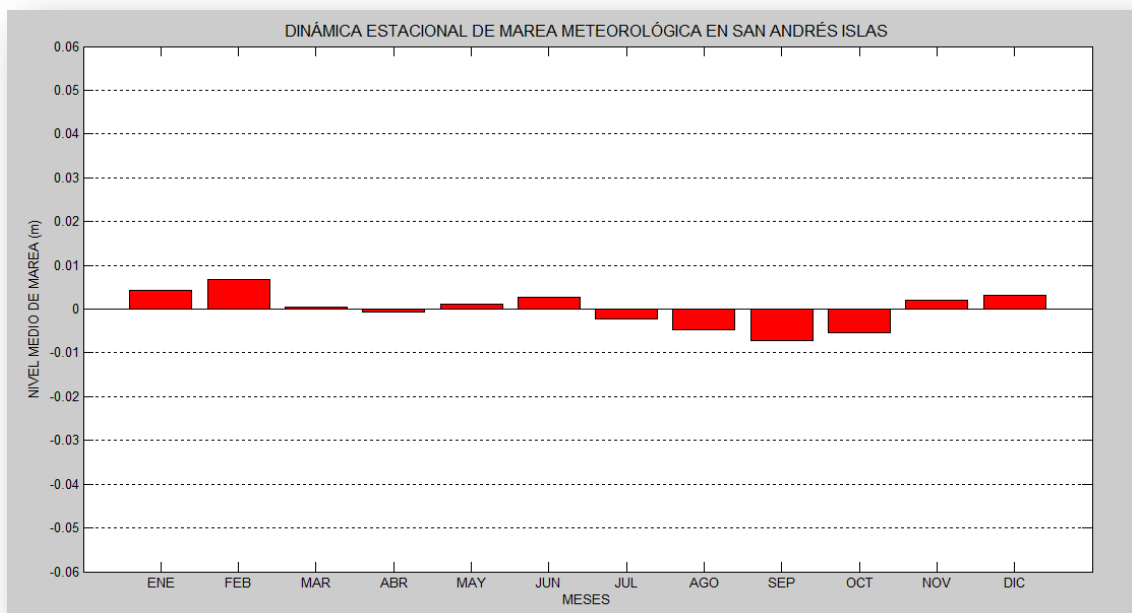


Figura 6.12. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en San Andrés Islas a partir de promedios multianuales de marea meteorológica.

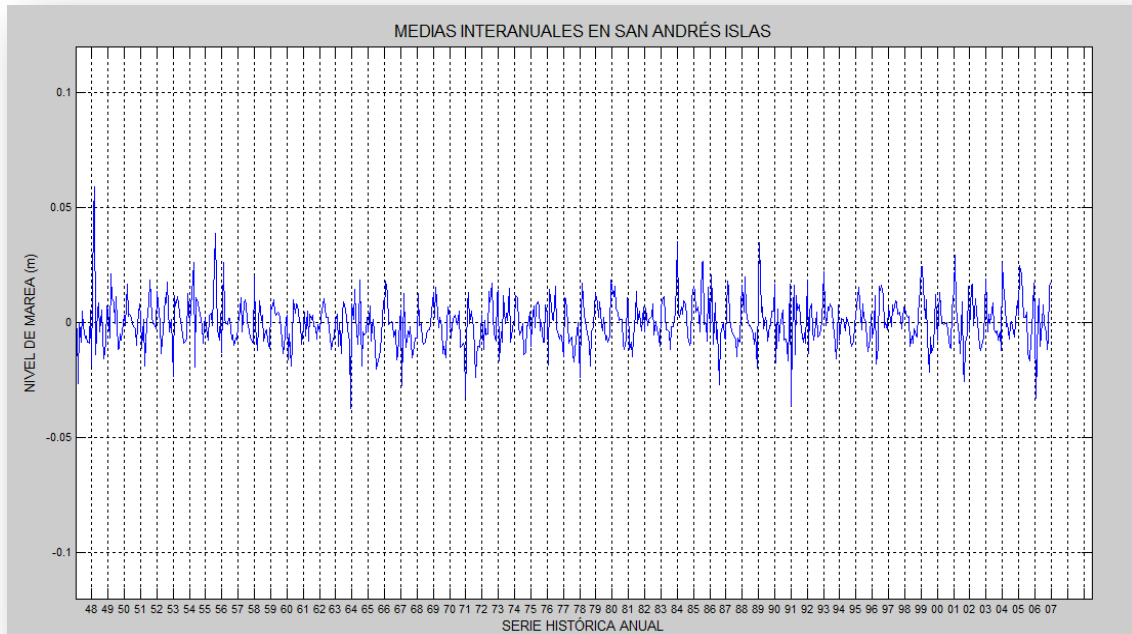


Figura 6.13. *Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en San Andrés (variabilidad interanual)*

Las figuras 6.11 y 6.16 de marea meteorológica presentan la simulación histórica para San Andrés y Providencia, allí podemos observar los efectos del paso del Huracán JOAN (Octubre de 1988, ver figura 6.14) por la zona sur del archipiélago generando amplitudes de onda muy representativas de hasta 25 cm. Resulta importante destacar el carácter general de la onda, presentando una mayor frecuencia en sus fluctuaciones para toda la serie histórica final simulada en comparación con el resto de puntos del Caribe simulados; lo que podemos atribuir posiblemente a la ubicación geográfica que tiene San Andrés y Providencia donde se encuentra más expuesta a fenómenos climatológicos.

Las coordenadas más proximas del paso de JOAN al punto del archipiélago de San Andrés y Providencia simulado son -81.8° E de longitud y 11.8° N en su latitud con velocidades de viento de hasta 110 millas por hora (50.7 metros por segundo) y disminución en su presión a 952 milibares, todos los datos anteriores registrados el día 22 de octubre a las dieciocho horas.

Igualmente se considera el paso del huracán ROXANNE para el mes de octubre en el año 1995 (ver figura 6.15) por las coordenadas -82.1° E y 14° N de latitud más al norte del archipiélago de San Andrés y se caracteriza por que se origina en este punto como una depresión, formando una tormenta tropical con velocidades de viento iniciales de 25 millas por hora (11.51 metros por segundo) y una depresión de 1005 milibares. (UNISYS, 2009).

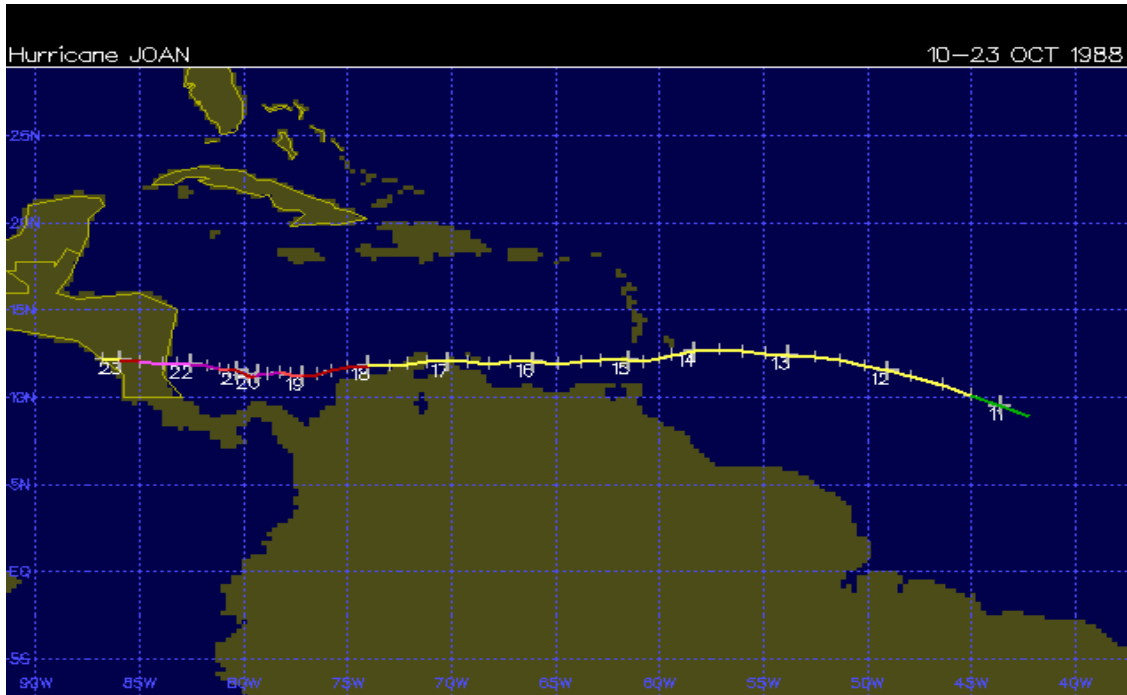


Figura 6.14. Paso del Huracán JOAN por la zona sur del archipiélago de San Andrés y Providencia (Tomado de la Fuente UNISYS, 2009 serie histórica anual de huracanes del Atlántico Tropical)

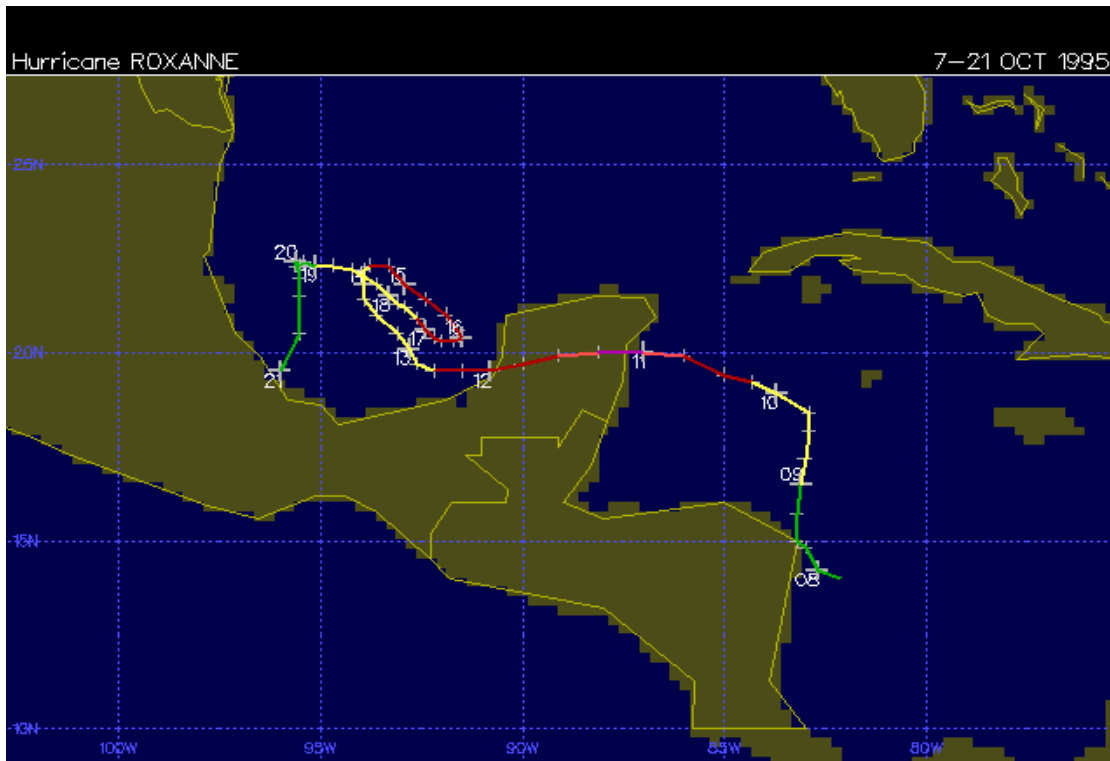


Figura 6.15. Paso del Huracán ROXANNE por la zona sur del archipiélago de San Andrés y Providencia (Tomado de la Fuente UNISYS, 2009 serie histórica anual de huracanes del Atlántico Tropical)

La gráfica de dinámica estacional para San Andrés y Providencia (ver figs. 6.12 y 6.17) muestran en su período un comportamiento bimodal y una variabilidad en sus alturas medias de marea meteorológica en un rango entre menos uno y un centímetro, su grafica se caracteriza por un comportamiento estacional durante el año con niveles medios de marea con muy poca variabilidad.

En la gráfica de variabilidad interanual (ver figs. 6.13 y 6.18) en general se presenta mayor frecuencia de extremos y valles durante el año para las dos islas en comparacion con los demas puntos de análisis, se estima que este comportamiento general es debido a que San Andrés y Providencia se encuentran localizadas en la zona intraocénica, donde los fenómenos de viento y presión son más dinámicos (velocidad y gradiente); lo anterior ocasionado por la climatología de la zona que está influenciada por el paso cercano de huracanes y la migración de la zona de convergencia intertropical que genera el movimiento latitudinal de las líneas isobáricas de alta presión del Atlántico Norte y a su vez vientos con mayor velocidad.(CIOH, 2009)

6.1.5. Marea meteorológica en Providencia (Punto 5)

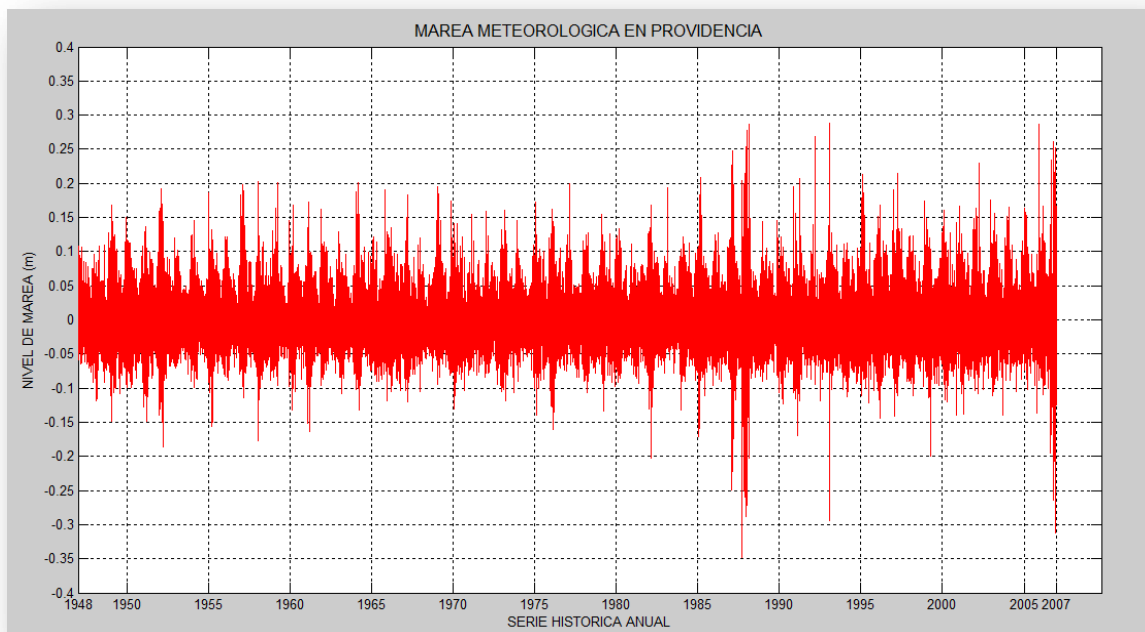


Figura 6.16. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Puerto de Providencia con una serie histórica de 60 años.

