

IPN - CICIMAR

MODELACIÓN NUMÉRICA DE ONDAS DE TORMENTA
EN LA BAHÍA DE LA PAZ Y CABO SAN LUCAS, BAJA
CALIFORNIA SUR

Por
Eleonora Romero Vadillo

*Disertación presentada en el Centro Interdisciplinario de Ciencias
Marinas del Instituto Politécnico Nacional*

Como requisito parcial para obtener el Grado de
Doctor en Ciencias Marinas
(Oceanografía Física)

Abril de 2003

A mis padres: Javier y Guadalupe

A Juan José

A mis hijos: Carlos Federico y Jorge Mario

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Baja California Sur

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

A la Secretaría de Educación Pública por su apoyo a través del Programa de Mejoramiento al Profesorado (PROMEP)

Al Dr. Oleg Zaytsev por su valiosa aportación como director de este trabajo.

A los Doctores Rubén Morales Pérez, Oscar Holguín Quiñónez, Eugenio Gómez Reyes, Armando Trasviña, Viatcheslav Makarov, Bernardo Shirasago y Felipe Salinas por sus comentarios y sugerencias.

A Manuel Guillermo Cota Castro por su colaboración en la presente edición.

A todos los compañeros y amigos que me brindaron su apoyo para la realización de este trabajo.

Modelación numérica de ondas de tormenta en la Bahía de La Paz y Cabo San Lucas, Baja California Sur

Resumen

El análisis histórico de los ciclones tropicales del Pacífico Este, de los últimos 50 años, muestra que un promedio de 14 de éstos pasan cerca o atraviesan la parte sur de la Península de Baja California. Las trayectorias de estos pueden clasificarse en 4 grupos.

La magnitud de las elevaciones de nivel u ondas de tormenta generadas por estos fenómenos, pueden obtenerse substrayendo de las series históricas del nivel del mar, obtenidas de los mareógrafos instalados en la Bahía de La Paz y Cabo San Lucas, el pronóstico obtenido al aplicar el análisis armónico de Godin. En las series analizadas se observan elevaciones que alcanzan 1 m en la Bahía de La Paz, asociada con el huracán 10 en septiembre de 1959 y 60 cm en Cabo San Lucas, asociada con el huracán Fausto en septiembre de 1996.

Con el objetivo de simular las ondas de tormenta y la variabilidad de las corrientes a lo largo de la costa, se aplica el modelo Wes Implicit Flooding Model. El campo de viento que se emplea como condiciones de frontera en WIFM, fue calculado empleando el modelo Estándar Project Hurricane (SPH) del Coastal Engineering Research Center (CERC), utilizando los parámetros reales de los huracanes. Mallas anidadas fueron empleadas para especificar las condiciones en las fronteras laterales; Primero, un campo de corrientes fue calculado en una malla con fronteras remotas, entonces los resultados fueron aplicados como condiciones de frontera para una submalla, inscrita en el área de interés.

La respuesta de la circulación costera al paso de ciclones fue simulada para la Bahía de La Paz y la región de Los Cabos para los ciclones Liza (1976), Doreen (1977), Kiko(1989), Lidia(1993), Henriette(1995), Fausto(1996), Isis (1998) y Juliette (2001). Elevaciones del nivel del mar durante estos ciclones alcanzan los 2 m, durante el huracán Liza en la Bahía de La Paz y 60 cm en La Región de Los Cabos, Durante el huracán Fausto, coincidiendo con los resultados del análisis de residuales de los registros del nivel del mar. Al mismo tiempo las corrientes a lo largo de la costa pueden alcanzar mas de 2 m/s en el Canal de San Lorenzo y 0.75 m/s a lo largo de la costa de Los Cabos.

La concordancia entre los resultados del modelo y las observaciones, permiten emplear el modelo como una herramienta para el pronóstico de variaciones de nivel y corrientes, generadas por posibles huracanes. Dos huracanes hipotéticos con condiciones extremas fueron simulados. Estas simulaciones muestran que la onda de tormenta podría sobrepasar los 2 m en la Bahía de la Paz y 1.5 m en la región de Los Cabos, bajo condiciones extremas.

Numerical modelation of storm surges on the La Paz Bay and Cabo San Lucas, Baja California Sur

Abstract

Historical analysis of tropical cyclones of the Eastern Pacific during the last 60 years shows that the average of this that passed close to or crossed the southern part of the Baja California peninsula, is 14. The trajectories of these could separate in four groups.

The magnitude of the elevations of level or storm surges generated by these phenomenons could obtain subtracting of the historical series of the level of the sea, obtained of the tide gage installed in the La Paz Bay and Cabo San Lucas, the forecast obtained upon applying the harmonic analysis of Godin. In the analyzed series elevations are observed that they reach 1 m in the La Paz Bay, associate with the hurricane 10 in September of 1959 and 60 cm in Cabo San Lucas, associate with the Fausto hurricane in September of 1996.

In order to examine variability of long shore currents the Wes Implicit Flooding Model (WIFM), based on the shallow water equations, was applied. Surface wind fields, imposed as a surface boundary condition for WIFM, were calculated via the Standard Project Hurricane model (SPH) of the Coastal Engineering Research Center (CERC), using real cyclone parameters. Nested grids were used for specification of dynamic lateral boundary conditions; first, a current field was calculated on a broad grid with remote boundaries, then the results were applied as boundary conditions for a small grid, inscribing the area of interest.

The response of coastal circulation to cyclone passage was simulated for both, La Paz Bay of and Los Cabos for cyclones Liza (1976), Doreen (1977), Kiko (1989), Lidia (1993), Henriette (1995), Faust (1996), Isis (1998) and Juliette (2001). Storm sea level elevations (surges) reach 2 m in La Paz Bay and 60 cm in Los Cabos region whit good agreement with the analysis of residual sea level variations based on Godin's algorithm. At the same time long-shore current may reach up to 2 m/s in the San Lorenzo inlet and 0.75 m/s along shore of Los Cabos.

The agreement between the model results and the observations, they allow to use the model to predict level variations and currents, generated by possible hurricanes. Two hypothetical hurricanes with extreme conditions were simulated. These simulations show that the storm surge could surpass the 2 m in the La Paz Bay and 1.5 m in the Los Cabos region, under extreme conditions.

INDICE

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.1.1 Planteamiento y Justificación	1
1.1.2 Hipótesis principal	3
1.1.3 Objetivo general	3
1.1.4 Metas	3
1.2 METODOLOGÍA GENERAL	4
1.3 ESTADO DEL ARTE	5
1.3.1 Trayectorias y características de los ciclones tropicales.	5
1.3.2 Impacto de los ciclones tropicales en las regiones Costeras	7
1.3.3 Características de los modelos dirigidos a la simulación de ondas de tormenta.	13
1.4 CONTENIDO DEL TRABAJO	15
CAPITULO 2 INVESTIGACIÓN DE LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS EXTREMAS EN LA REGIÓN	18
2.2 LAS TORMENTAS EN LA REGIÓN	
2.3 EVALUACIÓN DE LOS PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS LOCALES FORZADO POR TORMENTAS. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA.	31
2.5 CONCLUSIONES	34
CAPITULO 3 ESTUDIO EXPERIMENTAL DE LAS VARIACIONES DE NIVEL DEL MAR EN LA ZONA COSTERA DE B.C.S.	36
3.1 INTRODUCCIÓN	36
3.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS PUNTOS DE INTERÉS	39
3.2.1 Bahía de La Paz	40
3.2.2 Región de Los Cabos	44
3.3 METODOLOGÍA DE EXPERIMENTACIÓN Y TRATAMIENTO	

DE DATOS	46
3.4 CONCLUSIONES	63
CAPÍTULO 4 MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DEL IMPACTO DE ONDAS DE TORMENTA EN LA REGIÓN	65
4.1 INTRODUCCIÓN	65
4.2 BASES TEÓRICAS DEL MODELO WIFM	68
4.2.1 Esquema numérico	71
4.2.2 Condiciones de frontera	73
4.3 EL MODELO SPH	78
4.4 METODOLOGÍA DE LA EXPERIMENTACIÓN.	87
4.4.1 Determinación de los parámetros de entrada para el modelo SPH.	87
4.4.2 Determinación de las constantes empleadas en WIFM.	88
4.4.3 Mallas computacionales.	90
4.4.4 Condiciones de frontera establecidas para el modelo WIFM.	93
4.5 SELECCIÓN DE LOS CICLONES TROPICALES PARA LA SIMULACIÓN.	94
4.6 RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN NUMÉRICA	97
4.6.1 Huracán Liza (septiembre de 1976).	97
4.6.2 Huracán Doreen (agosto de 1977)	104
4.6.3 Huracán Kiko (agosto de 1989).	110
4.6.4 Huracán Lidia (septiembre de 1993)	116
4.6.5 Huracán Henriette (septiembre de 1995).	122
4.6.6 Huracán Fausto (septiembre de 1996)	128
4.6.7 Huracán Isis (septiembre de 1998).	134
4.6.8 Huracán Juliette (Septiembre de 2001)	140
4.6.9 Huracán extremo 1	146
6.6.10 Huracán extremo 2	150
4.7 CONCLUSIONES	154
CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	162

APENDICE 1 DINÁMICA DE LOS CICLONES TROPICALES	167
APENDICE 2 METODO DE SEPARACION DE ARMONICOS	170
REFERENCIAS	172
LISTA DE FIGURAS	182
LISTA DE TABLAS	192

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1.1.- Planteamiento y Justificación

Los ciclones tropicales son uno de los fenómenos naturales más destructivos. Un ciclón trae consigo fuertes vientos y grandes precipitaciones que dejan a su paso serios desastres en las comunidades afectadas por estos fenómenos. Se estima que en las últimas décadas, más de 500 mil muertes han sido causadas, a nivel mundial, por estos fenómenos.

La región sur de la Península de Baja California es una zona que anualmente recibe en varias ocasiones el impacto de ciclones provenientes del Pacífico tropical. De acuerdo con el Plan Nacional Hidráulico (2001), el Estado de Baja California Sur está catalogado entre aquellos con altas pérdidas anuales debidas a fenómenos meteorológicos. En las últimas décadas, esta región ha sido fuertemente impactada por varios fenómenos de esta naturaleza. En 1976 el huracán Liza, de categoría 4 en escala de Saffir Simpson, cobró más de 600 vidas en la Ciudad de La Paz. En 1989, Kiko, de categoría 3, causó graves daños en la región de Los Cabos, destruyendo gran número de viviendas, embarcaciones, muelles y vías de comunicación. Fausto, en 1996 azotó fuertemente a La Paz, ocasionando pérdidas económicas. En el año 2001, Juliette afectó tanto la región de los Cabos como la de La Paz, dejando a su paso gran número de damnificados y fuertes pérdidas para la economía del Estado. El hecho de que los últimos huracanes mencionados no han ocasionado pérdidas de vidas humanas, se debe a las medidas de prevención que se han implementado en los últimos años. Sin embargo las pérdidas económicas ocasionadas han sido de consideración. No obstante, los ciclones tropicales también traen grandes beneficios a la región, ya que recargan los mantos acuíferos, beneficiando a la población, a la agricultura y a la ganadería.

Aunado a fuertes vientos y grandes precipitaciones, las perturbaciones del nivel del mar, mejor conocidas como *ondas de tormenta* o '*surges*' (en inglés), tienen una gran participación en la destrucción causada por los ciclones. Las ondas de tormenta y

la circulación generadas por los ciclones son de importancia, no solo por su potencial para causar inundaciones en poblaciones costeras, que pueden ser devastadoras para muelles, embarcaciones, viviendas y otras estructuras a lo largo de la costa, sino por la erosión y el depósito de sedimentos que causa grandes daños a las playas, generando además de pérdidas económicas, modificaciones morfológicas importantes. Los daños a puertos localizados en áreas donde se concentra la energía de las ondas de tormenta pueden ser de consideración. Así mismo, la flora y la fauna marinas también sufren daños incalculables, especialmente en la zona costera.