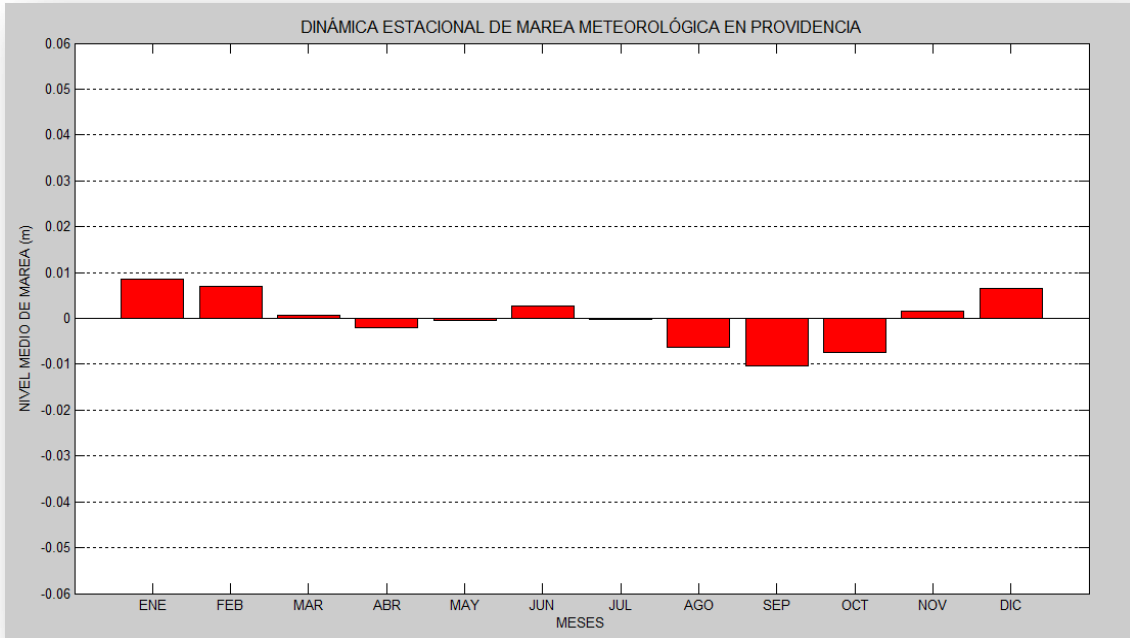


Figura 6.17. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en Providencia a partir de promedios multianuales de marea meteorológica.

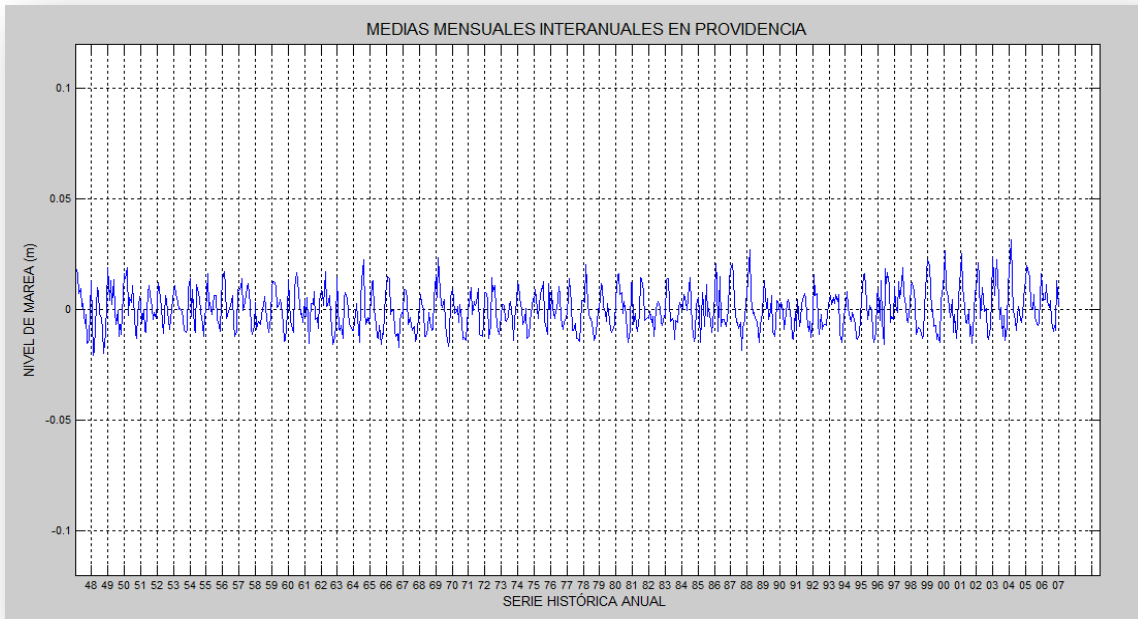


Figura 6.18. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Providencia (variabilidad interanual)

6.1.6. Marea meteorológica en el Golfo de Uraba (Punto 6)

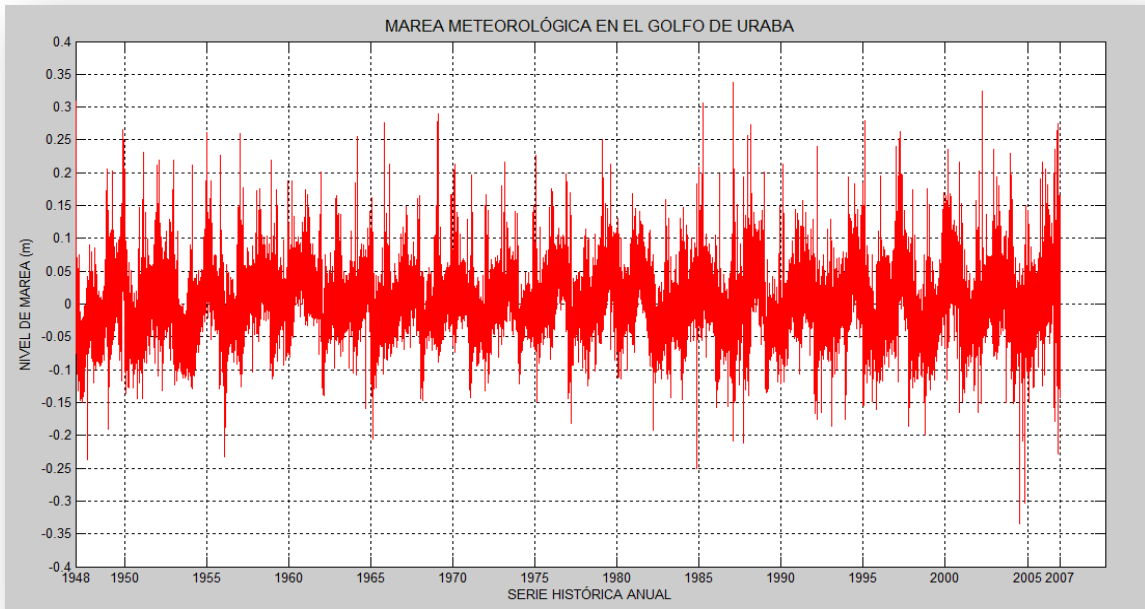


Figura 6.19. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D para el Golfo de Uraba con una serie histórica de 60 años.

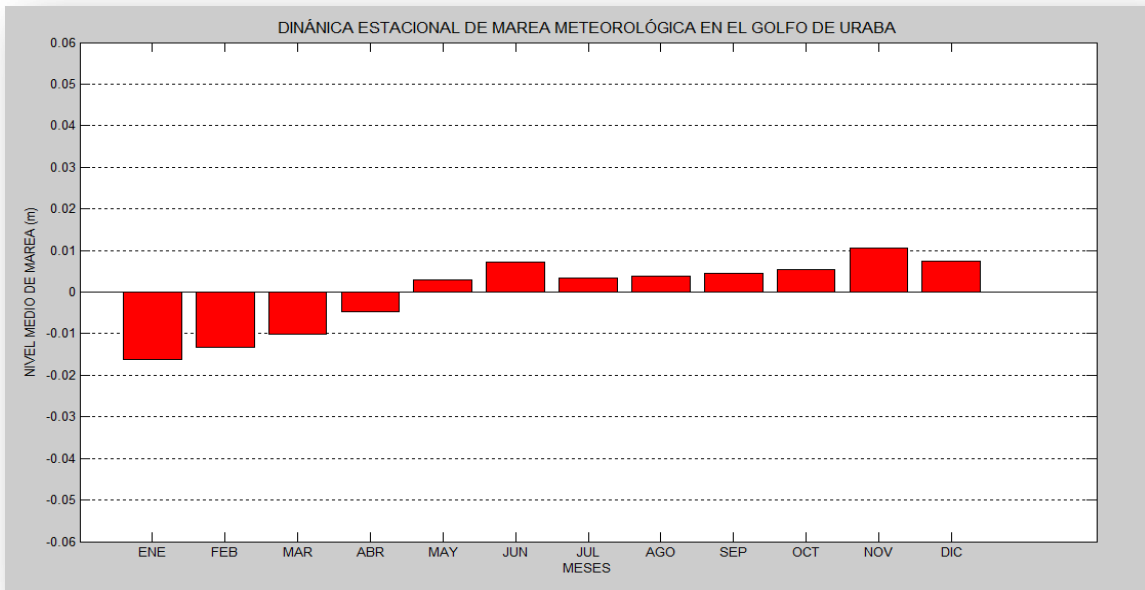


Figura 6.20. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en el Golfo de Uraba (Entrada) a partir de promedios multianuales de marea meteorológica.

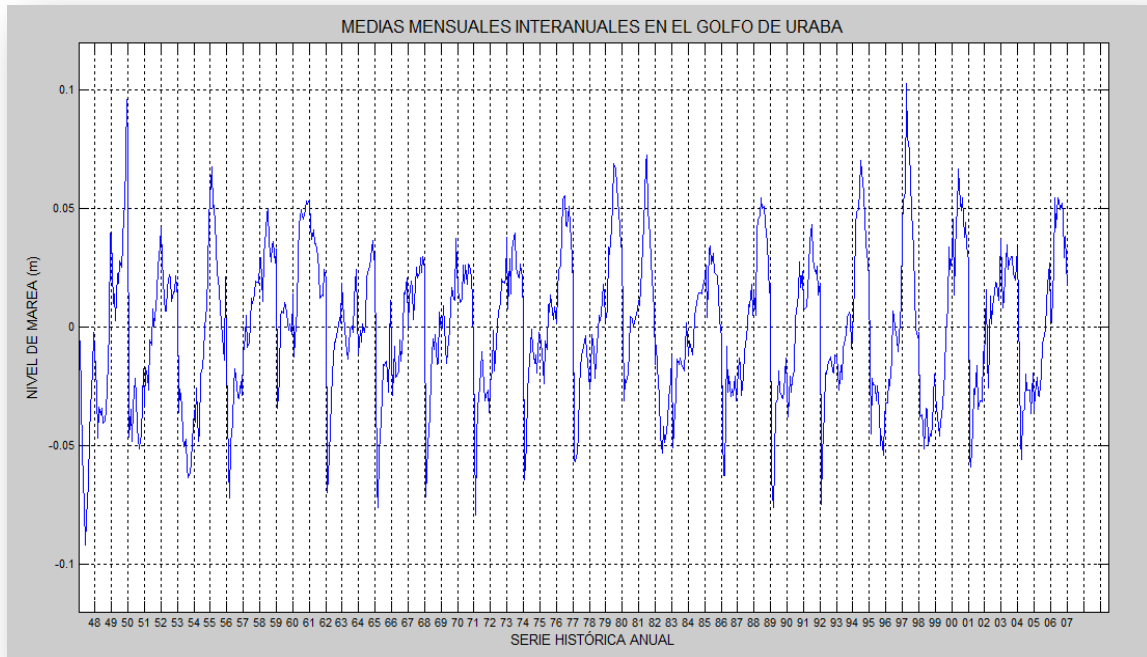


Figura 6.21. Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en el Golfo de Uraba. (Variabilidad interanual)

La gráfica de dinámica estacional para el Golfo de Uraba (ver figura 6.20) presenta en su período un comportamiento monomodal y una variabilidad en sus alturas medias de marea meteorologica con un rango entre menos dos y un centímetro durante casi todo el año. La hipótesis que se plantea con respecto a los valores extremos presentados en la época humedad (entre agosto y noviembre), es que posiblemente son generados por los fenómenos de tormentas tropicales y el paso de huracanes; para la época de transición se encuentran valores extremos importantes posiblemente generados por el *Veranillo de San Juan*. (CIOH, 2009).

De la gráfica de medias mensuales interanuales podemos observar en las oscilaciones de la amplitud de la marea meteorológica (ver figura 6.21), un comportamiento estacional.

6.1.7. Marea meteorológica en Turbo (Punto 7)

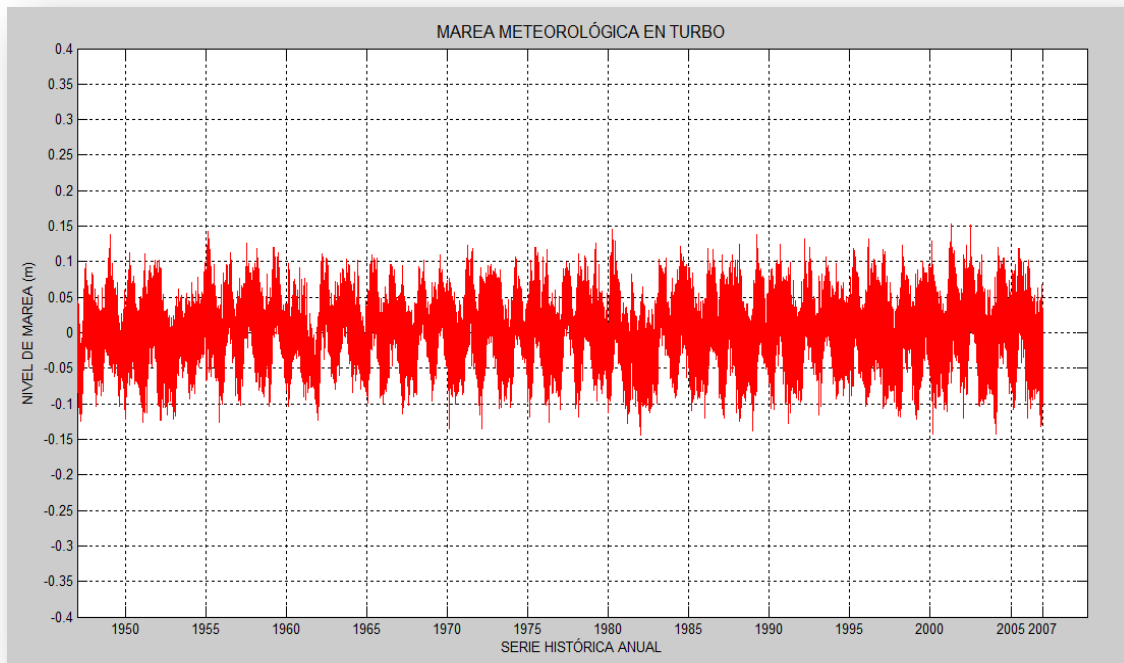


Figura 6.22. Marea Meteorológica simulada con el modelo H2D en Turbo, con una serie histórica de 60 años.

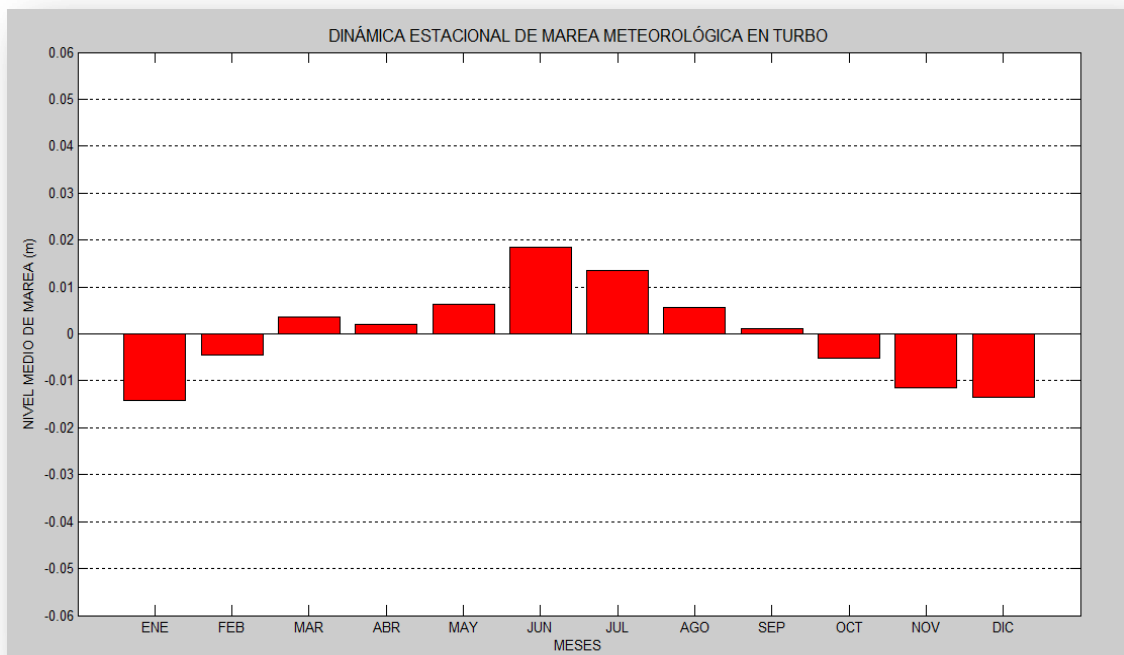


Figura 6.23. Dinámica Estacional de Marea meteorológica en Turbo a partir de promedios multianuales de marea meteorológica.

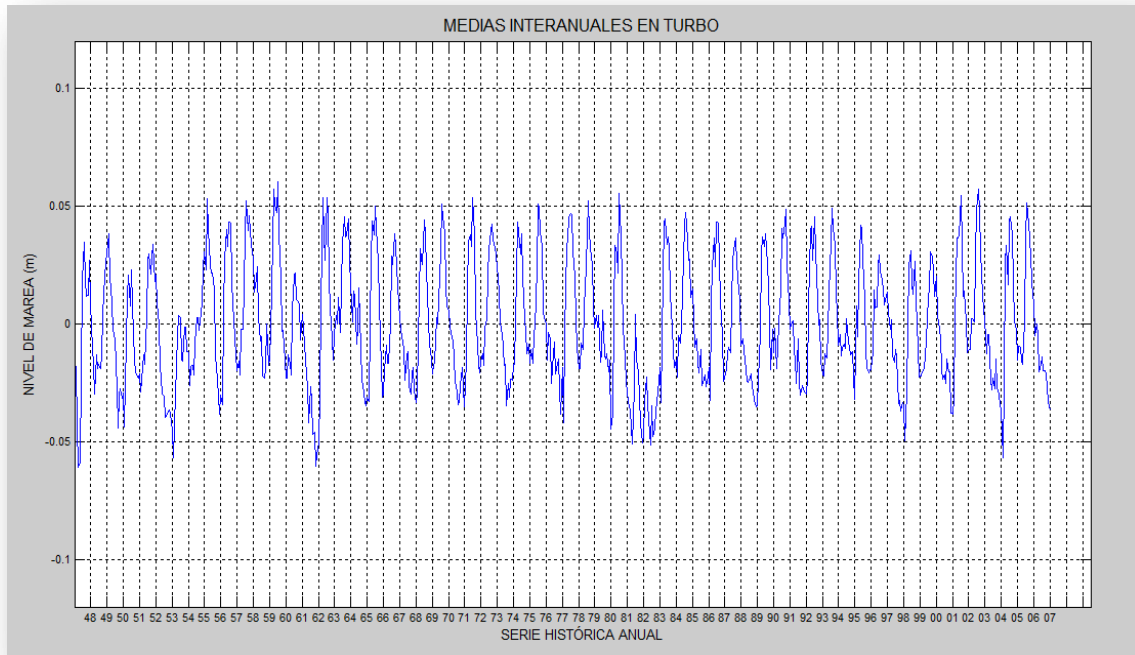


Figura 6.24. *Mareas Meteorológicas medias mensuales interanuales en Turbo.*

La gráfica de dinámica estacional para Turbo (ver figura 6.23) muestra en su período un comportamiento monomodal y una variabilidad en sus alturas medias de marea meteorológica en un rango de menos uno punto cinco hasta dos centímetros.

Debido a su ubicación geográfica el punto simulado en Turbo se caracteriza por ser una zona más abrigada, para lo que hipotéticamente decimos que los niveles importantes de marea son generados por las bajas presiones en los meses de abril a septiembre, de igual forma la posición de la línea de la costa con respecto a la dirección de los vientos posiblemente no permite que ocurre el fenómeno de apilamiento en sus aguas. Al igual que para los demás puntos simulados de la gráfica de variabilidad interanual podemos analizar que su onda tiene un comportamiento estacional (ver fig. 6.24).

6.2. Comparación de Estación mareográfica

A continuación se muestra una comparación de la marea meteorológica simulada con el modelo numérico H2D y la marea meteorológica obtenida con ASTRONOM, en los mareógrafos más representativos ubicados para la malla del Caribe en

estudio: Guantánamo Bay (Cuba) y Cristóbal (Panamá), las gráficas mostradas a continuación (figuras 6.25 y 6.26), se construyeron con los datos de los mareógrafos con mejor resolución temporal, continuos y disponibles.

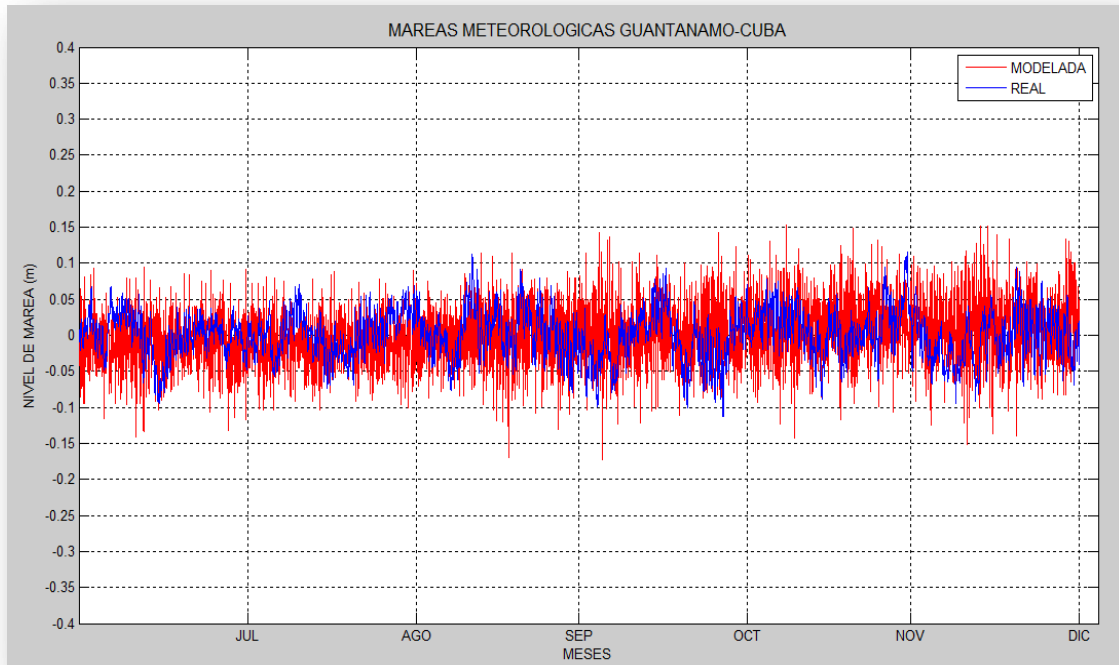


Figura 6.25. Comparación de las gráficas de marea meteorológica en el mareógrafo de Guantánamo Bay-b Cuba, datos tomados en el año 94 por el mareógrafo.

En la figura (6.25), Guantánamo Bay-b Cuba se observa que el rango de amplitudes generado para la marea meteorológica simulada y la obtenida a través de los registros mareógráficos es muy similar. La serie histórica de registros del mareógrafo es corta (6 meses), por lo tanto no permite obtener una mejor frecuencia en las fluctuaciones de la onda; sin embargo, la similitud encontrada nos permite concluir que los rangos en las amplitudes generadas por medio de la simulación para el resto del Litoral Caribe son muy buenas, con un buen grado de precisión y confiabilidad.

A diferencia se presenta en la figura 6.26 las amplitudes de onda obtenidas para la marea meteorológica simulada y la marea meteorológica real, las cuales son muy similares entre sí con relación a la frecuencia en sus fluctuaciones y el rango de sus amplitudes.

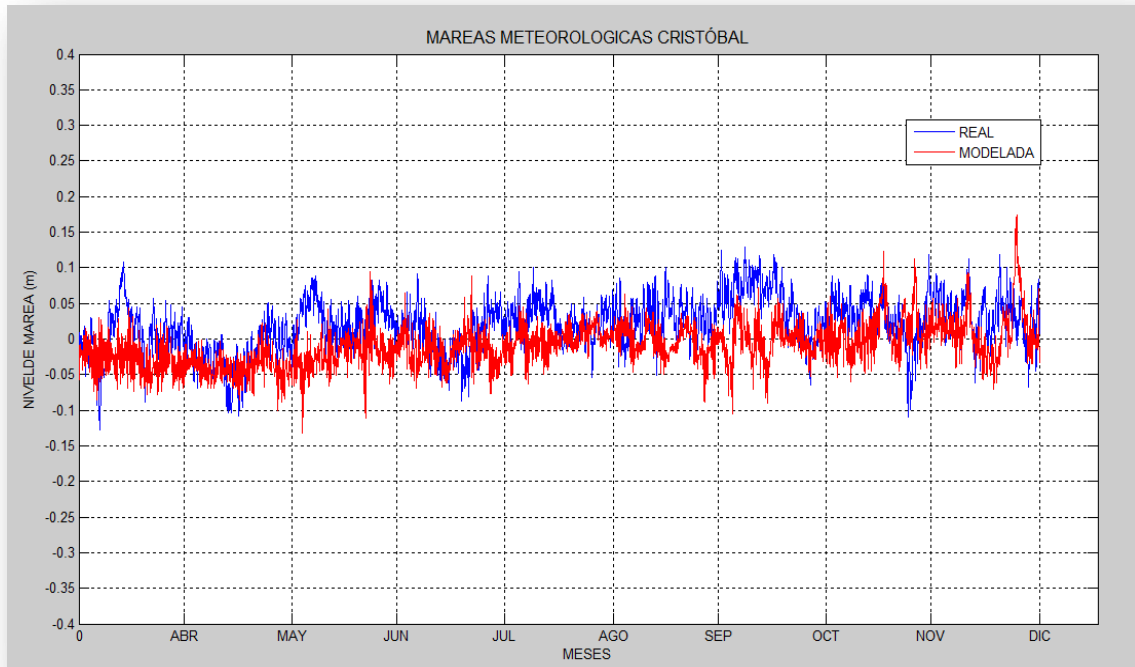


Figura 6.26. Comparación de las graficas de marea meteorológica en el mareógrafo de CRISTÓBAL PANAMÁ, datos tomados en el año 94 (datos completos).

6.3. Construcción de regímenes medios y extremos de marea meteorológica

El régimen medio del nivel de marea meteorológica no es más que la representación del comportamiento que tiene dicha variable en un año medio, el régimen extremo es el comportamiento del nivel de marea meteorológica definido por valores extremos anuales para toda la serie histórica simulada. Todo con el fin de representar el nivel de marea en un régimen de probabilidades.

Una vez se obtienen los datos de altura de marea meteorológica de la serie total simulada con el modelo numérico H2D se ordenan de forma ascendente y se le asigna una probabilidad acumulada con la distribución de Gumbel de máximos, por ser la distribución que mejor se ajusta a los resultados; obteniendo estos parámetros de ajuste a partir esta serie total de datos simulada.

Posteriormente se ajustan dos rectas, una para régimen medio y otra para régimen extremo. Estos dos regímenes se diferencian por un punto de quiebre en la gráfica, debido a que los dos se ajustan a distribuciones de probabilidad diferentes se suele mejor representar en la misma para observar esa diferencia.