Por todo esto, resulta de gran importancia poder determinar el efecto de una onda de tormenta en las regiones costeras donde los daños pudieran ser de consideración. En Baja California Sur las áreas que, por su densidad poblacional y su importancia como destinos turísticos, se ven más afectadas por la presencia de un huracán son la región de Los Cabos y la Ciudad de La Paz.

Las variaciones de nivel del mar generadas por el paso de un ciclón, pueden obtenerse puntualmente en los sitios donde se cuenta con mareógrafos instalados y cuando los efectos mismos del huracán no alteren el funcionamiento de dichos aparatos. Sin embargo, obtener experimentalmente las variaciones de nivel y las corrientes generadas por una tormenta en toda una región es imposible, ya que los fuertes vientos y las corrientes generadas por una tormenta, no permiten colocar aparatos para realizar las mediciones.

Una herramienta útil para determinar el efecto de las ondas de tormenta es la modelación numérica. Se han realizado trabajos con el propósito de modelar *ondas de tormenta* generadas por ciclones tropicales en otras regiones, donde estos fenómenos son frecuentes y tienen gran impacto. Sin embargo, no existen estudios de este tipo para la región sur de la Península de Baja California.

Las grandes pérdidas que ha sufrido esta región a causa de ciclones tropicales han sido principalmente ocasionadas por los fuertes vientos y las grandes precipitaciones. Sin embargo, la modificación de las Playas, debido a la erosión causada por ondas de tormenta, ha traído consigo grandes pérdidas de tipo económico, dada la gran importancia de éstas desde el punto de vista turístico.

Dado lo anterior, resulta de gran importancia generar información sobre los efectos de las ondas de tormenta en las zonas costeras, que pueden servir a la comunidad científica para el estudio de procesos costeros y de impacto ambiental, así

como para la planeación y diseño de hoteles, viviendas, muelles y otras estructuras a lo largo de las costas.

1.1.2.- Hipótesis principal

Los ciclones tropicales que pasan por las inmediaciones del sur de Baja California Sur, generan variaciones en el nivel del mar y en la circulación de las aguas de las zonas costeras de la Bahía de la Paz y La región de los Cabos, siendo la Bahía de la Paz la que presenta mayores variaciones de nivel.

1.1.3.- Objetivo general

El objetivo de este trabajo es el de investigar la magnitud de las variaciones del nivel del mar (ondas de tormenta o *surges*) y la circulación, inducidas por ciclones tropicales provenientes del Pacífico tropical, que afecten las costas de La Bahía de la Paz y la región de Los Cabos en Baja California Sur, a partir de la información histórica y del empleo de un modelo numérico.

1.1.4.- Metas

1. Conocer cual ha sido la incidencia de estos fenómenos en la región, cuales son las principales trayectorias seguidas por los mismos, cuántos han afectado la región de interés y cuál ha sido su intensidad.
2. Analizar los mapas de presión atmosférica y establecer su relación con la trayectoria de los ciclones.
3. Identificar y cuantificar las variaciones no periódicas de nivel del mar inducidas por ciclones tropicales, en los puntos de las regiones de interés donde exista la información, estableciendo la relación entre la trayectoria y la intensidad con la generación de ondas de tormenta.
4. Simular las ondas de tormenta cuantificando las variaciones de nivel así como la intensidad y la dirección de las corrientes en cada punto del tiempo y espacio.

1.2.- METODOLOGÍA GENERAL

El trabajo se inicia con la recopilación de datos históricos sobre el número, trayectoria, intensidad, radio de influencia, presión, velocidad de viento y duración de

los ciclones que se han generado en el Pacífico Tropical en las últimas décadas. Estos datos son analizados mediante estadística descriptiva, calculando el promedio de ciclones por año según su categoría, así como el porcentaje de éstos que afecta la región Sur de la Península de Baja California. Las trayectorias también se analizan y clasifican según su forma y dirección, en cuatro grupos principales.

Tomando 3 ciclones de cada uno de los cuatro grupos formados anteriormente, se obtienen los campos de presión atmosférica, para las fechas en que estos ocurren, estableciendo una relación entre éstos y los diferentes tipos de trayectoria.

Posteriormente, se analizan los datos históricos del nivel del mar, obtenidos por los mareógrafos instalados en La Paz y Los Cabos. Los datos son analizados empleando el método de Godin (1972), determinando las constantes armónicas de las componentes de marea y con esto se obtiene un pronóstico anual para el nivel del mar. A partir de este pronóstico se obtienen los residuales del nivel del mar, calculando la diferencia entre los valores observados y los predichos por el modelo, para cada uno de los años de los que se tiene información. Los residuales se grafican y se obtiene la magnitud de las anomalías de nivel asociadas con los ciclones.

A partir de la información obtenida en los puntos anteriores, aunada a las características morfológicas y batimétricas de los puntos de interés, se establecen las condiciones iniciales y de frontera que se emplean en la implementación de los modelos Estándar Project Hurricane (SPH) y Wes Implicit Flooding Model (WIFM).

El modelo SPH se emplea para generar el campo de viento generado por ciclones tropicales elegidos entre los que han impactado más fuertemente la región. Este campo de viento es utilizado por WIFM junto con las condiciones de frontera, para simular las ondas de tormenta y las corrientes asociadas a estos ciclones.

1.3.- ESTADO DEL ARTE

1.3.1.- Trayectorias y características de los ciclones tropicales.

El estudio de las características de los ciclones provenientes del Pacífico del Este es de gran importancia para México, ya que éste es el país que se ve principalmente

afectado por estos fenómenos naturales. Sin embargo no son muchos los trabajos que se han realizado al respecto.

Las trayectorias de los ciclones tropicales que se generan en el Pacífico tropical han sido estudiadas por Jauregui (1981). El autor analiza las trayectorias de los ciclones ocurridos entre 1962 y 1979. En este trabajo se presentan las estadísticas de los ciclones por año y las trayectorias que afectan el sur de la península de Baja California. Sin embargo es importante actualizar este análisis, dado que únicamente los últimos 13 años analizados por el autor, cuentan con información completa, obtenida de los satélites que entran en funcionamiento a partir de 1966.

Una descripción detallada de las características de los ciclones tropicales es presentada por Z.Flores (1998). En su libro, el autor describe a detalle las características geográficas y climáticas de Baja California Sur. El estudio de las condiciones para la formación de los ciclones tropicales es tratado a detalle, así como las características de los mismos. Este es uno de los primeros trabajos donde se describen las características de las trayectorias de los ciclones tropicales, que se acercan a las costas de Baja California Sur.

1.3.2.- Impacto de los ciclones tropicales en las regiones costeras.

Debido a las condiciones extremas de oleaje que se dan durante un ciclón tropical, pocos instrumentos de medición pueden ser colocados para la obtención de la altura y dirección de las ondas de tormenta. Sin embargo, basándose en las observaciones obtenidas mediante mareógrafos fijos, así como mediante modelos numéricos, se han desarrollado investigaciones dirigidas a estimar la magnitud de las variaciones de nivel generadas por estos fenómenos.

En algunas regiones los surges alcanzan grandes dimensiones, como en el oeste de Alaska, donde Blier et al. (1997) mencionan que la ciudad de Nome, situada en el noroeste de Sound Norton, ha sufrido en varias ocasiones fuertes inundaciones ocasionadas por surges generados por anticiclones de altas latitudes, donde el nivel del agua ha llegado a elevarse mas de 4 m. Debido al alto riesgo en esa región, el Servicio Nacional de Agua de Alaska ha considerado una prioridad realizar estudios enfocados a la predicción de surges en sus costas. Para poder llevar a cabo dichos estudios, se instaló en 1992 el primer mareógrafo fijo en esa región, teniendo lugar en octubre de ese mismo año una de las mas fuertes tormentas en la región, desde 1976. Este evento

proporcionó la información ideal para el inicio de la modelación de surges. Eventos posteriores han sido estudiados en esta región, por los mismos autores, como los ocurridos en agosto y septiembre de 1993. El efecto generado por el evento de septiembre de 1993, genera una baja de nivel, la cual representa, según los autores, un impacto adverso para la pesquería local, así como para el tráfico marítimo.

Otra región que frecuentemente recibe el impacto de las ondas de tormenta es el noroeste de Australia. Tang et al. (1997) realizan un estudio de las ondas de tormenta durante el paso del huracán Jane ocurrido en 1983. Estos investigadores centran su interés en el estudio de los procesos dinámicos involucrados ya que, argumentan que poca atención se ha puesto en entender estos procesos, tanto en la fase de relajación de la onda de tormenta después de que el huracán hace arribo, como en el caso en que la tormenta tropical viaja paralela a la costa en contra o a favor de la corriente. Como resultado de su investigación observan una significativa estructura vertical de las corrientes, la cual atribuyen a los procesos de fricción interna. El incremento de nivel observado en los registros de nivel, asociados al huracán Jane, son de aproximadamente 70 cm y la velocidad de las corrientes alcanza una magnitud de 1 m/s.

Otro estudio del impacto de las ondas de tormenta en el noroeste de Australia fue realizado por Hubbert y McInnes (1999), en la Bahía de Port Philip. En éste estudio modelan los efectos de las tormentas ocurridas en mayo y noviembre de 1994 encontrando elevaciones de nivel, en ambos casos, de poco mas de 1 m en el extremo norte de la bahía.

En un estudio realizado en la costa oeste de Noruega, Martinsen y Gjevik (1979) comparan soluciones numéricas y analíticas de un modelo bi-dimensional de ondas de tormenta, empleando una topografía simplificada y una batimetría donde la profundidad en la plataforma es de 250 m y fuera de ésta es de 2500 m. Los autores mencionan que una topografía del fondo más refinada puede modificar el flujo local, pero que puede tener menor efecto en las variaciones de nivel de gran escala, en la plataforma y a lo largo de la costa. El objetivo principal de este trabajo era demostrar el aspecto dominante de la respuesta barotrópica del mar en esa región.

La costa este de la India también se ve afectada frecuentemente por ciclones que se generan en la Bahía de Bengala y se mueven paralelas a las costas de la India. Algunas de estas tormentas han generado ondas de tormenta de gran magnitud cerca

de las costas. Varios investigadores se han abocado al estudio de las ondas de tormenta en esa región (Das, 1972; Das et al., 1974; Johns et al., 1981; Dube et al. 1981), creando modelos numéricos para este fin. Sin embargo, la batimetría y morfología costera empleada no habían sido muy apegada a la realidad. En 1996, Mathew y Mahadevan realizan simulaciones de onda de tormenta durante el huracán Andhra (1977), introduciendo una batimetría y una geometría costera más apegadas a las reales. Estas simulaciones arrojan ondas de tormenta con una altura que varían entre 3 y 5 metros al utilizar la fricción del viento variable o constante, respectivamente.

Simulaciones numéricas fueron realizadas por Sheldon y Martin (1998) en Croeatan Sound al este de North Carolina, con el fin de determinar las velocidades de flujo y descarga para varios periodos de retorno de ciclones tropicales. Combinaciones de huracanes con cuatro diferentes intensidades de viento máximo, cambiando su curso en 3 direcciones, fueron modelados. Las elevaciones máximas de nivel obtenidas para un punto central de la región de estudio, para la máxima velocidad de viento modelada fueron de aproximadamente 90 cm, con velocidades de flujo que alcanzan los 2 m/s.