Para encontrar el punto en donde se interceptan las dos rectas ajustadas, el cual será necesario conocer para la construcción del régimen medio y extremal del nivel del mar más adelante, se igualan las ecuaciones de las rectas ajustadas a cada uno de los regímenes del siguiente modo:

$$F_p = \exp \left[-\exp \left(\frac{S_{mm} - \lambda_m}{\delta_m} \right) \right] \quad \text{Funcion de distribucion de Gumbel, régimen medio (6.1)}$$

Despejando queda

$$S_{mm} = \lambda_m - \delta_m * \ln[-\ln (F_p)] \quad (6.1a)$$

$$F_p = \exp \left[-\exp \left(\frac{S_{mm} - \lambda_e}{\delta_e} \right) \right] \quad \text{Funcion de distribucion de Gumbel, régimen extremo (6.2)}$$

Despejando queda

$$S_{mm} = \lambda_e - \delta_e * \ln[-\ln (F_p)] \quad (6.2a)$$

Igualando las ecuaciones con las que se obtiene la altura de marea obtenemos:

$$F_p = \exp \left[-\exp \left(\frac{\lambda_e - \lambda_m}{\delta_e - \delta_m} \right) \right] \quad (6.3)$$

p hace referencia al punto de intersección de los dos regímenes, λ_m y λ_e son los parámetros de localización del régimen medio y extremo de marea meteorológica, respectivamente.

δ_m y δ_e son los parámetros de escala del régimen medio y extremo de marea meteorológica, respectivamente.

6.3.1. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Barranquilla

Para el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D para el puerto de Barranquilla, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

En la figura 6.27 se presenta en papel probabilístico de Gumbel de máximos los regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para Barranquilla. Se ajustaron rectas para régimen medio y para régimen extremo,

respectivamente. Estos dos regímenes pueden diferenciarse por un punto de quiebre en la gráfica, aquí se representa en la misma para encontrar ese punto.

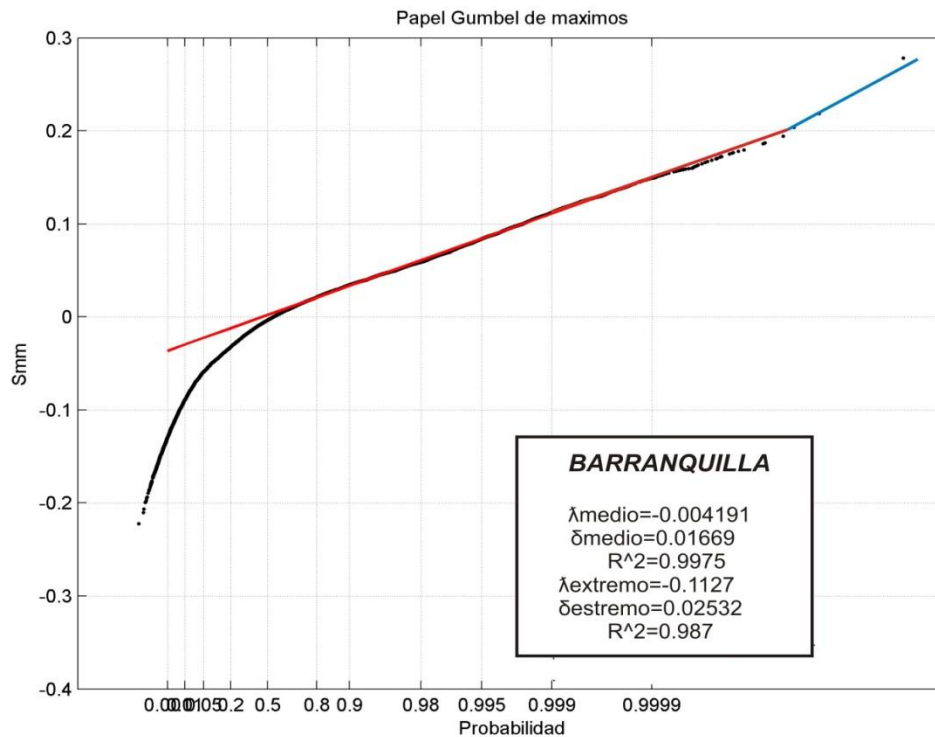


Figura 6.27. Ajuste de rama media y alta con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por Marea Meteorológica en Barranquilla.

En la Tabla 6.2 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para Barranquilla hallados con el método Gumbel.

| BARRANQUILLA | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | -0.1127 |
| | δ_e | 0.02532 |
| MEDIO | λ_m | -0.004191 |
| | δ_m | 0.01669 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99999654 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.20566013 |

Tabla 6.2. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Barranquilla.

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.99999654$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.206$ m.

6.2.2. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Cartagena

Como en el apartado anterior para el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D pero para el presente caso la correspondiente para el puerto de Cartagena, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

Para la construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para Cartagena se presenta en papel probabilístico de Gumbel la figura 6.28. Al igual que para los regímenes de Barranquilla se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

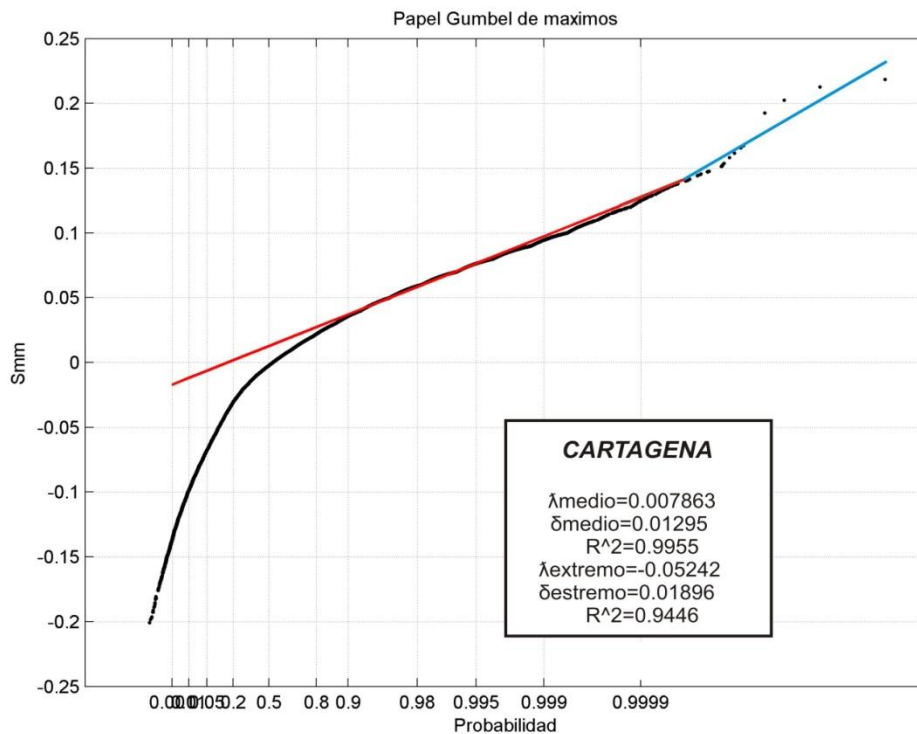


Figura 6.28. Ajuste de rama media y extrema con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por Marea Meteorológica en Cartagena.

En la Tabla 6.3 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para Cartagena hallados con el método Gumbel.

| CARTAGENA | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | -0.05242 |
| | δ_e | 0.01896 |
| MEDIO | λ_m | 0.007863 |
| | δ_m | 0.01295 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99995596 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.13775732 |

Tabla 6.3. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Cartagena.

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.99995596$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.1378 m$.

6.2.3. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Coveñas (Golfo de Morrosquillo)

Así mismo, para el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel para Coveñas se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

Para la construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica de Coveñas se presentan en papel probabilístico de Gumbel la figura 6.29. Al igual que para los regímenes anteriores se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

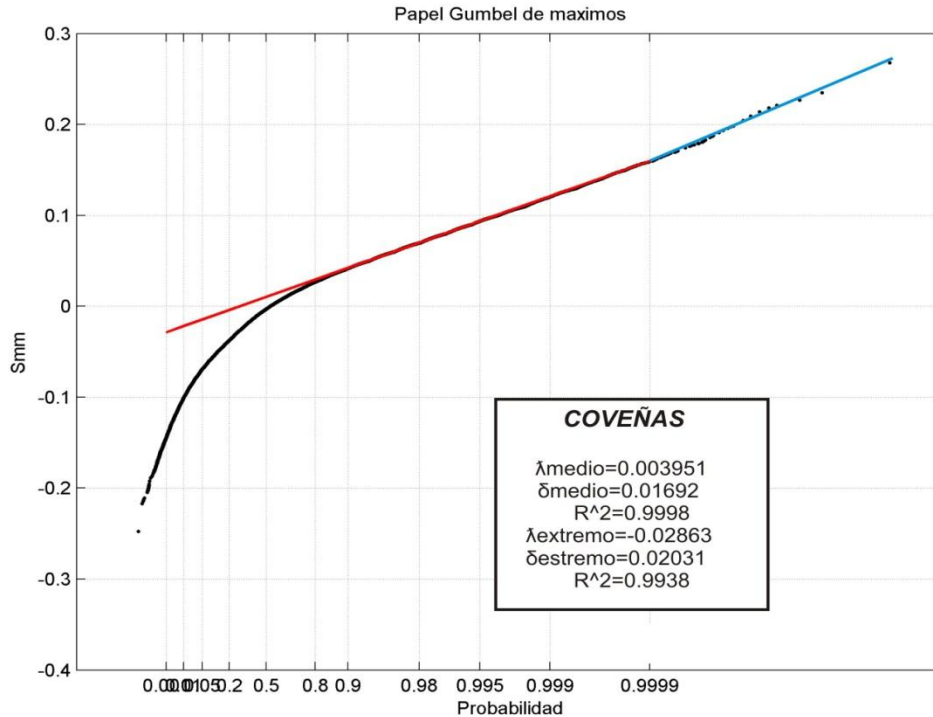


Figura 6.29. Ajuste de rama media y alta con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Coveñas.

En la Tabla 6.4 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para Coveñas hallados con el método Gumbel.

| COVEÑAS | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | -0.02863 |
| | δ_e | 0.02031 |
| MEDIO | λ_m | 0.003951 |
| | δ_m | 0.01692 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99993301 |
| ALTURA (m) | S_{mm} (m) | 0.16656767 |

Tabla 6.4. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Coveñas.

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.99993301$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.1666$ m.

6.2.4. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en San Andrés

Para San Andrés Isla el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D para ese punto, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

La construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para San Andrés, se presentan en papel probabilístico de Gumbel la figuras 6.30. Al igual que para los regímenes anteriores se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

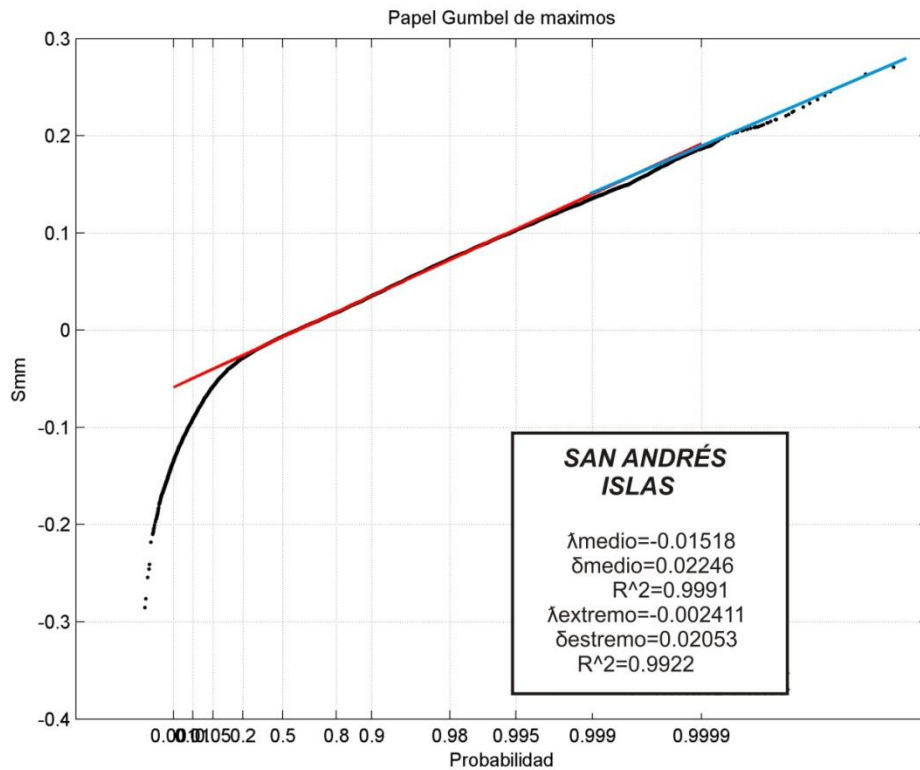


Figura 6.30. Ajuste de rama media con el método de Gumbel para regímenes medios de sobre elevación por marea meteorológica en San Andrés Isla.

En la Tabla 6.5 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para San Andrés hallados con el método Gumbel.

| SAN ANDRÉS ISLAS | | |
|-------------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | -0.002411 |
| | δ_e | 0.02053 |
| MEDIO | λ_m | -0.01518 |
| | δ_m | 0.02246 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.9986622 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.13341676 |

Tabla 6.5. *Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en San Andrés.*

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.9986622$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.1334 m$.

6.2.5. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Providencia

Para Providencia el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D para ese punto, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

La construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para Providencia se hizo en papel probabilístico de Gumbel. Al igual que para los regímenes anteriores se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

Para el ajuste realizado a dos ramas, las rectas ajustadas no estiman muchos de los puntos, los parámetros de localización λ y escala δ obtenidos son presentados en la Tabla 6.6 los cuales son necesarios para el punto de intersección entre las rectas de regímenes medios y extremos.

Como opción se considera un ajuste a tres ramas para que las rectas optimicen la estimación de altura y probabilidad. Quedando así una rama media baja, una media alta para regímenes medios y una alta para regímenes extremos.

Se presenta en la figura 6.31 de papel probabilístico las rectas de ajuste a las ramas con el método de Gumbel

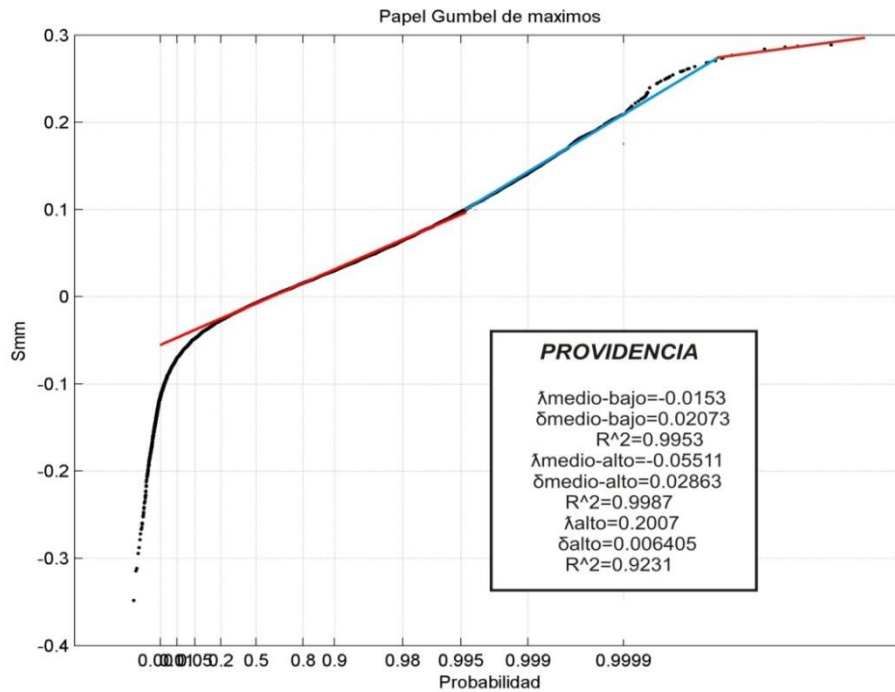


Figura 6.31. Ajuste de rama media baja y alta con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Providencia.

El ajuste a tres ramas estiman mejor los puntos, en la Tabla 6.6 se presentan los parámetros de localización λ y escala δ los cuales son necesarios para el punto de intersección entre las rectas ajustadas.

| PROVIDENCIA | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | 0.2007 |
| | δ_e | 0.006405 |
| MEDIO | λ_{m-a} | -0.05511 |
| | δ_{m-a} | 0.02863 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99998997 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.27442162 |
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| MEDIO-ALTO | λ_{m-a} | -0.05511 |
| | δ_{m-a} | 0.02863 |
| MEDIO BAJO | λ_{m-b} | -0.02126 |
| | δ_{m-b} | 0.0223 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99525152 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.09799039 |

Tabla 6.6. *Parámetros de escala y localización para ajuste a tres ramas, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Providencia.*

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media baja y media alta le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.99525152$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.08847 m$. Para la intersección de la rama media alta y alta se encontró una probabilidad de $F_p = 0.999989972$ con un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.274 m$.

6.2.6. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en Turbo

Para Turbo el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D para ese punto, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

La construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para Turbo, se presentan en papel probabilístico de Gumbel en la figura 6.32. Al igual que para los regímenes anteriores se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

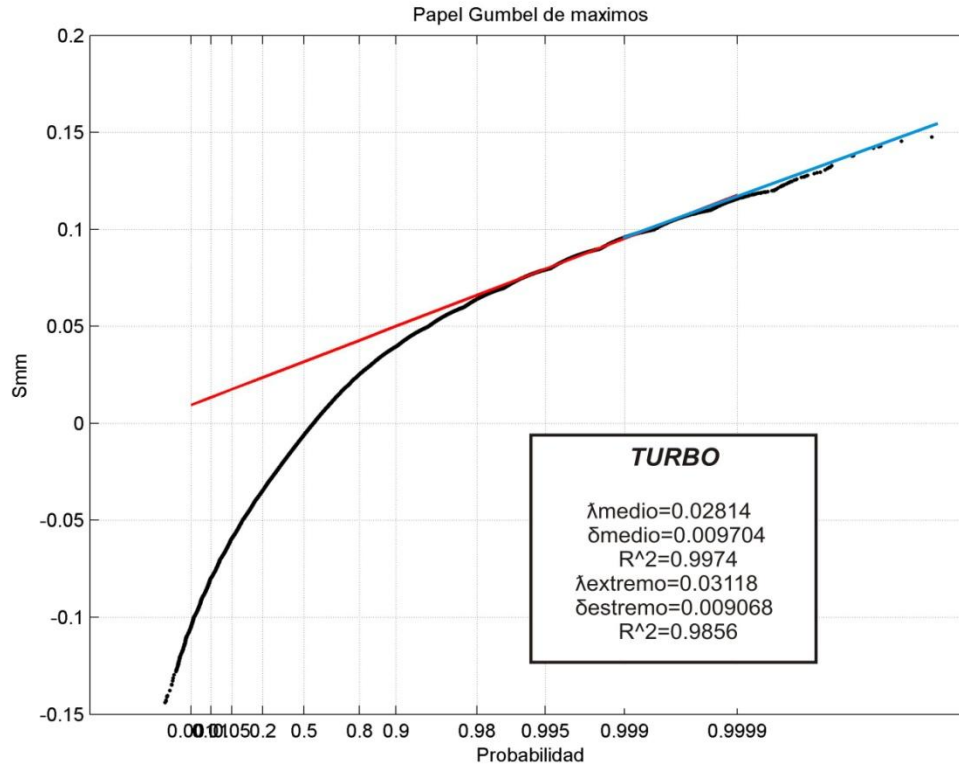


Figura 6.32. Ajuste de rama media y extremos con el método de Gumbel para regímenes medios extremos de sobre elevación por marea meteorológica en Turbo.

En la Tabla 6.7 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para Turbo hallados con el método Gumbel.

| TURBO | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | 0.03118 |
| | δ_e | 0.009068 |
| MEDIO | λ_m | 0.02814 |
| | δ_m | 0.009704 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.9916381 |
| ALTURA (m) | S_{mm} (m) | 0.0745239 |

Tabla 6.7. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en Turbo.

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.9916381$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.0745 \text{ m}$.

6.2.7. Regímenes medios y extremos de marea meteorológica en el Golfo de Uraba

En el Golfo de Uraba el ajuste de los datos de marea meteorológica a una distribución de Gumbel, se empleó la serie completa de marea meteorológica generada con el modelo numérico H2D para ese punto, es decir los datos horarios comprendidos entre los años de 1948 a 2007 para un total de 525960.

La construcción de regímenes medios y extremos de sobre elevación de marea meteorológica para el Golfo de Uraba, se presenta en papel probabilístico de Gumbel en la figura 6.33. Al igual que para los regímenes anteriores se hace el ajuste de la rama media para regímenes medios y de la rama alta para regímenes extremos.

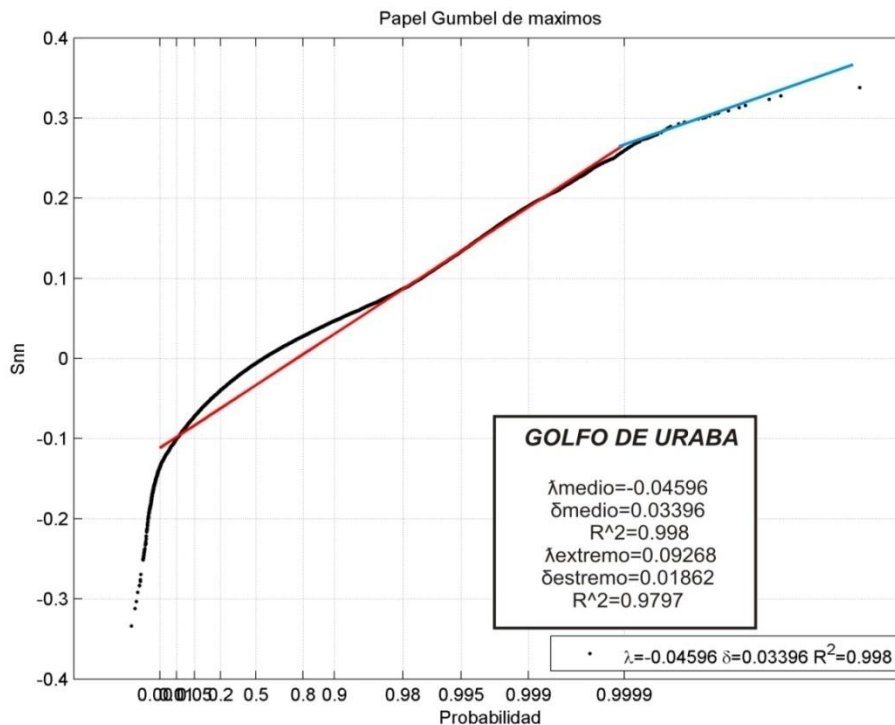


Figura 6.33. Ajuste de rama media y extrema con el método de Gumbel para regímenes medios y extremos de sobre elevación por marea meteorológica en el Golfo de Uraba.

En la Tabla 6.8 a continuación se presentan los parámetros de localización λ y de escala δ de regímenes medios y extremos de marea meteorológica para el Golfo de Uraba hallados con el método Gumbel.

| GOLFO DE URABA | | |
|-----------------------|------------------|--------------|
| RÉGIMEN | PARÁMETRO | VALOR |
| EXTREMO | λ_e | 0.09268 |
| | δ_e | 0.01862 |
| MEDIO | λ_m | -0.04596 |
| | δ_m | 0.03396 |
| PROBABILIDAD | F_p | 0.99988118 |
| ALTURA (m) | $S_{mm} (m)$ | 0.26096402 |

Tabla 6.8. Parámetros de escala y localización, probabilidad y altura para el punto de intersección de los regímenes medios y extremos en el Golfo de Uraba.

De la ecuación (6.3) se obtiene que el punto de intersección del ajuste de la rama media y superior le corresponde una probabilidad de $F_p = 0.99988118$, la cual se encuentra asociada a un nivel de marea meteorológica de $S_{mm} = 0.261 m$.

Para obtener un determinado régimen con una probabilidad de ocurrencia, se reemplaza el valor de la probabilidad en la ecuación (6.1 a) ó (6.2 a) dependiendo del régimen que se desee obtener, ya sea medio o extremo respectivamente; teniendo en cuenta los parámetros que caracterizan cada ecuación.

A partir de las graficas de regímenes podemos encontrar que el comportamiento general de la marea meteorológica en los diferentes puntos es muy similar entre sí, con una excepción importante en las líneas de ajuste de regímenes medios para los puertos de San Andrés y Providencia, en la que se caracteriza por tener una pendiente mayor con respecto a las demás; lo anterior lo podemos justificar con el paso cercano a sus costas de huracanes, fenómeno de tormentas tropicales y su cercanía con la zona de altas presiones del Atlántico Norte de donde provienen los vientos Alisios.

7. CONCLUSIONES

- Se obtuvieron series sintéticas de sesenta años de marea meteorológica en siete puntos del Litoral Caribe Colombiano por medio del modelo numérico H2D. Para la modelación se utilizó una base de datos de entrada (campos de viento y presión) generada por la NOAA y la calibración del modelo se realizó con respecto a niveles reales de marea meteorológica de la estación mareográfica de Cristóbal Panamá del año 1994.
- Para obtener los datos de entrada requeridos por el modelo numérico se descargaron y clasificaron los campos de viento y presión de la malla mundial generada por la NOAA en su proyecto de *Re-analysis*. El procesamiento de los datos incluyó la delimitación de la zona de estudio entre las coordenadas -84.5° y -70.0° E, 7.5° y 23.5° N (Caribe Colombiano), y la interpolación lineal para obtener una resolución espacial de 0.05° en las dos direcciones. Este procesamiento garantiza la estabilidad numérica del modelo así como la obtención de mayor número de información en el área analizada.
- Se calibró el modelo comparando diferentes coeficientes de arrastre entre 0.02 y 0.1. Finalmente, de la comparación se encontró entre la serie de marea meteorológica sintética y la real de la estación Cristóbal Panamá para el año 1994, un coeficiente de arrastre de 0.021 para el cual no se encuentran diferencias significativas entre las series. Por lo anterior se utilizó este coeficiente para la validación del área y la simulación de marea meteorológica en el Litoral Caribe Colombiano.
- Se encontró para Turbo y Coveñas un comportamiento muy similar en las variaciones de marea meteorológica, posiblemente se debe a la posición de la línea de costa; las cuales se caracterizan por ser zonas abrigadas donde el efecto del viento no genera fenómenos de apilamiento en sus aguas y donde se caracterizan por ser zonas de bajas presiones. Para Cartagena y el Golfo Uraba se observó un comportamiento muy similar en época húmeda, la cual puede ser generado por fenómenos de bajas presiones. A diferencia para Barranquilla se encontró que los valores mayores de marea meteorológica se encuentran comprendidos en el período entre octubre y febrero, posiblemente ocasionado por fenómenos de tormentas tropicales, bajas presiones (en época húmeda) y el mar de leva generado por los vientos alisios en época seca.

- Se encontró que para el archipiélago de San Andrés y Providencia a diferencia de los demás puntos simulados, existe una mayor frecuencia en sus valores extremos en toda su serie histórica, lo anterior es causado por su cercanía con el cinturón de alta presión subtropical, zona desde la cual se origina los vientos alisios. Además su ubicación geográfica la hace estar sometida continuamente al paso de fenómenos naturales, como tormentas tropicales y huracanes. Por esta razón destacamos que el archipiélago se encuentra en condiciones más desfavorables y más seriamente afectado por los niveles de marea meteorológica.
- Se observaron amplitudes extremas en las mareas meteorológicas simuladas para épocas húmedas. Se atribuye posiblemente este evento al paso de fenómenos como tormentas tropicales y huracanes, dichos eventos muy frecuentemente ocurren lejos y no tienen un comportamiento lineal, pero pueden llegar a afectar a las costas con un determinado tiempo de retraso.
- La obtención de los regímenes medios y extremos a partir de la serie histórica de marea meteorológica simulada, queda como una herramienta estadística para la determinación de esta variable; además para la ingeniería de costas servirá como parámetro técnico de control: para diseño, para construcción y programación de la vida útil de las estructuras de protección costera y portuaria.
- Finalmente en el presente trabajo se propone una metodología para la obtención de la Marea Meteorológica en cualquier punto de la costa, a partir de la combinación de datos reales y datos simulados numéricamente con un buen grado de precisión.

8. RECOMENDACIONES

- Mejorar en un futuro la configuración de los datos de entrada del modelo numérico, para lo cual es necesario tener una base de datos con mayor resolución a los campos de viento y presión utilizados en este trabajo, archivos que fueron obtenidos de la base de datos de re-análisis realizada por la *Administración Nacional Oceánica y Atmosférica* (NOAA). El mejoramiento en la resolución de la malla proporcionará una simulación con mucho más información acerca de los fenómenos climatológicos que pudieron no haberse tenido en cuenta en este modelamiento numérico, debido a que la separación de la malla fue interpolada linealmente con el fin de cubrir toda la zona a analizar.
- Sería importante la continuación de los regímenes de marea meteorológica establecidos, determinando los períodos de retorno de ocurrencia para dicha variable.
- Analizar más específicamente los fenómenos naturales como el paso de huracanes, el fenómeno del niño y la niña y frentes fríos; un estudio en el cual se intente obtener la forma, proporción y magnitud en que afectan estos eventos puntualmente la generación de las amplitudes de onda y los niveles de marea meteorológica.

9. BIBLIOGRAFÍA

F. Afanador, R. Torres, J. Gómez y J. Gutiérrez, 2006.
Boletín Científico CIOH No 24, ISSN 0120-0542, págs. 64-72, disponible en <http://www.cioh.org.co>.

Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. 2000 (GIOC, 2000).
Dinámicas, Volumen I. Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria.
Santander (España): Autor.