La incidencia de huracanes a lo largo de la costa de Carolina del Sur es baja comparada con Florida y Carolina del Norte, sin embargo los daños causados por el huracán Hugo (1989) fueron cuantiosos, debido a la intensidad y la trayectoria de éste. Datos obtenidos del mareógrafo de Charleston fueron analizados por Leatherman (1989), obteniendo elevaciones de 4 m. El periodo de retorno, menciona el autor, para una onda de tormenta en el rango de 4 a 4.6 m, es de 100 años. Aunque el huracán Hugo ha sido el que ha causado mayores daños en la región, su magnitud y las variaciones de nivel generadas no fueron mayores que las de Camille en 1969 que generó un surge de 6.8 m. El autor concluye que la diferencia en la magnitud de la destrucción causada, está directamente relacionada con el desarrollo costero.

Uno de los primeros trabajos dirigido a la modelación de ondas de tormenta en el Caribe es el realizado por Lizano (1991), donde estudia la distribución de olas generadas por el huracán David. Los resultados obtenidos por el autor muestran una altura de ola de entre 5 y 6 metros en Santa Cruz, Puerto Rico y de la misma magnitud al sur de Puerto Rico. A partir de la hora 30 de simulación, la altura de la ola en agua profunda disminuye en Puerto Rico, mientras que aumenta sobre República Dominicana, donde se obtienen elevaciones de 7 m.

El impacto de los ciclones tropicales provenientes del Pacífico del Este en costas mexicanas ha sido poco estudiado. En un estudio de esta región Gjevik (1990) simula numéricamente el aspecto característico del forzamiento por tormenta, mediante un modelo oceánico acotado. Empleando varias aproximaciones numéricas, Gjevik encuentra que la respuesta a la tormenta en el océano abierto es dominada por una prolongada estructura de remolino, en el inicio de la tormenta, con oscilaciones inerciales superimpuestas; mientras que para la costa, ondas de Kelvin baroclínicas se propagan hacia el norte de la región donde se generan. En este trabajo únicamente se presentan aspectos generales de la respuesta del mar a las tormentas tropicales para un dominio idealizado.

Posteriormente, Gjevik y Merrifield (1990) emplean un modelo numérico con el propósito de comparar simulaciones más reales. Estas simulaciones son realizadas mediante el modelo anteriormente usado por Gjevik, con observaciones de nivel obtenidas en el Golfo de California para la estación de tormentas de 1984. Además para estudiar las propiedades de las ondas, tales como velocidad de fase y amplitud, se examina como la trayectoria, la intensidad de la tormenta y la batimetría costera, afectan la respuesta. Los resultados de la modelación indican que la amplitud de la respuesta costera es altamente sensitiva a la distancia entre el centro de la tormenta y la costa. Aplicando el modelo a diferentes radios, intensidades, trayectorias y duración de la tormenta, los autores encuentran que los factores más importantes para la formación de la onda de tormenta son la amplitud y la duración de los vientos a lo largo de la costa, los cuales conducen el transporte de Ekman a través de la plataforma costera. En otras pruebas realizadas por Gjevik y Merrifield, en las cuales, la anomalía ocasionada por la presión atmosférica es eliminada y el esfuerzo del viento es constante, encuentran que la respuesta costera asociada con la presión atmosférica es despreciable, comparada con la del esfuerzo del viento. Otro resultado obtenido por estos investigadores es que la amplitud y la duración de la señal costera depende también de la velocidad de propagación de la tormenta a lo largo de la costa.

Coincidentemente con los resultados de Gjevik y Merrifield, Fandry y Steedman (1994), encuentran que la magnitud de la respuesta del nivel del mar a las ondas de tormenta depende de la intensidad de la tormenta y de los factores geométricos, incluyendo en este último la distancia entre el punto de interés y la tormenta, la

profundidad y la distancia fuera de la costa así como la dirección predominante de la tormenta.

En los últimos años, el Laboratorio de Investigaciones Navales de Estados Unidos (Naval Research Laboratory) se ha dado a la tarea de examinar diferentes puertos de todo el mundo, evaluado su potencial para recibir los efectos de ciclones tropicales. Estas investigaciones están a cargo de Sam Brand y Robert Handlers. Los resultados de sus investigaciones están disponibles en la página de internet <http://www.cnmoc.navy.mil/nmosw/handbk.htm>, donde ya han incluido los puertos de Puerto Vallarta y Mazatlan. Los investigadores mencionan que para el puerto de Mazatlán no se han realizado estadísticas de las variaciones de nivel durante tormentas tropicales, pero que los pilotos reportan que durante el huracán Olivia en octubre de 1975, la onda de tormenta alcanzó 6 m. Por su parte Puerto Vallarta se considera una región bien protegida. Las tormentas tropicales han tenido poco impacto en este puerto, debido a la batimetría y a los efectos de refracción en Bahía Banderas.

Otros trabajos se han dirigido a investigar la interacción entre mareas y ondas de tormenta, como el de Banks (1974), quien realizó un estudio en la región sur del Mar del Norte. Los resultados de esta investigación muestran elevaciones de nivel ocasionadas por la tormenta del 15 al 17 de febrero de 1962, que alcanzan los 2.4 m en dos de los seis puntos estudiados. Las estimaciones de estas elevaciones son ligeramente mayores cuando no se incluyen los efectos de la marea. El efecto de una marea en un surge, dice el autor, es gobernada por variables como el rango de marea, la profundidad del mar, el efecto de fricción con el fondo y la amplitud y duración del surge.

Tang et al. (1996) también simulan el impacto de las ondas de tormenta y su interacción con la marea en la región de Mackay en las costas de North Queensland, la cual es afectada frecuentemente por ciclones tropicales y es también una región con mareas de gran magnitud. Ellos demuestran que la interacción no lineal entre una típica onda de tormenta y la marea, es debida a la ley de fricción cuadrática en el fondo y no a los términos de advección no lineal en la ecuación de momento. Los autores mencionan que ésta interacción generalmente tiende a reducir el nivel del mar debido a la superposición de la marea astronómica sobre la onda de tormenta. La magnitud máxima de la onda de tormenta modelada, para un ciclón tropical con esfuerzo de viento máximo de 380 dyn/cm^2 , cerca de Mackay, es de 4 metros.

Por su parte Zhang (1998), centra su atención en determinar la frecuencia con la que las ondas de tormenta exceden 2 desviaciones estándar de los residuales, en Atlantic City y Charleston, dos regiones con diferentes características, pero ambas con gran incidencia de ciclones tropicales. En este estudio encuentra una variabilidad con periodicidad de 10 años en el número de surges que exceden las dos desviaciones estándar, así como en la intensidad, aunque esta última se observa considerablemente menor para la región de Charleston que para Atlantic City.

La generación y el decaimiento de las ondas de tormenta se ve influenciada por el oleaje. Mastenbroek (1992) estudia el efecto del oleaje en las ondas de tormenta en el Mar del Norte. Tres efectos son estudiados: El aumento del esfuerzo en la superficie debido al aumento del oleaje, la contribución del esfuerzo de radiación y el aumento del esfuerzo con el fondo debido al swell en aguas someras. Los resultados obtenidos muestran que, en un mar creciente, el esfuerzo de radiación modifica el esfuerzo del viento en no más de un 5%. Por último encuentran que la modificación del esfuerzo con el fondo debido al oleaje es importante en regiones someras las cuales pueden ser alcanzadas por swell. Los autores mencionan que se requiere de un conocimiento específico acerca de la rugosidad local del fondo y de la turbulencia cerca del fondo para establecer relaciones cuantitativas.

Mastenbroek et al. (1993) emplean un acoplamiento dinámico de un modelo de oleaje y un modelo bi-dimensional de ondas de tormenta. Los autores mencionan que el esfuerzo sobre el agua, que generan las ondas de tormenta, depende de la velocidad de viento y de la rugosidad del agua. La rugosidad depende del oleaje presente en la superficie del agua, el cual es generado por el viento, por lo cual la rugosidad puede ser expresada en términos del viento. Es por esto que los autores centran su atención en el efecto de un oleaje dependiente del coeficiente de arrastre en las ondas de tormenta, aplicando su estudio al Mar del Norte. Comparando los resultados del modelo acoplado con los de un modelo que emplea una relación de esfuerzo de Smith y Banke, aplicados a tres tormentas, encuentran que los resultados mejoran considerablemente con el modelo acoplado. Esta mejoría depende de el tipo de tormenta que causa el surge. En dos de las tormentas estudiadas, una que se mueve rápidamente y otra que viaja más lenta, los resultados mejoran considerablemente con el modelo acoplado. En el caso de un surge generado por una cadena de depresiones, la mejoría es menos notable. Incrementando el valor del coeficiente de arrastre a 0.032, que es denominado el

coeficiente de Charnok, en el modelo que emplea la relación de Smith y Banke, los resultados de este modelo son comparables con los del modelo acoplado. Sin embargo, los autores mencionan que este coeficiente de Charnok no es universal. En aguas profundas este coeficiente debe ser muy grande y para aguas someras el coeficiente apropiado es más pequeño. Por esta razón, recomiendan el uso del modelo acoplado.

Las corrientes del fondo, durante tormentas tropicales, han sido poco estudiadas. Esto se debe a que prácticamente no existen observaciones del campo de corrientes cerca de las costas durante tormentas, dada la dificultad para colocar aparatos durante las mismas. Sin embargo Murray (1970) obtiene datos de las corrientes del fondo mediante un correntímetro colocado a 90 m de la costa de Florida a una profundidad de 6.3 m y un anemómetro colocado a 10 m de la playa a una altura de 12 m. El correntímetro dejó de funcionar a dos días de iniciada la tormenta, cuando ésta se acerca a la región. Las velocidades máximas registradas por el correntímetro fueron de alrededor de 1 m/s, mientras que las registradas por el anemómetro alcanzan 25.6 m/s. Murray concluye que, a pesar de que los registros están incompletos, los datos proporcionan un conocimiento de la estructura de la circulación costera durante las tormentas.

La interacción entre la respuesta de una Bahía y la plataforma oceánica es otro tema que ha sido poco estudiado. Un estudio de este tipo fue realizado por Pitts (2001), en el cual emplea datos de viento, presión y corrientes para describir diferencias de nivel del agua e intercambio entre la Bahía de Florida y las aguas de la plataforma del Atlántico, durante el paso de la tormenta tropical Gordon en noviembre de 1994. Las variaciones de nivel observadas generan un gradiente de presión entre la Bahía y la Plataforma. Un influjo de agua a la Bahía es observado, el cual presenta una velocidad promedio de entre 17 y 32 cm/s durante dos días. Los resultados de este estudio indican que Gordon causó perturbaciones significantes en el flujo entre la Bahía de Florida y las aguas de la plataforma adyacente.

También se han realizado investigaciones dirigidas a estudiar la propagación de las ondas de tormenta, así como a determinar los efectos que tendría la modificación de la geometría y la batimetría de una región, ante las ondas de tormenta. Pritchard y DiLorenzo realizan un estudio con el propósito de determinar el efecto hidrodinámico en la marea y las ondas de tormenta y en las elevaciones de nivel a lo largo de la línea costera de la Bahía de Moriches, de cambios, tanto naturales como hechos por el

hombre, en la geometría y la batimetría de la entrada a la Bahía de Moriches. La metodología empleada es la simulación mediante un modelo numérico hidrodinámico, simulando siete geometrías hipotéticas.

1.3.3- Características de los modelos dirigidos a la simulación de ondas de tormenta.