Universidad Politecnica de Catalunya (Bolaños, 2006).
Tormentas de oleaje en el Mediterráneo: Física y Predicción.
Datos disponibles en: <http://www.tesisenred.net/TDX-0321107-103442//>

University of Hawaii Sea Level Center, (UHSLC, 1997).
Datos disponibles en: <http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhsic>

National Oceanic Atmospheric Administration, (NOAA, 2009).
Datos disponibles en: <http://www.cdc.noaa.gov/>

Instituto de hidrología, meteorología y estudios ambientales. Servicio mareo-
gráfico. (IDEAM, 2009). Pronóstico Pleamares y Bajamares Costa Caribe
Colombiana 2009. Bogotá: Autor.

Luis Otero, 2005. Metodología para establecer la línea de más alta marea en
aguas abrigadas (bahías, estuarios, etc.) cuando no se tienen registros
instrumentales, (inédito). (Otero, 2005).

Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. 2009 (CIOH, 2009).
Climatología Puertos Caribe Colombianos. Ministerio de Defensa, Dirección
General Marítima, disponible en <http://www.cioh.org.co>

Atlantic Tropical Storm Tracking by Year, (UNISYS, 2009).
Datos disponibles en: <http://weather.unisys.com/hurricane/atlantic/>

Charnock, H., 1955 "Wind stress on a water surface" Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.
81, 639-640

Garrat, J.R. 1977 "Review of drag coefficients over oceans and continents" Mon. Weather Rev. 105, 915-929

Hellerman S. Rosenstein, M., 1983 "Normal Monthly wind stress over the world ocean with error estimates" Journal of Physical Oceanography, V. 13, 1093-1104pp

Jones, I., Volkov, Y., Larsen, S., Huang, N.E., 2001, "Overview" en Jones I., Toba Y. "Windstress over the ocean" Cambridge University press Impreso en EUA 1-33 pp 307 pp

ANEXOS

ANEXO A: MARCO TEÓRICO DE MAREA ASTRONÓMICA Y EL MÉTODO PARA LA OBTENCIÓN DE SUS ARMÓNICOS.

A.1. MAREA ASTRONÓMICA

La marea astronómica se define como el conjunto de movimientos regulares de ascenso y descenso del nivel del mar con periodos próximos a las 12 o 24 horas que se producen por los efectos gravitacionales del sistema tierra-luna-sol. En principio, los demás planetas del Sistema Solar también ejercen esta atracción, pero es tan pequeña comparada con la de la Luna o el Sol que no es tan necesario tenerla en cuenta. Al máximo nivel de esta oscilación se le conoce como pleamar y al mínimo como bajamar. La diferencia entre máximo y mínimo se denomina rango de la marea, Fig. A.1.

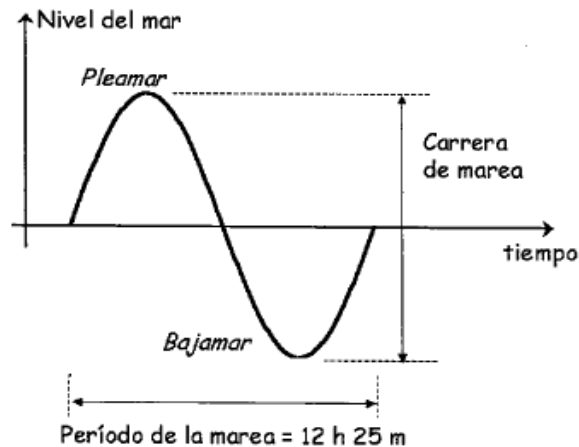


Figura A.1 Definición de la onda de marea

A.1.1. Fuerzas generadoras de la marea. Teoría del equilibrio

La Teoría del Equilibrio formulada por Newton se basa en las siguientes hipótesis:

1. La rotación de la Tierra alrededor de su propio eje es despreciable considerándose únicamente la rotación del sistema Tierra-Luna alrededor de un eje que pasa por el centro de masa de dicho sistema. Este centro de masa se encuentra en la Tierra al ser la masa de la Tierra mucho mayor que la de la Luna.
2. Se considera la Luna como el único cuerpo causante de la marea y que esta gira alrededor de la Tierra en el plano del Ecuador.
3. Se asume que la superficie de la Tierra es perfectamente esférica y que está cubierta totalmente con una capa de agua de espesor uniforme.

4. La inercia de las masas de agua es despreciable de tal manera que estas responden instantáneamente a las fuerzas generadoras de las mareas.

En estas condiciones, si se deja transcurrir el tiempo suficiente, se llega a una situación de equilibrio entre la gravedad y las fuerzas que producen la marea adoptando la superficie del mar, como consecuencia de este equilibrio, la forma de un elipsoide cuyo semieje mayor coincide con el eje Tierra-Luna o Tierra-Sol (elipsoide de marea), y se conoce como Marea de Equilibrio.

Sistema Tierra-Luna

Con el fin de analizar las fuerzas generadoras de la marea de una forma sistemática, consideramos inicialmente el sistema Tierra-Luna como independiente del sistema Tierra-Sol. Esto no es del todo incorrecto, pues las fuerzas de generación de las mareas inducidas por el sistema Tierra-Luna son prácticamente el doble de importantes en magnitud de las correspondientes al sistema Tierra-Sol. Una vez, entendido el efecto del sistema Tierra-Luna se puede añadir sin dificultad el efecto ejercido por el Sol.

Para el sistema Tierra-Luna, la fuerza generadora de la marea es, como se verá, la resultante, en cada punto de la Tierra, de la fuerza gravitatoria lunar y la fuerza centrífuga de rotación del sistema Tierra-Luna.

Considérese ahora la primera hipótesis de la Teoría de Equilibrio. Según la misma, el sistema Tierra-Luna puede considerarse como el conjunto de ambos astros de masas M_T y M_L unidos mediante un segmento que enlaza sus centros, y girando en el sentido anti horario a una velocidad ω alrededor de un eje que pasa por el centro de masa de dicho sistema. Fig. A.2.

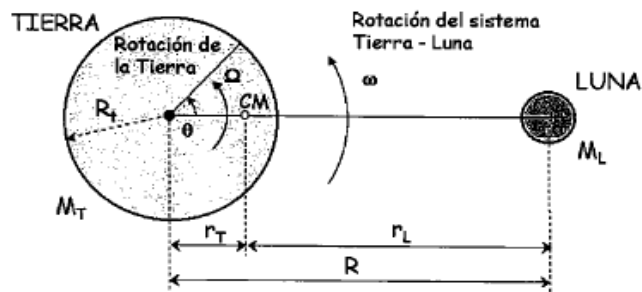


Figura A.2 Sistema Tierra-Luna

Considérese ahora la fuerza de atracción que la Luna ejerce sobre la unidad de masa en el punto P ., Fig. A.3. Dicha fuerza, tiene la dirección de la línea que une el punto P con el centro de la Luna, el sentido hacia ésta y su magnitud es

$$F_{gP} = G \frac{M_L}{r_{LP}^2} \quad (A.1)$$

Donde r_{LP} es la distancia del centro de la Luna al punto P . Es evidente, que esta fuerza de atracción, varía su dirección y magnitud dependiendo de la posición del punto P sobre la superficie terrestre. Cualquier cambio en la latitud o longitud del punto P dará lugar a cambios en la dirección y magnitud de F_{gP} .

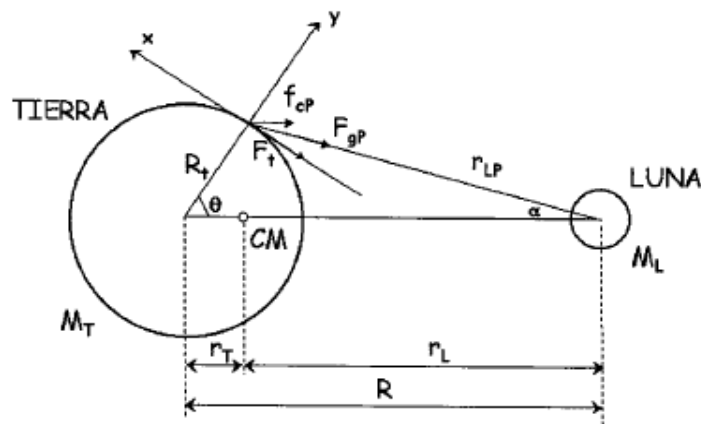


Figura A.3 Equilibrio de fuerzas en punto de la superficie terrestre

El movimiento circular del sistema Tierra-Luna lleva asociada una fuerza centrípeta que indica la existencia de una aceleración de la Tierra hacia a la Luna y viceversa. A la resultante neta entre la fuerza centrípeta y la de atracción actuantes sobre cualquier punto de la Tierra se le conoce como fuerza generadora de la marea. Aunque, como se ha visto, la magnitud, dirección y sentido de la fuerza centrípeta es la misma en cualquier punto de la Tierra, la fuerza de atracción varía su magnitud y dirección según su localización.

Se puede demostrar fácilmente que la componente vertical de esta fuerza es despreciable frente a la fuerza gravitatoria terrestre. Sin embargo, la componente horizontal es del mismo orden de magnitud que el resto de las fuerzas horizontales que actúan sobre el océano, no habiendo además otras fuerzas que la contrarresten, de manera que su efecto es apreciable y se traduce en un movimiento de la superficie de agua.

Entonces, considerando exclusivamente la componente horizontal y utilizando algunas simplificaciones geométricas se puede llegar a la siguiente expresión del modulo de la misma

$$F_t = \frac{3}{2} G M_L \frac{R_t}{R^3} \sin 2\theta \quad (A.2)$$

A esta fuerza se le conoce como fuerza tractora y es la causante de las mareas. Sin embargo, y como se ve en la Fig.A.4, la distribución de estas fuerzas sobre la superficie de la Tierra varia de manera que su efecto se traduce en un movimiento de las masas de agua hacia el punto de la Tierra más cercano a la Luna y hacia el más alejado.

De esta forma, se produce en estos puntos una convergencia que conduce a una crecida del nivel del mar mayor que en el resto de la superficie terrestre, mientras que en los puntos del meridiano perpendicular al eje Tierra-Luna, la elevación del mar es la mínima.

Haciendo uso de las hipótesis planteadas inicialmente para la Teoría del Equilibrio, las fuerzas tractoras deben equilibrar las fuerzas debidas a los gradientes de la superficie libre. Planteando dicho equilibrio adecuadamente y conservando únicamente los términos más importantes, se llega a que la superficie resultante es aproximadamente

$$\eta = \frac{1}{4} \frac{G}{g} M_L \frac{R_T^2}{R^3} (3 \cos 2\theta + 1) \quad (A.3)$$

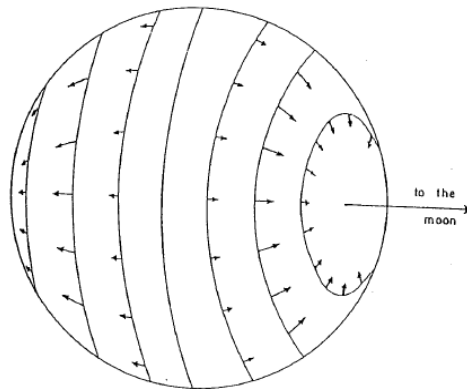


Figura A.4 Distribución de las fuerzas tractoras

Esta superficie corresponde a un elipsoide como la que se muestra en la Fig. A.5.

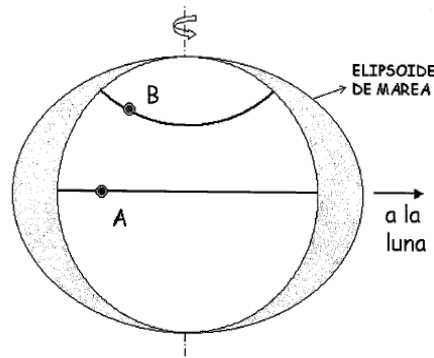


Figura A.5 Superficie de equilibrio debido al efecto de la Luna.

Consideramos que la Tierra gira alrededor de su eje con una velocidad angular ω_T y un periodo $T_T = 24 \text{ horas}$ y que la Luna se desplaza en su órbita alrededor de la Tierra con una velocidad angular ω_L y un periodo de $T_L = 27.32 \text{ días}$.

En la Fig.A.7, se muestra la variación del nivel del mar para tres diferentes latitudes, $\theta = 0^\circ, 30^\circ, 60^\circ$. Como puede verse, durante un día lunar, y en cualquier latitud, la marera presenta dos pleamares y dos bajamares. Estas variaciones se conocen con el nombre de mareas semidiurnas. Además, se puede observar que para $\delta = 0$ las mareas son mayores en el ecuador, disminuyendo a medida que nos alejamos del mismo.

Considerando un punto cualquiera sobre la superficie terrestre, una vez transcurridas 24 horas, dicho punto volverá a su posición original. Sin embargo, su posición relativa respecto al elipsoide de marea, ha cambiado debido a que el elipsoide sigue a la Luna que se desplaza en su órbita alrededor de la Tierra, Fig. A.6. Por tanto, si el tiempo que transcurre entre dos pleamares o dos bajamares es $2T$ y sabiendo que $\omega_T = 15.041 \text{ }^\circ/\text{h}$ y $\omega_L = 0.549 \text{ }^\circ/\text{h}$ se obtiene que

$$2T = \frac{2\pi}{(\omega_T - \omega_L)} = 28.84 \text{ h}$$

De donde se desprende que el periodo de las mareas semidiurnas es

$$T = 12.42 \text{ h} = 12\text{h } 25 \text{ min}$$

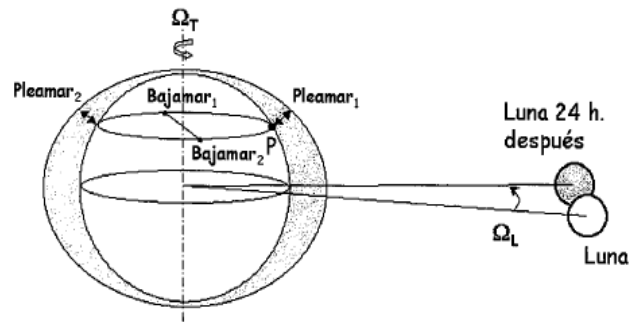


Figura A.6 Evolución diaria de la marea.

Como no es cierto que $\delta = 0^\circ$, dado a que la Luna se desplaza en su órbita alrededor de la Tierra, su declinación va variando entre 18.5° y 28.5° . La declinación de la Luna afecta al carácter de la marea, manteniéndose semidiurnas en la proximidad del ecuador y diurnas (una pleamar y una bajamar) en latitudes altas. Si la Luna estuviera siempre en el ecuador, las mareas serían semidiurnas en todo el planeta. Ver Fig. A.7.

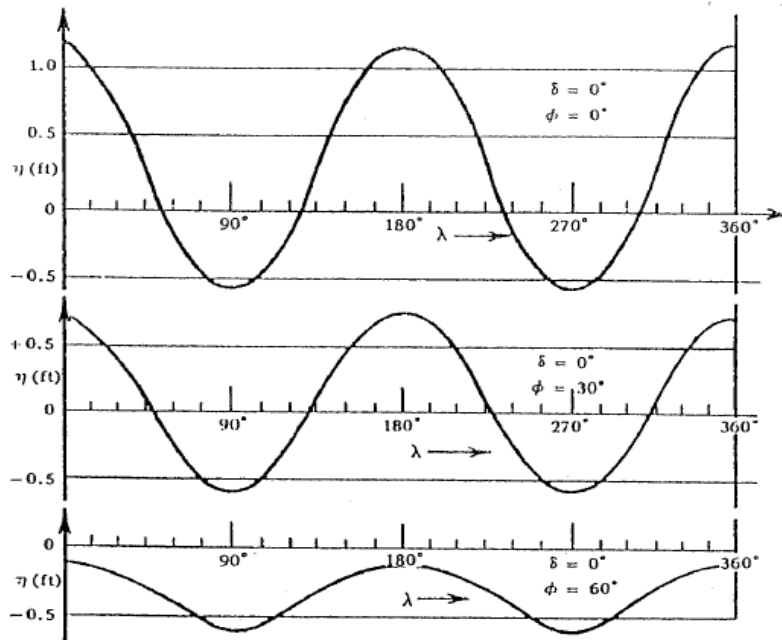


Figura A.7 Marea en diferentes latitudes con una declinación lunar de 0°

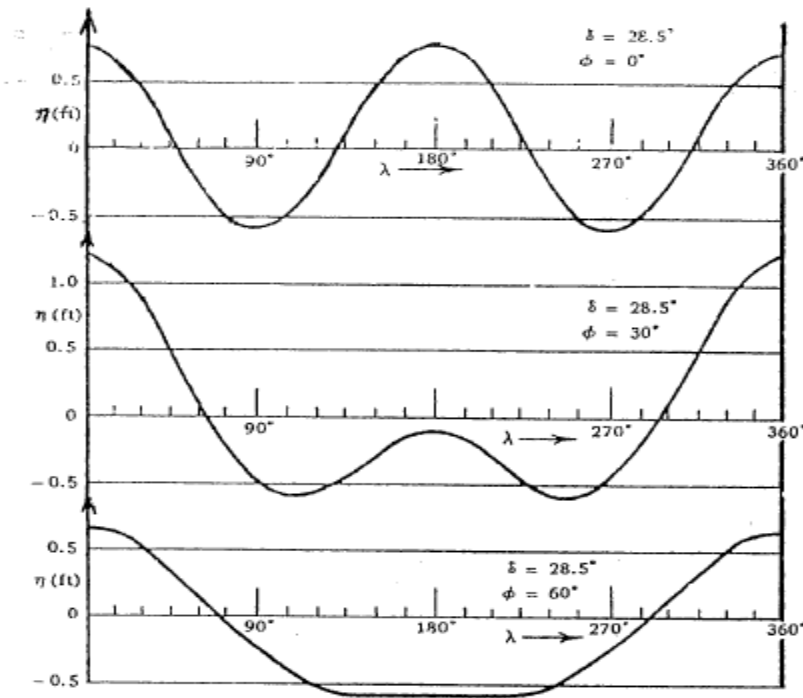


Figura A.8 Marea en diferentes latitudes con una declinación lunar de 28.5°

Sistema Tierra-Sol

Debido al efecto de la atracción del Sol se obtiene un elipsoide de marea similar al producido por la Luna, con sus correspondientes mareas diurnas y semidiurnas. Sin embargo, se puede demostrar fácilmente que el efecto del Sol sobre la marea (mareas solares), aunque con mayor masa que la Luna pero mucho más alejado de la Tierra, corresponde a 0.46 veces el debido a la Luna, con lo cual se puede decir que la influencia del resto de planetas es despreciable.

Sistema Tierra-Sol-Luna

La marea se debe a los efectos combinados de mareas lunares y solares, que se pueden considerar, para un observador en la Tierra, como ondas de dimensiones planetarias que se propagan de Este a Oeste, simultáneamente con la rotación terrestre.

En las fases de luna nueva o luna llena, La luna y el Sol están alineados con la Tierra, al estar en fase, se suman sus fuerzas y se producen las mareas de mayor intensidad, denominadas mareas vivas. En esta circunstancia se producen las mayores pleamares y las menores bajamares. Por otro lado, en las fases de cuarto menguante o cuarto creciente, los tres astros se encuentran desfasados.

En consecuencia, la diferencia entre pleamar y bajamar es menor y las mareas se conocen con el nombre mareas muertas.

En la Fig. A.9 se presenta la serie temporal del nivel del mar durante un mes. Como se puede observar, el registro muestra la presencia de mareas vivas y muertas repitiéndose con un periodo, T que puede obtenerse a partir de las velocidades angulares de la Luna y el Sol. Teniendo en cuenta la rotación de la Luna alrededor de la Tierra se produce en $2T$, con $\Omega_L = 0.549^\circ/h$ y $\Omega_S = 0.041^\circ/h$ se llega a

$$2T = \frac{2\pi}{\Omega_L - \Omega_S} = \frac{360}{0.508 /h} = 708 h$$

De donde

$$T = 354 h = 14.8 \text{ dias}$$

Por tanto, se produce una marea viva aproximadamente dos veces al mes. Tanto en el caso del Sol como en el de la Luna, se produce una intensificación cuando el astro se encuentra en el ecuador.

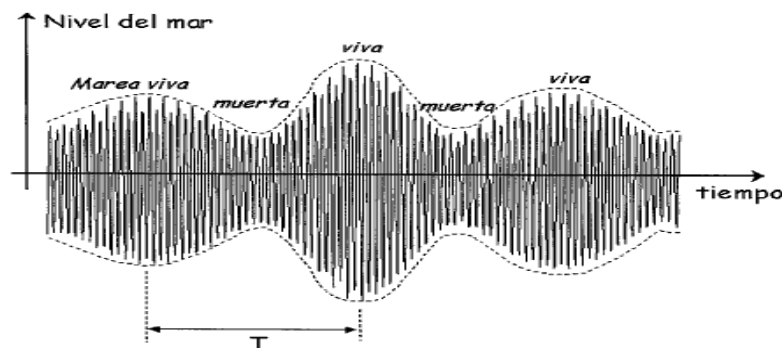


Figura A.9 Serie temporal del nivel del mar durante un mes

Las mareas se producirían justamente cuando, Tierra, Luna y Sol se encuentran alineados (situación de Luna nueva o Luna llena). Sin embargo, esto no es así dado que las mareas vivas se producen entre 1 y 3 días después de la Luna nueva o Llena. Este desfase en el tiempo se conoce como la edad de la marea y, como ya se ha dicho, se debe a la inercia de las masas de agua. El desfase depende la situación geográfica.

Esta teoría es muy útil para determinar la influencia que los diferentes movimientos astronómicos tienen sobre la marea. De hecho se puede realizar la siguiente hipótesis: La marea es una oscilación del nivel del mar que tiene las mismas componentes armónicas que el forzamiento que la induce.

Componentes armónicos de la marea

Los investigadores Darwin y Doodson trabajaron con la hipótesis mencionada anteriormente, en desarrollo de las componentes periódicas de la fuerza tractora como forzamiento generador de marea. Hicieron un análisis astronómico en el que tenían en cuenta los movimientos de la Tierra, Luna y Sol para determinar la frecuencia de cada componente. La descomposición se realiza básicamente asumiendo que las fuerzas generadoras producidas por la Luna y el Sol en sus trayectorias variables, son generadas por un número finito de planetas ficticios.

Cada uno de los planetas gira alrededor de la Tierra en una órbita circular situada en el plano del ecuador y a una velocidad angular constante, y se seleccionan de tal modo que, uno o la combinación de varios de ellos, reproduzcan la frecuencia de una determinada perturbación astronómica. Cada satélite ficticio se identifica con una letra y un subíndice que indica el número de oscilaciones de dicha componente durante un día solar.

La componente lunar M_2 representa el efecto de la rotación de la Luna con respecto a la Tierra. Por tanto, su frecuencia de rotación es

$$T_{T-L} = T - L = 14.4921 /h$$

Y su periodo correspondiente

$$T_{T-L} = \frac{360}{14.4921 /h} = 24.8412 \text{ hr}$$

Que es la duración de un día lunar. Dado que durante ese periodo se observan dos pleamares y dos bajamares y asumiendo que la rotación de la Luna se produce en el plano del ecuador, la componente armónica M_2 tiene el siguiente periodo y la siguiente frecuencia.

$$T_{M_2} = 12.4206 \text{ hr}$$

$$s_{M_2} = 28.982 /hr$$

Análogamente, se puede considerar el efecto de la rotación de la Tierra respecto al Sol, considerando que el plano de la eclíptica coincide con el plano del ecuador. En ese caso se define la componente armónica solar S_2 , cuyo periodo y frecuencia se puede obtener como en el caso anterior a

$$T_{S_2} = 12 \text{ hr}$$

$$s_{S_2} = 30.00 /hr$$

Se pueden definir nuevas componentes para tener en cuenta la trayectoria elíptica de la Luna, N_2 , los efectos de declinación de la Luna y el Sol K_2, K_1, O_1 y P_1 o componentes que tienen los movimientos de largo periodo de la Luna y el Sol M_f, M_m y S_{sa} . En la Tabla A.1 adjunta se incluyen las componentes más importantes que constituyen la marea astronómica incluyendo su nombre, símbolo, velocidad angular/hora solar media, periodo en horas solares y amplitud relativa. Esta última se introduce de forma arbitraria asignando un coeficiente 100 a la mayor componente, M_2 .

| Nombre | Símbolo | Período(h) | Coef. |
|-------------------------|----------------|-------------------|--------------|
| Lunar principal | M2 | 12.42 | 100 |
| Solar principal | S2 | 12.00 | 46.6 |
| Elíptico Lunar mayor | N2 | 12.66 | 19.2 |
| Semidiurno Luni-Solar | K2 | 11.97 | 12.7 |
| Solar elíptico mayor | T2 | 12.01 | 2.7 |
| Solar elíptico menor | L2 | 12.19 | 2.8 |
| Elíptico Lunar 2º orden | 2 N2 | 12.91 | 2.5 |
| Diurno Luni-Solar | K1 | 23.93 | 58.4 |
| Diurno Lunar principal | O1 | 25.82 | 41.5 |
| Diurno Solar principal | P1 | 24.07 | 19.4 |
| Elíptico Lunar mayor | Q1 | 26.87 | 7.9 |
| Elíptico Lunar menor | M1 | 24.84 | 3.3 |
| Quincenal Lunar | Mf | 327.9 | 17.2 |
| Mensual Lunar | Mm | 661.3 | 9.1 |
| Semi-anual Solar | Ssa | 4383.00 | 8.0 |

Tabla A.1 Componentes más importantes de la marea astronómica.

En conclusión las componentes armónicas son generadas por:

- Los efectos de rotación de la Luna con respecto a la Tierra (M_2).
- El efecto de rotación de la Tierra respecto al Sol (S_2).
- Componente que tiene en cuenta la trayectoria elíptica de la Luna (N_2).
- Efectos de declinación de la Luna y el Sol (K_2, K_1, O_1, P_1).
- Movimientos de largo periodo de la Luna y el Sol (M_f, M_m y S_{sa}).

Cuando la onda de marea se encuentra cerca de la costa, en el interior de un estuario o bahía se requieren otras componentes debido a efectos de profundidades reducidas y a la fricción. Por ejemplo, componentes adicionales con frecuencias dobles: $M_4, M_6, etc.$ de la componente básica M_2 .

Cuando esta onda se propaga en profundidades afectada por contornos puede conducir a la interacción entre las componentes, dando origen a nuevas frecuencias y nuevas componentes:

- Sobremareas, su velocidad angular en múltiplo de la componente astronómica que la origina. Por ejemplo; M_4, M_6, M_8 .
- Mareas compuestas, su velocidad angular es la suma o la diferencia de las velocidades de dos o más componentes armónicas.

A.1.2. Fuerzas generadoras de la marea. Teoría dinámica de mareas.

La teoría de equilibrio es capaz de explicar adecuadamente las causas principales que producen las fuerzas generadoras de las mareas. Sin embargo, conduce a importantes discrepancias a la hora de predecir la marea en un punto determinado de la Tierra. Estas discrepancias se producen tanto en la amplitud como en el instante en el que se produce la marea. Las razones fundamentales que inducen a estos errores de la Teoría del Equilibrio son:

1. La Tierra no se encuentra cubierta totalmente con una capa de agua de espesor uniforme.
2. La forma irregular y profundidad variable de las cuencas oceánicas no es tenida en cuenta.
3. La hipótesis de que la inercia de las masas de agua es despreciable no es correcta.
4. La rotación de la Tierra introduce la fuerza de Coriolis que altera sensiblemente los movimientos asociados a la marea.

La teoría Dinámica de las Mareas fue desarrollada durante el siglo XVII por científicos ilustres tales como Laplace, Bernoulli y Euler. Adoptando las mismas fuerzas generadoras establecidas anteriormente por Newton, intentaron dar una explicación al fenómeno de las mareas teniendo en cuenta la profundidad y configuración de las cuencas oceánicas; la fuerza de Coriolis; los efectos de la inercia y la fricción. La teoría Dinámica es, por tanto, compleja dado que requiere la resolución de las ecuaciones fundamentales de la hidrodinámica. Sin embargo, el salto fundamental lo constituye el hecho de que se abandona el concepto de elipsoide pasando a explicar el fenómeno a partir del concepto de las ondas de marea, con periodos coincidentes con los correspondientes a los de las fuerzas generadoras y, por tanto, de muy largo período. La onda de marea se puede

entender como una onda larga de reflexión inducida por los contornos de las cuencas oceánicas da lugar a unos sistemas de ondas estacionarias forzadas por una fuerza generadora que varía constantemente de dirección y magnitud. Incluyendo la fuerza de Coriolis se formarían sistemas anfifrónicos, que se caracterizan por la existencia de un punto anfifrónico o nodo alrededor del cual gira la cresta de la onda de marea en pleamar, completando un giro durante cada ciclo de marea. El rango de la marea es nulo en el punto anfifrónico y aumenta a medida que este se aleja de éste.

ANEXO B: CÓDIGOS PARA MATLAB QUE CONFIGURAN LOS DATOS DE ENTRADA DEL MODELO NUMÉRICO

El código programado consiste en el ingreso inicial de las coordenadas de la zona a analizar, extracción de los archivos originales tipo NetCDF los valores de longitud y latitud y su respectiva magnitud de velocidad (ya sea para la dirección U o V) o gradiente de presión con el comando `nc_varget`.