Como ha podido observarse, en la última década ha habido muchos esfuerzos dirigidos a modelar ondas de tormenta generadas por ciclones tropicales. Los modelos que se han desarrollado para el estudio de ondas de tormenta han sido en dos y tres dimensiones. Davies y Jones (1993) mencionan que los modelos bi-dimensionales, frecuentemente parametrizan la fricción con el fondo como una función cuadrática de las corrientes verticalmente integradas, aunque existen varias técnicas posibles para modificar ésta y proporcionar una relación cercana a la parametrización de la fricción de los modelos tri-dimensionales. Por su parte, Blumberg y Mellor (1987), argumentan que los modelos tri-dimensionales usualmente consideran el fluido como homogéneo, pero tienen un potencial de encontrar estimaciones más sofisticadas de la fricción con el fondo. Estudios realizados por Proctor y Flather (1988), por O'Connor (1991) y por Das (1994) comparan estos tipos de modelos y muestran que los modelos bidimensionales son adecuados para el cálculo de las elevaciones de nivel y las corrientes verticalmente integradas.

Son muchos los investigadores que han empleado, con buenos resultados, los modelos bi-dimensionales con el propósito de modelar ondas de tormenta y corrientes verticalmente integradas, cada uno de los cuales centra su atención en diferentes aspectos de la modelación.

Las soluciones numéricas en diferencias finitas de las ecuaciones hidrodinámicas son las que con mayor frecuencia se emplean en estos modelos. Sin embargo algunos estudios se han realizado empleando el método de elemento finito principalmente cuando la geometría del área a estudiar es muy irregular. Algunos de estos trabajos son los realizados por Pritchard y DiLorenzo (1985), Scheffner y Fitzpatrick (1998) y Shelden y Martin (1998).

Uno de los principales problemas a enfrentar es el de determinar las condiciones a la frontera, las cuales varían para cada región. En regiones de la plataforma continental es necesario introducir fronteras artificiales para limitar el dominio

computacional. En dichas fronteras es necesario imponer condiciones que representen lo más aproximadamente posible el proceso de intercambio de masa, momento y energía, con el fin de obtener simulaciones más reales.

Como mencionan Mathew et al. (1996), la observación de dichos procesos durante una tormenta es prácticamente imposible. Los autores plantean que la única alternativa es simular numéricamente el campo de flujo para toda posible condición de frontera abierta y decidir la más adecuada, comparando los resultados con las observaciones. En el estudio realizado por estos autores, se discute la influencia de diferentes condiciones de frontera abierta sobre una onda de tormenta histórica, así como el campo de flujo inducido por un forzamiento de viento uniforme y un forzamiento de viento ciclónico idealizado, en un océano con plataforma angosta y una línea costera recta. Los resultados muestran que la condición de Orlanski y las otras condiciones que son expresadas en términos de la derivada de la elevación del nivel del agua (η), cuando son aplicadas a la frontera paralela a la costa, conducen a respuestas irreales de ondas con decaimiento. La aplicación de condición de frontera formada por la introducción de especificaciones de Orlanski de la velocidad de fase en la condición de radiación de Heaps en la frontera abierta paralela a la costa, genera ondas oscilatorias amortiguadas cercanas a las que se obtienen con la condición de Campled. Por lo cual, el uso de una condición de Campled simple es recomendable.

Por otra parte, la aplicación de los modelos para el pronóstico de ondas de tormenta requiere de gran cantidad de información, tanto meteorológica como geográfica. La recopilación de esta información para cada región que se desee estudiar puede requerir demasiado tiempo y requiere de utilizar muy diversas fuentes de información. Peralta-Fabi (1993) asevera que uno de los grandes problemas que se tiene que enfrentar al estudiar y modelar ondas de tormenta, es la falta de datos meteorológicos suficientes y confiables para alimentar estas simulaciones numéricas.

Con el fin de facilitar esta parte de la modelación se ha creado un método para modelar tormentas de gran escala basándose en sistemas de información geográfica. Este método de modelación es denominado TAOS (The arbiter of Storms) y es descrito por Watson (1995). Una estructura genérica de base de datos fue desarrollada usando fuentes de datos como imágenes de satélite. Las características de la superficie y la batimetría son determinadas de los resultados de las imágenes de satélite. Los parámetros meteorológicos que se emplean en el modelo pueden ser tomados de

tormentas históricas, de tormentas hipotéticas o directamente del Servicio Climatológico Nacional (National Weather Service's), del Centro Meteorológico Nacional (National Meteorological Center) y del Centro Nacional de Huracanes (National Hurricane Center de E.U.A.). El Modelo TAOS se basa en la solución de las ecuaciones de flujo para aire y agua, por medio de soluciones en diferencias finitas acopladas. Los resultados del modelo se obtienen en bases de datos con formato de Sistema de Información Geográfica de los parámetros de interés. Los resultados del TAOS se han comparado con otros modelos existentes obteniendo iguales o mejores resultados.

1.4 CONTENIDO DEL TRABAJO

En el capítulo 2 se investigan las condiciones meteorológicas extremas en la región. En la sección 2.1 se presenta una recopilación de los estudios que se han realizado previamente sobre la incidencia de ciclones tropicales en la región. La estadística de las tormentas que se han presentado en la región se analiza en la sección 2.2, se establece el área que se considera de afectación para el extremo sur de la Península de Baja California, por el paso de ciclones tropicales dentro de ella, y se clasifican las trayectorias de los ciclones que entran en ésta área de afectación. En la sección 2.3 se analizan los mapas de presión atmosférica, estableciendo su relación con las trayectorias de los ciclones tropicales. En la sección 2.4 se presentan las conclusiones de este análisis.

En el capítulo 3 se presenta un estudio de las variaciones aperiódicas de nivel en la zona costera de Baja California Sur. En la sección 3.1, a manera de introducción, se explica la respuesta de las aguas del océano a las fuerzas ejercidas en él, durante un ciclón tropical. Se define lo que es una onda de tormenta o surge y se explican los factores que determinan su magnitud. En esta sección también se reseñan los trabajos que otros investigadores han realizado sobre éste tema. En la sección 3.2 se describen las características de La Bahía de La Paz y la región de Los Cabos, en donde se centra el interés de este trabajo. En la sección 3.3 se describe la metodología empleada para el análisis de residuales de las series históricas de nivel del mar, en donde se identifican las anomalías relacionadas con el paso de un ciclón y se presentan los resultados del análisis de los residuales resultantes de la aplicación del método de Godin a las series históricas existentes, obtenidas con los mareógrafos de La Paz y Los Cabos. En la sección 3.4 se presentan las conclusiones de estos resultados.

El capítulo 4 se enfoca en la modelación hidrodinámica del impacto de ondas de tormenta en la región. En la introducción, sección 4.1, se realiza una revisión bibliográfica de los trabajos dirigidos a la modelación numérica de ondas de tormenta, describiendo los tipos de modelos que se han empleado con éste fin, en otras regiones. En la sección 4.2 se describe el modelo WIFM, que se emplea, en este trabajo, para modelar las ondas de tormenta generadas por ciclones tropicales en las regiones de estudio. Se determinan las ecuaciones hidrodinámicas, que son la base de éste modelo, y se establecen los supuestos en los que se fundamentan. En la subsección 4.2.1 se muestra el esquemas numérico empleado para la solución de las ecuaciones hidrodinámicas. En la subsección 4.2.2 se analizan los diferentes tipos de condiciones de frontera que pueden emplearse en la implementación del modelo. En la sección 4.3 se presenta el modelo SPH, empleado en la determinación del campo de viento. Se examinan los parámetros meteorológicos que determinan el campo de viento y las ecuaciones que se emplean para determinar la máxima velocidad de viento de un ciclón. Se discute la distribución del viento radial del huracán y las ecuaciones que se emplean en el cálculo de la tensión del viento. En la sección 4.4 se establecen los valores de entrada para los modelos y las condiciones de frontera empleadas. Se determinan las mallas computacionales empleadas en las dos regiones de estudio. En la sección 4.5 se proporcionan las características de los ciclones que fueron seleccionados para la aplicación de los modelos. En la sección 4.6 se presentan los resultados obtenidos para cada una de las regiones. Esta sección se divide en ocho subsecciones donde se presentan los resultados obtenidos para los huracanes Liza (1976), Doreen(1977), Kiko (1989), Lidia (1993), Henriette (1995), Isis (1998) y Juliette (2001) respectivamente. La sección 4.7 se enfoca a la simulación de dos huracanes con condiciones extremas para la región. En la sección 4.8 se presentas la discusión y las conclusiones de este capítulo.

En el Capítulo 5 se presentan las conclusiones generales y las recomendaciones.

En el apéndice I se describe la dinámica de los ciclones tropicales. Se explican las condiciones que se requieren para su formación y su mecanismo de desarrollo, y se describe su estructura y clasificación.

En el apéndice II se hace una descripción del método de separación de armónicos de Godin, empleado para determinar las constantes armónicas y realizar el pronóstico de las series observadas del nivel del mar.

Anexo a este trabajo, se proporciona un disco que contiene la animación de los resultados de la modelación para cada uno de los huracanes en las dos regiones de interés. Estas animaciones se proporcionan en formato de video para windows (.avi).

CAPITULO 2

INVESTIGACIÓN DE LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS EXTREMAS EN LA REGIÓN

2.1.- INTRODUCCIÓN

México es el país mayormente afectado por los ciclones tropicales del Pacífico nororiental, por tal motivo se han realizado algunas investigaciones dirigidas al estudio de las trayectorias, periodo de retorno y otras características de estos fenómenos.

Jauregui (1981) realiza un estudio de la vulnerabilidad de las costas del noroeste de México a recibir el impacto de ciclones tropicales. Analizando las trayectorias de los ciclones del Pacífico tropical, ocurridos entre 1962 y 1979, obtiene un promedio de 13.9 tormentas por año, de las cuales 5.3 tocan las costas de México o pasan a menos de 100 km de éstas. Jauregui destaca que de todos los ciclones que afectan el noroeste del país, la mitad incide en un trecho comprendido entre Topolobampo y Puerto Vallarta, así como el extremo Sur de la península de Baja California. Analizando un entorno de 180 millas náuticas alrededor de La Paz, encuentra que, entre 1947 y 1979, 25 ciclones afectaron la región. Al observar las trayectorias que afectaron La Paz en ese periodo, el autor encuentra que estos se aproximan con mayor frecuencia por el sureste y por el sur, siendo menos frecuente que lleguen por el suroeste. El viento máximo probable para La Paz, es estimado por el método de Gumbel, para un periodo de retorno de 50 años, encontrando que es de 179 km/h.

Peredo et al. (1998) realizan un estudio del periodo de retorno de huracanes en el Nor-Pacífico Mexicano, encontrando que el periodo de retorno de ciclones que tocan tierra en Baja California Sur es de 2 años para tormentas tropicales, 6 para huracanes de categoría 1, 8 para los de categoría 2, 12 para la categoría 3, 22 para la 4 y de 30 años para la categoría 5.

Posteriormente, Z.Flores (1998) realiza una descripción detallada de estos fenómenos meteorológicos, así como un estudio de los ciclones en Baja California Sur. En este trabajo Z.Flores menciona que los vientos máximos que pueden esperarse en Baja California Sur, para un periodo de retorno de 200

años varía entre 140 y 220 km/h. Sin embargo, no es posible hablar de un periodo de retorno de 200 años cuando no se cuenta con datos de más de 50 años. Por otro lado, en las últimas tres décadas el Estado ha sido afectado en varias ocasiones por vientos mayores a los 140 km/h e incluso han rebasado los 220 km. Ejemplo de estos son Liza (1976), Kiko (1998) y Henriette (1995), que han afectado B.C.S. con vientos de 222, 195 y 205 km/h, respectivamente.

Observando las trayectorias de los ciclones que entre 1960 y 1980 se acercaron a menos de 250 km de Baja California Sur, Z.Flores encuentra que en julio los ciclones no alcanzan a llegar al estado; en agosto siguen trayectorias paralelas a la Península y algunos alcanzan a penetrar por el Golfo. En septiembre tienden a moverse paralelos a las costas del Pacífico y en la segunda quincena comienzan a recurvar hacia el noreste; en octubre se presentan más erráticos, penetran por el sureste o se alejan hacia el oeste mostrando una tendencia a recurvar hacia el norte o el noreste.

Hasta 1966, únicamente se tenía el registro de los ciclones tropicales cuyas trayectorias pasaban por alguna ruta marítima, por lo cual muchas de las tormentas y huracanes, que se generaron antes de esta fecha, no fueron detectados. Actualmente, las observaciones de satélite cubren en su totalidad los ciclones que se generan en la región y proporcionan información de alta resolución sobre el campo de viento sobre el océano.

La información obtenida de los satélites ha servido para conocer más acerca de estos fenómenos, dando lugar a la realización de otras investigaciones, como la realizada por Liu y Chan (1999) enfocada a definir el tamaño de los ciclones utilizando la información de los satélites ERS-1 y ERS-2 (European Remote-Sensing satellites). Dicho estudio también estuvo dirigido al desarrollo de una distribución climatológica del tamaño de los Ciclones tropicales en el Pacífico Noroeste y en el Atlántico norte, encontrando que el radio medio de los ciclones, para vientos de 15 m/s, es de 415 km para el Pacífico Noroeste y de 340 km para el Atlántico Norte. Estudios de este tipo no se han realizado para los ciclones provenientes del Pacífico Este.

En un estudio anterior Merrill (1984) observa que el tamaño típico de los ciclones tropicales varía estacional y regionalmente y sólo está ligeramente relacionado con la intensidad de la tormenta.

La trayectoria de los ciclones se encuentra relacionada con la presión atmosférica así como con la temperatura, la cual se encuentra estrechamente ligada con las corrientes. Z.Flores (1998) explica que, cuando las corrientes marítimas de aguas frías se desplazan hacia el sur o penetran en la Contra-Corriente Cálida Ecuatorial que entra al Golfo de Tehuantepec es cuando se forman trayectorias anómalas. Es bajo estas condiciones que ocurren detenciones y retrocesos que dan lugar a bucles o simplemente a rumbos erráticos, mientras el ciclón logra rebasar la pequeña zona de aguas frías. Z.Flores aclara que, aunque las temperaturas del Mar de Cortés son lo suficientemente altas como para intensificar los ciclones, esto rara vez ocurre, dado que su dimensión es relativamente pequeña y sólo es favorable cuando la trayectoria del ciclón es paralela al Golfo. A finales de la temporada ciclónica, la Corriente de California es menos fría lo que conlleva al recurvamiento de los ciclones hacia el norte y noreste.

Por otro lado, estudios realizados por Morales y Romero (2000) , establecen que durante los años niño, el número de huracanes que se generan en el Pacífico este no se ve modificado. Sin embargo, observan que la duración de estos fenómenos durante los años niños si es significativamente mayor, así como la intensidad de los mismos.

En éste capítulo se realiza un análisis de las trayectorias y la intensidad de los ciclones que afectan las costas del sur de la Península de Baja California y se relacionan con las condiciones meteorológicas de la región.

La dinámica de los ciclones tropicales se describe en el apéndice I, se explican ahí las condiciones que se requieren para su formación y su mecanismo de desarrollo, y se describe su estructura y clasificación.

2.2.- ESTADÍSTICA DE LAS TORMENTAS EN LA REGIÓN

En el presente estudio se analizan los datos históricos del número de huracanes que se han generado en el Pacífico Tropical entre 1949 y 1999, con el fin de establecer el número de ciclones que afectan anualmente las costas del sur de la Península de

Baja California, la intensidad de los mismos y los meses en los cuales estos se acercan con mayor frecuencia. Los datos empleados pertenecen a la NOAA y están disponibles en la pagina de UNISYS en Internet.

La región de afectación se ha determinado tomando un círculo con centro en Cabo Falso, en el extremo suroeste de la Península, ubicado a los 110° W y los 22° 52' N, con un radio de 500 km (270 millas náuticas), como se observa en la figura 2.1. Este radio se obtuvo de la observación de las imágenes de satélite que se pudieron obtener, de los huracanes históricos del Pacífico Este; y con base en el estudio realizado Liu y Chan (1999) para determinar el tamaño de ciclones tropicales mediante imágenes de satélite, en el cual obtienen un tamaño promedio de 490 km, para ciclones del Pacífico Noroeste y de 335 km para ciclones del Atlántico. Liu y Chan señalan que a altas latitudes se observan radios mayores. Es de esperarse entonces, que los ciclones que llegan a la latitud de la Península Baja California presenten grandes radios.

Como resultado del análisis realizado se obtiene que en promedio, 14 ciclones se generan cada año en esta región (fig. 2.2), siendo 1992 el año en que ha ocurrido un mayor número de éstos fenómenos meteorológicos (28 ciclones). Alrededor de un 52% de las tormentas tropicales pasan a rango de huracán, esto es, alcanzan una velocidad de viento por encima de los 117 km/h.

Los ciclones, generalmente mantienen su trayectoria sobre el mar y sólo cerca del 22% afectan las costas del sur de la península de Baja California. La figura 2.3 muestra el número de tormentas tropicales y huracanes que han afectado la región entre 1949 y 1999, en donde se puede observar que, tanto en 1956 como en 1972, ningún huracán entró en el área de afectación definida.

Aproximadamente 7 ciclones alcanzan el rango de huracán cada año, (fig. 2.4), pero únicamente se han registrado 11 huracanes de categoría 5 en los 51 años analizados, de los cuales sólo Linda en 1997 ha pasado por los límites del radio de afectación, definido para la región.



Figura 2.1 Área definida como región de afectación para la región del sur de la Península de Baja California

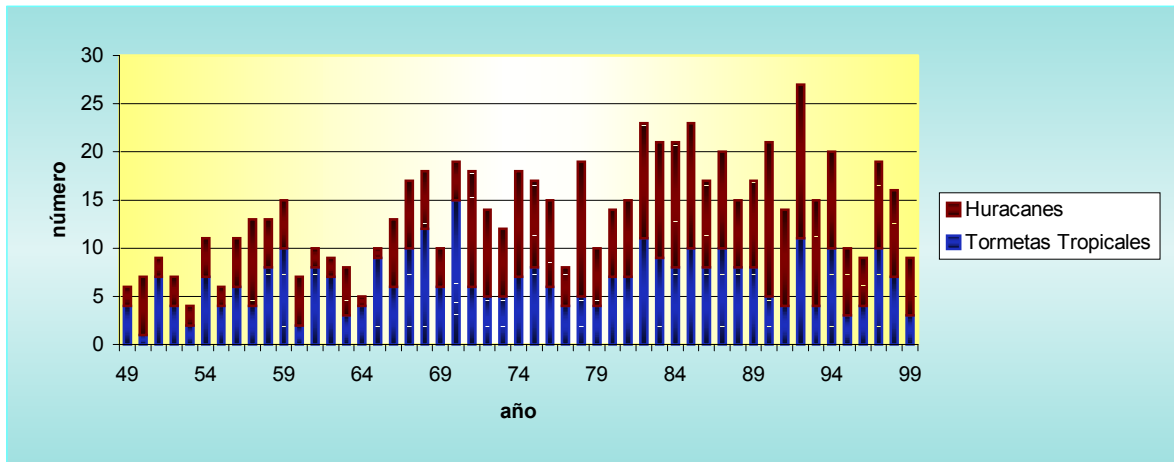


Figura 2.2.- Número de tormentas tropicales y huracanes (1949-1999)

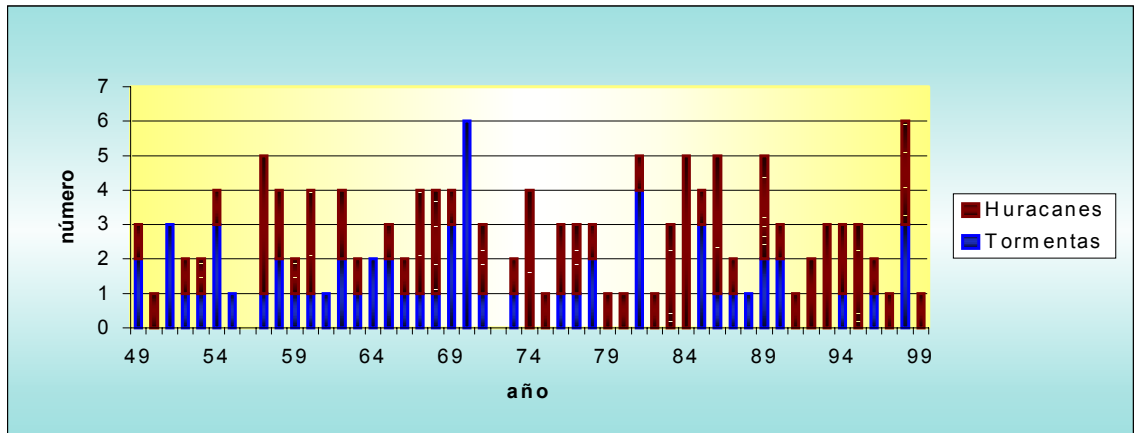


Figura 2.3 Número de tormentas tropicales y huracanes que han afectado las costas de B.C.S. entre 1949 y1999.

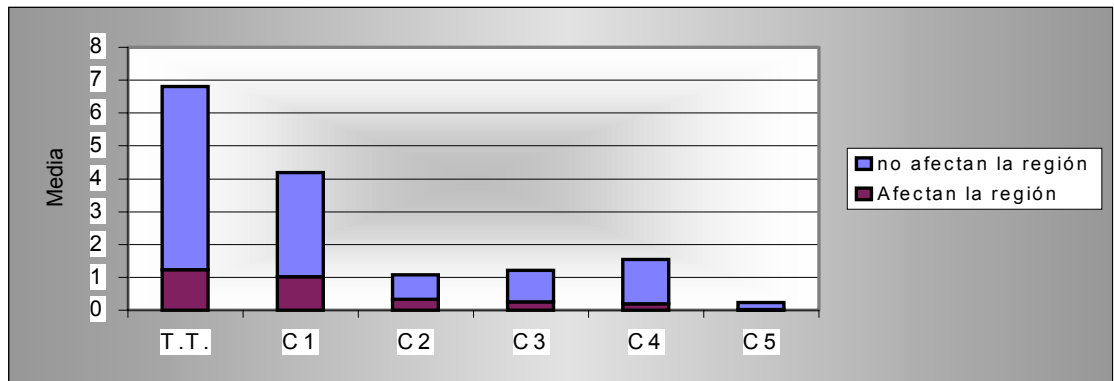


Figura 2.4. Media anual de ciclones del Pacifico Este por categoría.

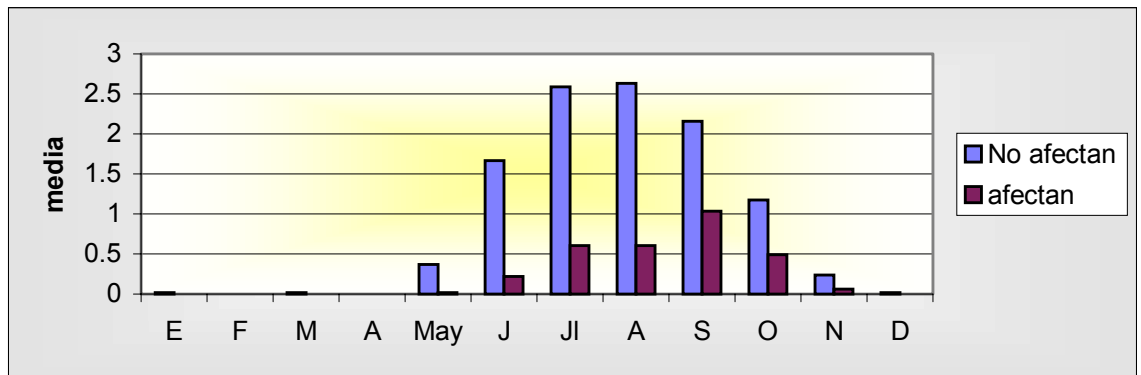


Figura 2.5. Promedio mensual de ciclones que se generan en el Pacifico Este.