Las matriz original extraída esta con coordenadas espaciales separadas cada 2.5° , las cuales el programa procede a cortar en la zona delimitada por las coordenadas predeterminadas en la definición del intervalo, para su posterior interpolación lineal espacial en latitud, longitud y magnitud de la velocidad cada 0.05° . Finalmente se obtienen los campos de viento o presión interpolados para la malla requerida por la configuración del modelo numérico.

```
%% VIENTO EN DIRECCIÓN U
clear all; clc; tic

% Definir intervalo de longitud y latitud deseado para el corte de la
malla
Lo0 = 275;
Lo1 = 292.5;
La0 = 7.5;
La1 = 25;

%% Dirección 1 (U)
% Leer valores de latitud y longitud
latu = nc_varget('uwnd.sig995.1992.nc','lat');
longu = nc_varget('uwnd.sig995.1992.nc','lon');

%Leer los valores de velocidad cada hora y almacenarlos en 'U'
U1 = nc_varget('uwnd.sig995.1992.nc','uwnd');

for k = 1:1464

%% Recortar las matrices

% Identificar índices del rango latitud - longitud deseado

ind1=find(latu(:,*)>=La0 & latu(:,*)<=La1);
ind2=find(longu(:,*)>=Lo0 & longu(:,*)<=Lo1);

% Recortar los vectores de longitud y latitud
latw = latu(ind1);
lonw = longu(ind2);

% Recortar los datos de velocidad
u1(:,*)= U1(k,*,*);
```

```

u1=double(u1);
t1=u1(ind1,ind2);
T1=t1([8 7 6 5 4 3 2 1],:);

%Interpolación de la malla (latitud, longitud y magnitud)

[X,Y]=meshgrid(lonw,latw);
Z=T1;
[XI,YI]=meshgrid(min(lonw):0.05:max(lonw),min(latw):0.05:max(latw));
ZI = interp2(X,Y,Z,XI,YI,'linear');
A=double(ZI);
B = A(31:351,11:341);
eval(['save u_',num2str(k),'.dat -ascii B'])

```

```
end
```

%% VIENTO EN DIRECCIÓN V

```

% Definir intervalo de longitud y latitud deseado
Lo0 = 275;
Lo1 = 292.5;
La0 = 7.5;
La1 = 25;

%% Direccion 2 (V)
% Leer valores de latitud y longitud
latu = nc_varget('vwnd.sig995.1992.nc','lat');
longu = nc_varget('vwnd.sig995.1992.nc','lon');

%Leer los valores de velocidad cada hora y almacenarlos en 'V'
V1 = nc_varget('vwnd.sig995.1992.nc','vwnd');

for k = 1:1464
%% Recortar las matrices

% Identificar índices del rango latitud - longitud deseado
ind1=find(latu(:,*)>=La0 & latu(:,*)<=La1);
ind2=find(longu(:,*)>=Lo0 & longu(:,*)<=Lo1);

% Recortar los vectores de longitud y latitud
latw = latu(ind1);
lonw = longu(ind2);

% Recortar los datos de velocidad
v1(:,*)= V1(k,*,*);
v1=double(v1);
t1=v1(ind1,ind2);
T1=t1([8 7 6 5 4 3 2 1],:);

%Interpolación de la malla (latitud, longitud y magnitud)

[X,Y]=meshgrid(lonw,latw);
Z=T1;

```

```

[XI,YI]=meshgrid(min(lonw):0.05:max(lonw),min(latw):0.05:max(latw));
ZI = interp2(X,Y,Z,XI,YI,'linear');
A=double(ZI);
B = A(31:351,11:341);
eval(['save v_',num2str(k),'.dat -ascii B'])

```

```
end
```

```
%% PRESIÓN
```

```
clear all; clc; tic
```

```
% Definir intervalo de longitud y latitud deseado (malla a analizar)
```

```
Lo0 = 275;
Lo1 = 292.5;
La0 = 7.5;
La1 = 25;
```

```
% Latitudes, Longitudes y presiones
```

```
% Leer los valores de latitud y longitud
```

```
latu = nc_varget('pres.sfc.1992.nc','lat');
longu = nc_varget('pres.sfc.1992.nc','lon');
```

```
% Leer los valores de presion cada hora y almacenarlos en 'p'
```

```
P = nc_varget2('pres.sfc.1992.nc','pres');
```

```
for k = 1:1464
```

```
    %% Recortar las matrices
```

```
    % Identificar los indices del rango latitud - longitud deseado
```

```
    ind1=find(latu(:,*)>=La0 & latu(:,*)<=La1);
    ind2=find(longu(:,*)>=Lo0 & longu(:,*)<=Lo1);
```

```
    % Recortar los vectores de longitud y latitud
```

```
    latw = latu(ind1);
    lonw = longu(ind2);
```

```
    % Recortar los datos de presion
```

```
    p1(:,*) = P(k,*,*);
    p1 = double(p1);
    r1 = p1(ind1,ind2);
    s1=r1([8 7 6 5 4 3 2 1],*);
```

```
%Interpolación de la malla
```

```
[X Y]=meshgrid(lonw,latw);
Z=s1;
[XI,YI]=meshgrid(min(lonw):0.05:max(lonw),min(latw):0.05:max(latw));
ZI = interp2(X,Y,Z,XI,YI,'linear');
A=double(ZI);
A = A/100;
B = A(31:351,11:341);
eval(['save p_',num2str(k),'.dat -ascii B'])
```

```
end
```

ANEXO C: PARÁMETROS PARA CALIBRACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO H2D

C.1. Coeficiente de rozamiento por fondo

Se recogen en este término los efectos de disipación de cantidad de movimiento que los contornos, tanto el fondo como las paredes laterales, producen en el flujo. El parámetro utilizado en muchos casos es el coeficiente de Chezy, que suele tomar valores entre 45 y 60 m/seg en zonas cercanas a la costa; es de reseñar que coeficientes de Chezy altos denotan bajo rozamiento. El rozamiento depende tanto del material que conforma el contorno, caracterizado por un parámetro de rugosidad, como de la naturaleza del flujo (laminar o turbulento). Para representar la tensión tangencial en el fondo, el modelo H2D utiliza el coeficiente de Chézy dado por la ecuación de Colebrook-White:

$$C = 18 \log \left(\frac{12H}{k} \right) \quad (C.1)$$

donde:

k = altura, en m, que representa la rugosidad del fondo debida al tamaño del sedimento y las formas del lecho (Van Rijn (1993, 1984 a, b); Hey (1979); Yalin (1972); Einstein (1950)).

C.2. Coeficiente de viscosidad de remolino (Eddy viscosity)

Con independencia de la acción de los contornos, se produce siempre en el seno de un fluido en movimiento una disipación de energía a su viscosidad, es decir, a la oposición al deslizamiento entre partículas. Cuando al flujo alcanza un cierto régimen de velocidad, representado por un número de Reynolds alto ($Re > 10.000$), a la viscosidad se le suman fenómenos de turbulencia, que habitualmente son de orden de magnitud mayor que los primeros. Un flujo viscoso laminar se puede contemplar como una serie de capas de líquido que se deslizan unas sobre otras, generando ciertas interacciones en forma de tensiones tangenciales en sus

contornos. El paso a flujo turbulento coincide con el momento en que tal simplificación pierde validez y las capas se mezclan unas con otras. El resultado es un fenómeno disipador de energía, de carácter aleatorio o al menos caótico (en el sentido moderno del término) y todavía desconocido en gran medida (Otero, 2005).

La viscosidad de remolino, ε , se utiliza para describir la turbulencia. En el término “turbulencia” se incluyen varios sumandos que van desde la dispersión numérica, originada por la transformación de ecuaciones diferenciales en ecuaciones en diferencias finitas, hasta el correspondiente al promediado en vertical de las ecuaciones del flujo. Existen numerosos modelos para determinar ε , que van desde los más sencillos que utilizan un valor constante, hasta los más complicados que describen la turbulencia mediante ecuaciones diferenciales (Otero, 2003).

En el modelo H2D la viscosidad de remolino tiene un valor constante en todo el dominio de cálculo. Esta condición se ajusta a la realidad cuando la profundidad es mucho menor que la discretización utilizada, ya que en este caso el rozamiento en el fondo es mucho más importante que la turbulencia (Otero 2003).

Viscosidad de remolino (Eddy Viscosity) en m^2/s

El valor de este parámetro depende de las dimensiones de las celdas. Su valor se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$\varepsilon = K\Delta x u$$

donde:

$$K = 0.05 - 0.15$$

$$\Delta x = \text{tamaño de celda (metros)}$$

$$u = \text{velocidad característica (m/s)}.$$

Se presentan el valor de la viscosidad de remolino, tomando como velocidad característica 1 m/s, usando la ecuación anterior obtenemos los valores en los que puede fluctuar.

$$\varepsilon_{min} = 270 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\varepsilon_{max} = 810 \text{ m}^2/\text{s}$$

Según los resultados obtenidos (en Otero, 2005) para los niveles de marea meteorológica, la viscosidad de remolino no afecta significativamente estas amplitudes ya que esta depende de la velocidad de flujo; por tanto obtamos por configurar el modelo con una viscosidad de remolino de:

$$\varepsilon = 100 \text{ m}^2/\text{s}$$

C.3. Método de resolución numérica

El modelo H2D resuelve las ecuaciones (4.21) – (4.25) mediante un algoritmo en diferencias finitas, implícito de dirección alterna, utilizado por Leendertse en 1970. La resolución numérica de las ecuaciones requiere transformar el dominio continuo en un dominio discreto, formado por una malla compuesta de elementos rectangulares denominados celdas, de dimensiones $(\Delta x) \times (\Delta y)$. El algoritmo emplea un esquema centrado con dos niveles de tiempo, resultando una aproximación de segundo orden en el espacio y en el tiempo.

El resultado proporciona el nivel η en el centro de cada celda y las velocidades horizontales u y v en los bordes de la misma. En la (Fig.C.1) se representa un esquema de la malla de cálculo.

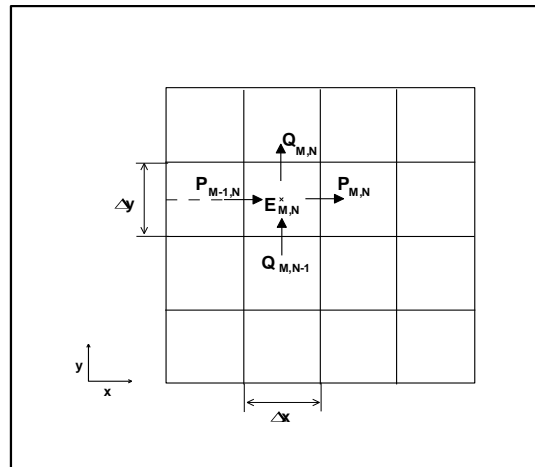


Figura C.1 Discretización de la malla en el modelo H2D

C.4. Estabilidad numérica del modelo

C.4.1. Condición de Courant

En general, el tiempo de cálculo está en función del tamaño del área a modelar, la densidad de la malla, el intervalo de tiempo y el tiempo total o periodo a ser simulado. El número de Courant es una relación que tiene en cuenta estos tres

parámetros para lograr estabilidad computacional en cualquier programa de simulación numérico matemática. Esta relación permite mantener una proporcionalidad entre la velocidad de propagación del fenómeno hidrodinámico y las velocidades de cálculo entre los nodos de la malla. Entonces, el modelo requiere, para su estabilidad numérica que se cumpla la relación establecida en la condición de Courant:

$$\Delta t \leq \frac{C_r * \Delta x}{\sqrt{g * D_{med}}} = 40.45 \text{ seg} \quad (C.2)$$

$$D_{med} = 1818.3 \text{ m}$$

Paso del tiempo para la malla

| Malla | Tamaño de la Celda ($\Delta x = \Delta y$ en m) | Profundidad máxima D_{med} (en m) | Paso del tiempo Δt (seg) |
|-----------------------------------|---|--|-------------------------------------|
| General para el Caribe Colombiano | 5400 | 1818.3 | 30 |

donde:

Δt = intervalo de tiempo de cálculo (segundos)

Δx = discretización espacial de la malla (metros)

D_{med} = profundidad máxima del dominio

C_r = número de Courant

$C_r = 1$ con términos no lineales

$C_r = 5$ términos lineales

g = aceleración de la gravedad (m/s^2)

C.5. Datos de entrada

C.5.1. Características de la malla

El modelo necesita definir previamente las características de la malla de cálculo:

- N_x = número de celdas en x
- N_y = número de celdas en y
- Δx y Δy = dimensiones de las celdas
- Ángulo que forma la malla con el Norte (grados sexagesimales)
- Profundidad en m, respecto del nivel medio, de cada celda.

C.5.2. Parámetros de ejecución

- *Incremento de tiempo (Δt) en segundos*

El incremento de tiempo de ejecución depende del número de Courant, descrito en el apartado anterior.

- *Tiempo total de simulación en horas*
- *Consideración de la inundación y el secado de celdas durante la simulación.*
- *Fricción en los contornos laterales de tierra*

Permite tener en cuenta la fricción de los contornos en el cálculo de las velocidades adyacentes a éstos.

- *Términos no lineales e iteraciones para calcularlos*

C.5.3. Condiciones de contorno

Las condiciones de contorno se introducen en cada uno de los cuatro bordes de la malla. Pueden ser de dos clases, de caudal o de nivel, pero nunca ambas. Las condiciones de caudal proporcionan el caudal en m^3/seg de entrada y/o salida en todo el borde o en determinadas celdas de éste. El caudal puede ser constante durante toda la simulación o variable con el tiempo. En el caso de caudal constante, se define para cada tramo del contorno con agua un caudal en $\text{m}^3/\text{segundos}$, si el caudal es variable el programa necesita un archivo del que lea la variación de caudal existente en todas las celdas del contorno.

Es de resaltar que una condición de caudal con $Q = 0 \text{ m}^3/\text{seg.}$, implica una condición de muro o reflejante en el contorno, incluso en los puntos con agua.

La condición de nivel se puede definir de dos formas:

Condición de senoide en todos los puntos de contorno cuya H sea mayor que 0.2 m. La ecuación es la siguiente:

$$n(i, j, t) = a \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi t}{T} - \phi \right) \quad (C.3)$$

donde:

$n(i, j, k)$ = elevación de la superficie libre, en metros, en la celda (i, j) en el
Tiempo t .

Para utilizar esta condición se deben definir los siguientes parámetros relacionados con la onda:

a = amplitud, en metros.

T = período, en segundos (valor por defecto 43200 segundos)

ϕ = desfase, en grados sexagesimales.

y las características del contorno:

- *Reflejante*
- *Absorbente*: el contorno deja salir la onda que llega reflejada
- *Mixta*: el contorno deja salir parte de la onda reflejada.

En caso de que el contorno tenga una condición mixta hay que introducir qué porcentaje de onda se deja salir, por defecto se ha definido el 100% (condición absorbente).

Para nuestro caso consideramos una condición de contorno reflejante.