Los meses en los cuales son más frecuentes las perturbaciones tropicales son julio, agosto y septiembre, sin embargo, el mes en el cual Baja California Sur se ve más afectada por los mismos es septiembre. La figura 2.5 muestra el promedio mensual de ciclones que se generan en el Pacífico Este.

Los huracanes que afectan las costas del sur de Baja California se generan en el Océano Pacífico, en la región del Golfo de Tehuantepec, cerca de los 15° N iniciando su viaje hacia el Oeste o Noroeste y muy rara vez rebasan los 30° N, debido a la corriente fría de California. En la figura 2.5 se presenta la distribución espacial de las trayectorias de las tormentas tropicales y huracanes del Pacífico Este, en donde puede observarse que la región con mayor presencia de huracanes es la comprendida entre los 105° y 110° W y los 15° y los 20° N a una distancia aproximada de 400 km de las costas de México.

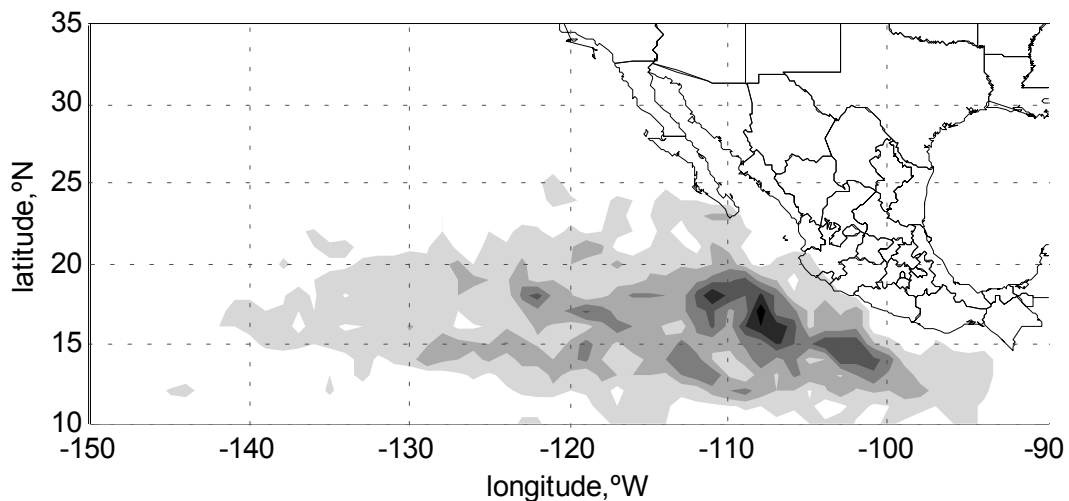


Figura 2.6 Densidad espacial de los puntos que tocan las trayectorias de los ciclones tropicales del Pacífico Este.

Los ciclones se pueden separar en dos: aquellos que recorren hacia el Oeste antes de los 20° N y que por lo tanto no afectan las costas del Sur de la Península de

Baja California y aquellos que continúan su trayectoria, entrando en el radio de afectación de dicha región. Estos últimos se clasifican en 4 grupos, determinados por la dirección con que viajan dentro de la región de afectación.

El primer grupo está conformado por los ciclones que viajan hacia el Noroeste, paralelos a las costas y continúan con la misma dirección hasta desvanecerse (fig. 2.7a). Aunque el ojo del ciclón no toca tierra y no entra al Mar de Cortés, la zona costera se ve impactada por la precipitación, los vientos y las ondas de tormenta que se generan. Este tipo de trayectorias se dan principalmente en agosto y septiembre (fig. 2.7 b) y predominan los huracanes de categoría 1 (fig. 2.7 c). El 55% de los ciclones que afectan la región pertenecen a éste grupo.

El segundo grupo lo forman los ciclones que viajan al Noroeste y recurvan hacia el Noreste entre los 15 y 25 grados de latitud (fig. 2.8 a), atravesando la Península y el Golfo de California, perdiendo intensidad al entrar a las costas de Sinaloa o Sonora.

La trayectoria de este grupo de ciclones es aproximadamente parabólica. Su movimiento en la primera rama de su trayectoria parabólica, es hacia el oeste u oeste-noroeste, con una velocidad de 15 a 19 km/h y vientos que alcanzan hasta 80 km/h. Durante su recurvamiento hacia el norte avanzan a una velocidad de entre 7 y 11 km/h. Esta disminución de velocidad puede considerarse un indicio del cambio de rumbo o dirección en las próximas 6 horas. Al bajar la velocidad aumenta la intensidad de los vientos convirtiéndose en la etapa mas vigorosa. En la segunda rama de la parábola, que la inician generalmente entre el Trópico de Cáncer ($23^{\circ} 27' N$) y los $30^{\circ} N$, es cuando el ciclón se dirige hacia el noreste. En este momento la velocidad de desplazamiento se incrementa a aproximadamente 28 km/h y la velocidad de los vientos disminuye a unos 130 km/h, lo cual propicia su debilitamiento y extinción (Z.Flores,1998) . Estos ciclones entran a tierra, ocasionando mayores daños a la población por los fuertes vientos y la abundante precipitación. Este grupo de trayectorias lo conforman el 22% de los ciclones que entran en el radio de afectación y tienen mayor frecuencia en septiembre (fig. 2.8 b). Lo conforman principalmente huracanes de categoría 1 (fig. 2.8 c).

El tercer grupo, está formado por los ciclones que entran en el radio de afectación con trayectoria hacia el Norte (fig. 2.9 a) y atraviesan también el Golfo de California, hasta llegar a las costas de Sinaloa o Sonora, pueden entrar a tierra en B.C.S. o pasar muy cerca de sus costas. Estos ciclones son los menos comunes, lo

conforman sólo un 4% de los ciclones que afectan la región. Los ciclones de este grupo son los que afectan mayormente la dinámica de la capa superficial del mar en la boca del Golfo de California. El mes en el que se dan más frecuentemente este tipo de trayectorias es septiembre (fig. 2.9 b) y se observa igual número de tormentas tropicales que de huracanes de categoría 1 (fig. 2.9 c).

El cuarto grupo lo forman aquellos huracanes que viajan hacia el Noroeste, paralelos a la costa y recurvan hacia el Oeste entre los 20 y 25 grados de latitud (fig. 2.10 a). Al igual que los ciclones que conforman el primer grupo, estos ciclones generalmente no entran al Golfo de California. Estas trayectorias son más frecuentes en julio latitud (fig. 2.10 b) y se observan más huracanes de categoría 2 que de categoría 1, con igual número de tormentas tropicales latitud (fig. 2.10 b).

Entre los huracanes que en los últimos 30 años han impactado más el sur de la Península de Baja California se encuentran, del grupo 1: Doreen (1977) de categoría 1 y Juliette (2001) de categoría 4. Del grupo 2: Irah (1973) de categoría 2, Paul (1982) de categoría 2, Lidia (1993) de categoría 4 y Fausto (1996) de categoría 3. Del grupo 3: Liza (1976) de categoría 4, Newton (1986) de categoría 1, Paine (1986) de categoría 2, Ismael (1995) de categoría 1 e Isis (1998) de categoría 1. Del grupo 4: Kiko (1989) de categoría 3 y Henriette (1995) de categoría 2.

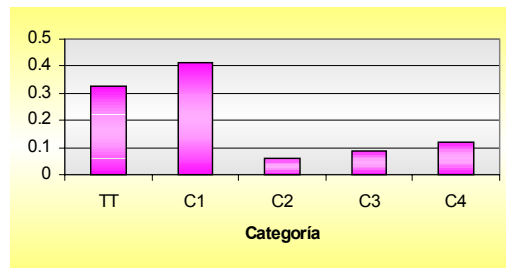
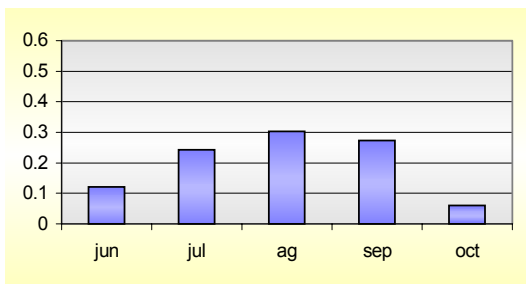
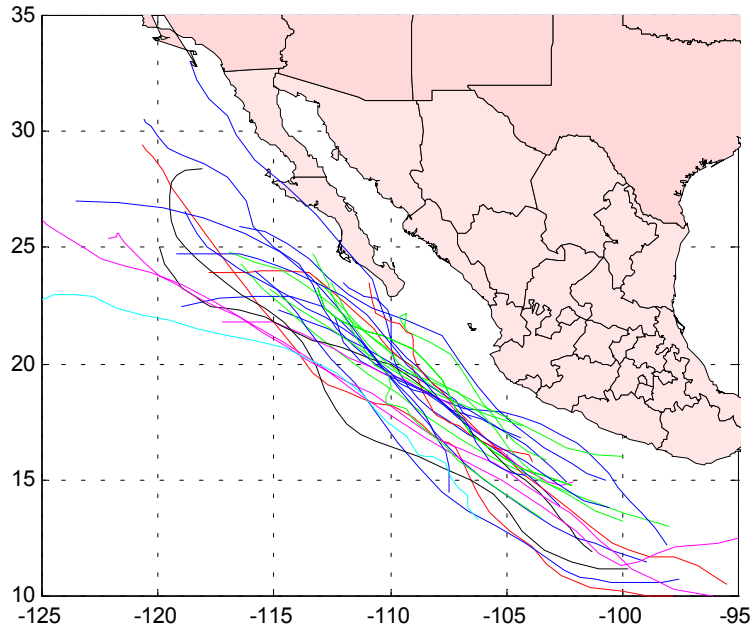


Figura 2.7 a) Ciclones del Pacífico Este que viajan hacia el noroeste, paralelos a las costas de México. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** frecuencia por mes de las trayectorias del primer grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del primer grupo de trayectorias

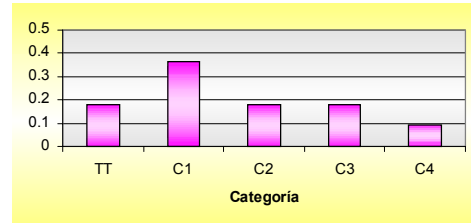
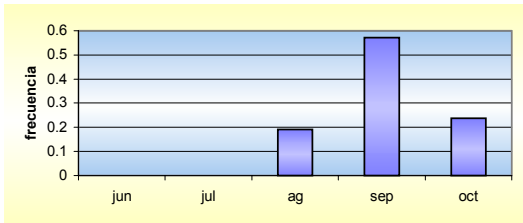
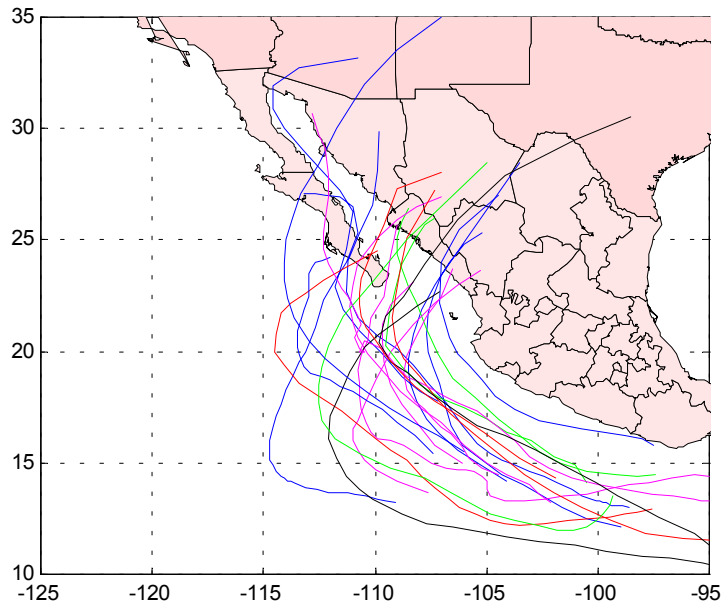


Figura 2.8 Ciclones del Pacífico Este que recurvan hacia el Noreste entre los 20⁰ N y los 25⁰ N. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** Frecuencia por mes de las trayectorias del segundo grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del segundo grupo de trayectorias

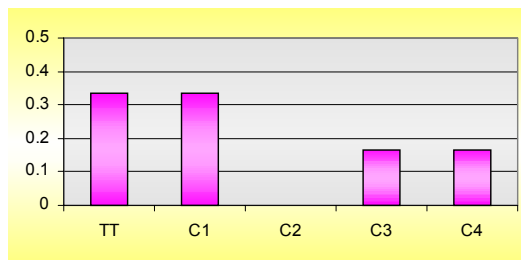
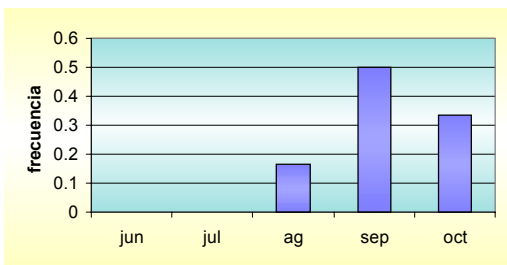
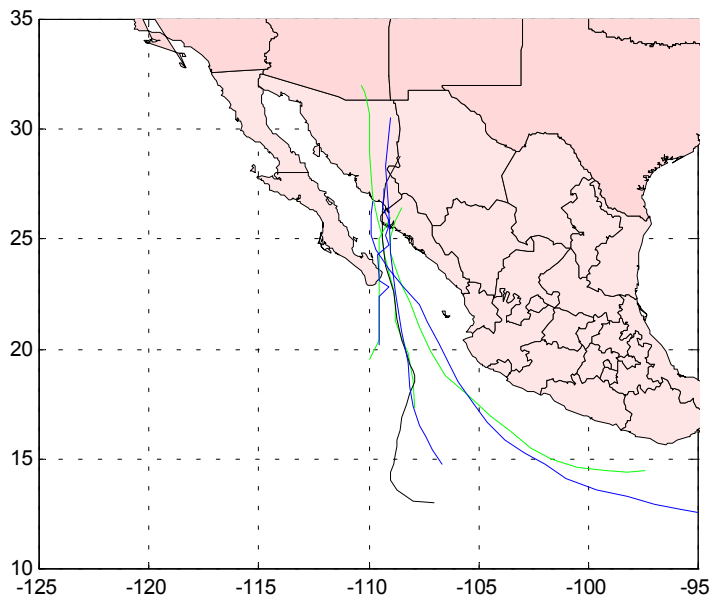


Figura 2.9 Ciclones del Pacífico Este que viajan hacia el Norte, y entran al radio de afectación. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** frecuencia por mes de las trayectorias del tercer grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del tercer grupo de trayectorias

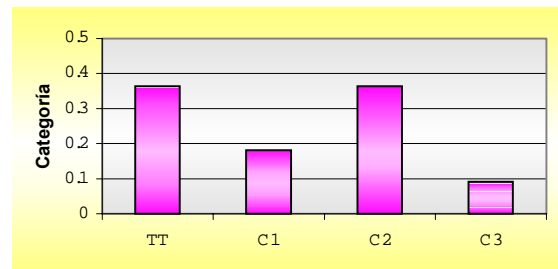
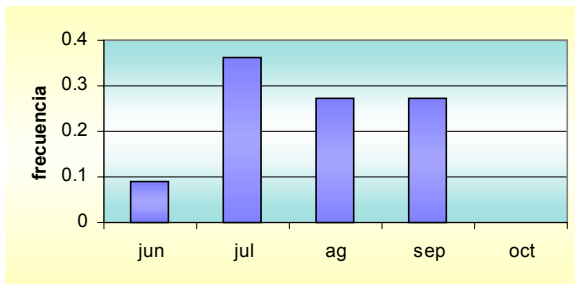
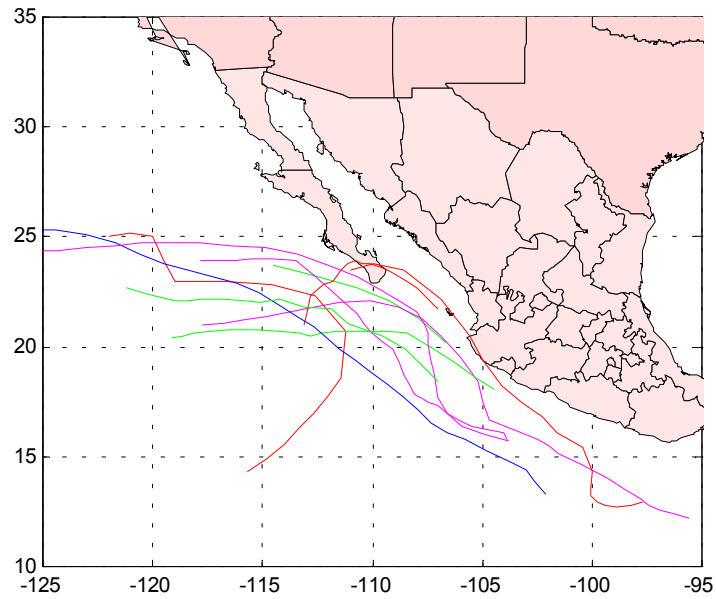


Figura 2.10 a) Ciclones del Pacífico Este que cambian su trayectoria hacia el Oeste entre los 20° N y los 25° N . El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. b) frecuencia por mes de las trayectorias del cuarto grupo. c) Frecuencia de las categorías de ciclones del cuarto grupo de trayectorias.

2.3.- EVALUACIÓN DE LOS PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS LOCALES FORZADO POR TORMENTAS. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA.

La presión atmosférica a nivel del mar esta sujeta a variaciones provocadas por los movimientos de las masas de aire. La causa de todos los movimientos atmosféricos es el calentamiento desigual de la superficie terrestre por el Sol. La mayor parte del calor y la luz inciden sobre las regiones ecuatoriales y sólo una pequeña parte va a parar a las zonas polares. Como consecuencia de las diferencias resultantes en la temperatura, existe una compleja circulación atmosférica que, como uno de sus efectos, produce la transferencia de calor desde las regiones más cálidas hacia los polos.

La región comprendida entre los trópicos de Cáncer y Capricornio es una zona de baja presión, lo que propicia la formación de ciclones; sin embargo, entre los 5° S y los 5° N estos no pueden formarse debido a que en esta región no actúa la fuerza de Coriolis, indispensable para la formación de los mismos. La presión atmosférica varía espacial y temporalmente. La figura 2.11 muestra el promedio mensual de la presión en el punto 110° W y 25° N, considerando 10 años de observaciones, donde puede observarse que las presiones más altas ocurren durante el invierno, y las mas bajas se dan en junio y septiembre. Z.Flores (1998) expone que en la mayor parte del año, los vientos del noreste indican la influencia del anticiclón del pacífico sobre el estado de Baja California Sur. Sin embargo, durante el verano al sentirse los vientos del este y sureste, se manifiesta la influencia del anticiclón de Bermudas-Azores. En otras palabras, Sudcalifornia está ubicada dentro de un canal isobárico, o área de baja presión, localizada entre dos celdas de alta presión.

Analizando los mapas de presión atmosférica promedio, para los meses de mayor actividad ciclónica, se observa que existe una relación entre ésta y las trayectorias predominantes durante éstos meses.

En la figura 2.12 se presentan los mapas de presión promedio correspondientes a julio, agosto, septiembre y octubre, así como las trayectorias de los ciclones que han afectado la región durante estos meses. En esta gráfica se observa una zona de baja presión, la cual se reduce conforme avanzan los meses.

En estas figuras se puede observar que los huracanes viajan dentro de esta franja de baja presión. Durante julio (fig. 2.12 a), esta zona de baja presión es muy amplia, lo cual permite una gran variedad de trayectorias, sin embargo, las bajas temperaturas del agua en la parte norte, hace que las tormentas que viajan hacia el norte se disipen antes de alcanzar altas latitudes.

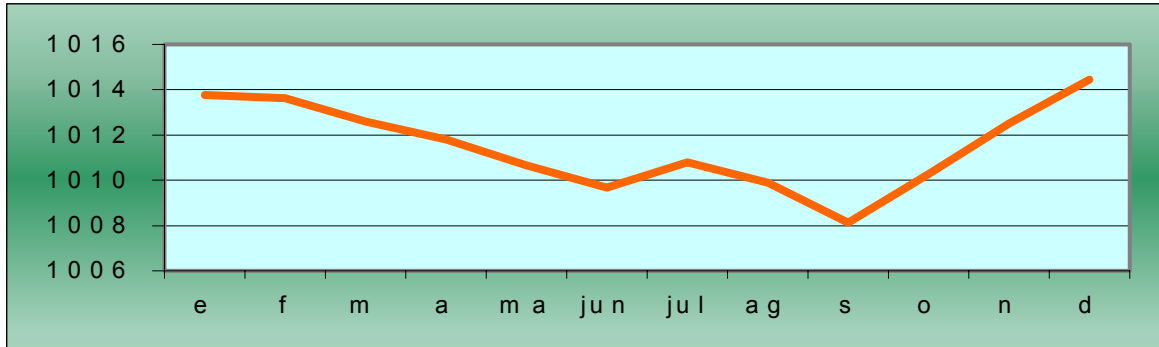


Figura 2.11.- Presión promedio por mes para 25°N y 110° W. Los valores se obtuvieron a partir de los datos de 1990 a 2000.

Durante agosto (fig. 2.12 b) la presión, dentro de la zona, es mayor que para los demás meses. Sin embargo, durante éste mes la temperatura de las aguas se ha incrementado, permitiendo el avance de los ciclones a mayores latitudes. Durante septiembre (fig. 2.12 c), la combinación entre las altas temperaturas del océano y la baja presión permiten la llegada que un mayor número de ciclones alcancen mayores latitudes, pero siempre dentro de la zona de baja presión, lo cual genera el recurvamiento hacia el noreste. Ya en octubre (fig. 3.13 d), la zona de baja presión se reduce, el número de huracanes es menor y en su mayoría tienden a curvar hacia el este o viajar en dirección norte dentro de la zona de baja presión.

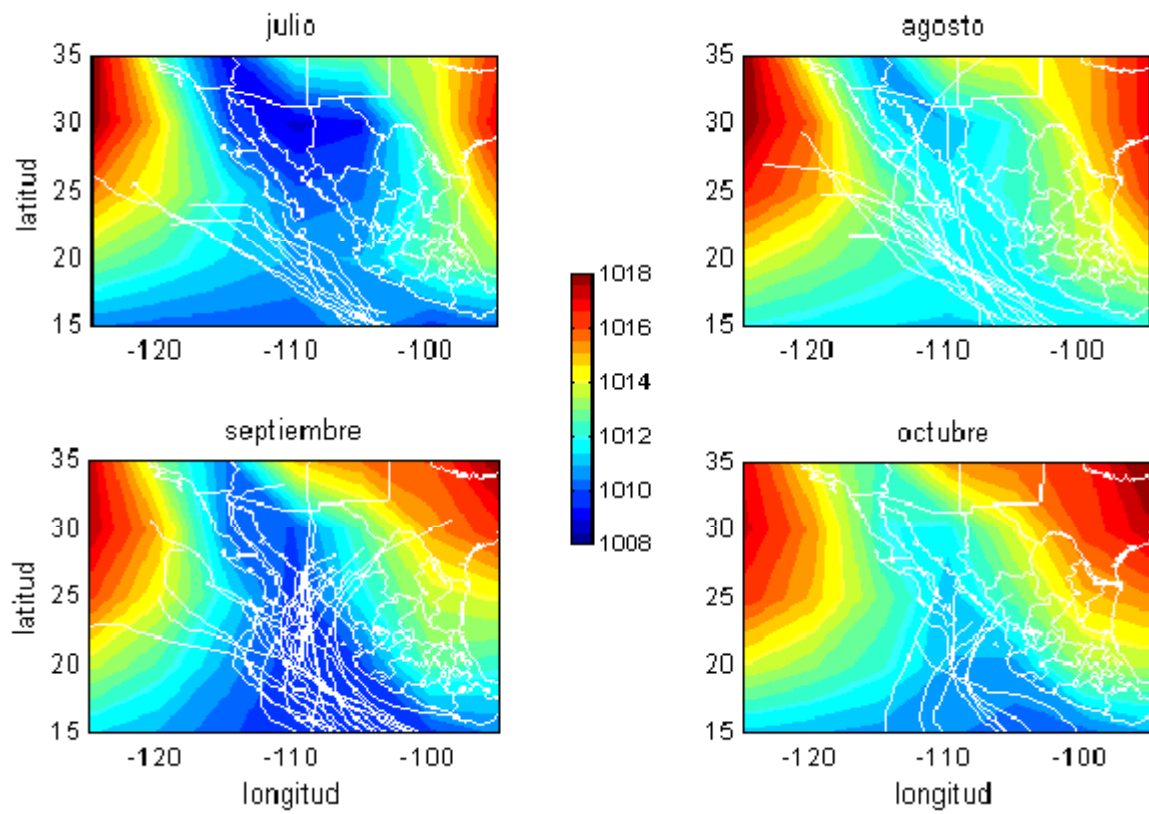


Figura 2.12 Mapa de presión atmosférica promedio (Mb) para los meses de a)

2.4.- CONCLUSIONES

Este análisis muestra que las costas de México son las que se ven mayormente impactadas por los ciclones del Pacífico Este. En particular, las costas de Baja California Sur reciben un promedio de tres ciclones por año, y a pesar de que el promedio anual de tormentas tropicales es 1.6 veces mayor que el promedio anual de huracanes, la región sur de Baja California se ve igualmente impactada por tormentas tropicales y huracanes de categoría 1.

Los ciclones con trayectorias paralelas a la costa se han observado principalmente en agosto y casi con la misma frecuencia en septiembre, seguido de julio. En este tipo de trayectorias predominan las tormentas tropicales y los huracanes de categoría 1. Los ciclones que viajan hacia el noroeste y recurvan hacia el noreste tienen su frecuencia máxima en septiembre y son, en su mayoría, huracanes de categoría 1. Las trayectorias que podrían tener un mayor impacto en la Bahía de La Paz, son las de aquellos ciclones que ingresan al Golfo de California. Sin embargo estos son los menos frecuentes. Los meses en los cuales se han observado este tipo de trayectorias son agosto, septiembre y octubre, siendo máxima la frecuencia en septiembre. Las categorías predominantes en este grupo son las tormentas tropicales y huracanes de categoría 1. Finalmente, el cuarto grupo, formado por huracanes que viran hacia el oeste, se ha observado principalmente en julio y lo conforman, en mayor número, tormentas tropicales y huracanes de categoría 2.

Hasta la fecha sólo un huracán de categoría 5 ha entrado en el círculo de afectación definido para la región, aunque en los límites de éste. Sin embargo, no puede rechazarse la posibilidad de que un evento de esta magnitud afecte la región más de cerca.

Las trayectoria seguida por un ciclón está correlacionada con la presión atmosférica. El cinturón de baja presión, combinado con las altas temperaturas que se observa durante el mes de septiembre, hace que las tormentas alcancen mayores latitudes durante éste mes.

Aún cuando se observa una menor presión promedio durante junio que durante julio, el número de huracanes que alcanzan latitudes por encima de los 15° N, afectando el sur de la Península de Baja California es menor para este mes, debido a que la temperatura del m mar en esta región no se ha incrementado lo suficiente.

CAPITULO 3

ESTUDIO EXPERIMENTAL DE LAS VARIACIONES DE NIVEL DEL MAR EN LA ZONA COSTERA DE B.C.S.

3.1.- INTRODUCCIÓN

Las ondas de tormenta o surges son producidas por la combinación de dos procesos: cambios en el nivel medio del mar causados por cambios en la presión atmosférica; y el movimiento del agua en la plataforma continental debido al esfuerzo ejercido por el viento. La respuesta del nivel medio del mar a cambios de presión es relativamente pequeña en relación con la respuesta al esfuerzo del viento. Los cambios de presión afectan grandes áreas uniformemente, pero el efecto por esfuerzo del viento varía con la profundidad del agua, concentrándose en las regiones someras.

La respuesta del nivel del mar a las fuerzas ejercidas en él, depende de muchos factores. La dinámica de la onda de tormenta está controlada por la batimetría del fondo y la geometría de la línea costera (Blier et al., 1997). Si la presión atmosférica cambia suavemente, la superficie del mar puede alcanzar una condición de quasi-equilibrio. En tal caso el nivel del mar reacciona como un barómetro invertido, teniendo una elevación donde la presión atmosférica es baja y viceversa. El montículo de agua sigue el movimiento de la depresión, generando un rizo en la superficie del mar. En las regiones de agua somera, el agua es apilada en la costa por la acción del viento (Capurro, 1970). En mar profundo las elevaciones de nivel por el esfuerzo del viento son muy pequeñas. La energía transferida por el esfuerzo del viento pasa a energía cinética. Al llegar a aguas someras, la energía cinética se transforma en energía potencial, elevando el nivel del agua por encima de su media.

Para que una ola de tormenta alcance la costa, el campo de viento debe encontrarse cercano a la costa. Las olas de tormenta no presentan un patrón sistemático, se caracterizan por tener gran longitud de onda y viajar en muchas direcciones, debido a la forma en como se originan. Un factor que amplifica la multidireccionalidad de éstas olas es el movimiento del centro de la tormenta. A lo largo del ciclo de una tormenta, las olas pueden arribar a lo largo de un amplio abanico de direcciones (Silvester, 1974).

Donde las capas de fluido oceánico difieren de densidad, la tormenta genera también ondas internas, como se muestra en la figura 3.1, las cuales pueden tener amplitudes mucho mayores a las de las ondas superficiales pero mucho menor energía. En la plataforma continental pueden generarse ondas Kelvin (fig. 3.2), esto es, ondas internas pueden ser atrapadas para transportar la energía a lo largo de la costa (Neshyba, 1987).

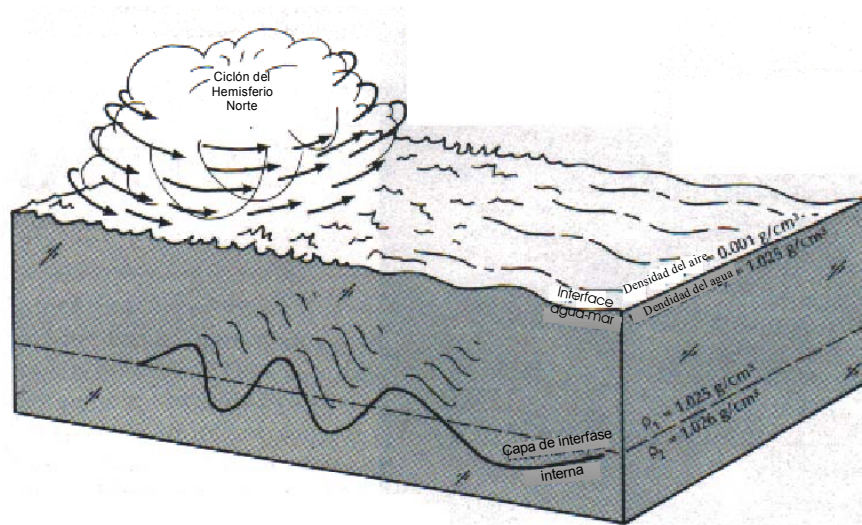


Figura 3.1 Comportamiento de las ondas de tormenta lejos de la costa. (Tomada de Neshyba, 1987).

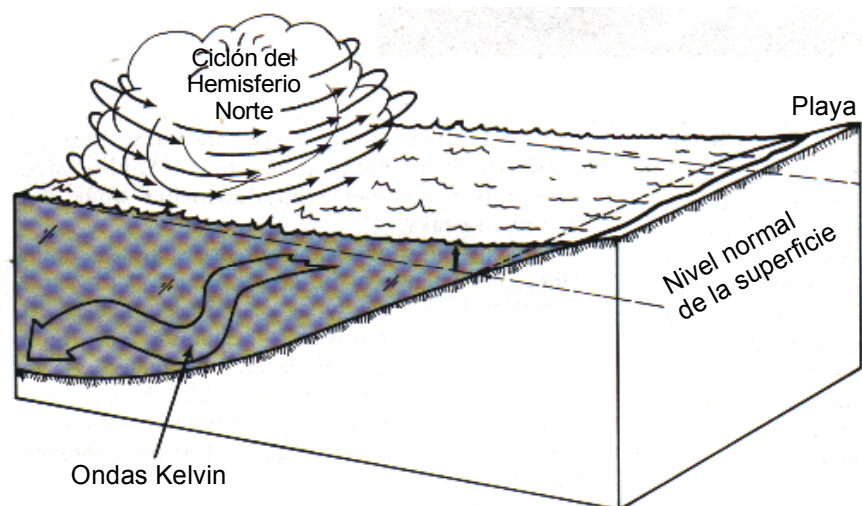


Figura 3.2 Comportamiento de las ondas de tormenta cerca de la costa. (Tomada de Neshyba, 1987). Poniendo atención a la respuesta del océano, en la región que rodea el área de vientos más intensos durante un ciclón, Tang *et al.* (1997) destacan que la fricción del viento del ciclón tropical genera ondas de la plataforma continental, las cuales son ondas de

vorticidad cuya componente de energía cinética es considerablemente mayor que su componente de energía potencial, ya que la respuesta predominante en el océano debido a la fricción del viento de tormenta es un remolino ciclónico. Aunque la generación de ondas de la plataforma continental puede ser tomada como la norma, existen circunstancias bajo las cuales otro tipo de ondas pueden generarse. Por ejemplo, bajo una plataforma con pendiente uniforme, sin frontera rígida en la profundidad (sin cambios bruscos), los ciclones tropicales que viajan paralelos a la costa, en dirección opuesta a las ondas de la plataforma, pueden generar ondas cortantes.

Halper y Schroeder (1990) observan que cuando la trayectoria de una tormenta es perpendicular a las isobatas de la plataforma, la respuesta de las corrientes es compleja. Cuando la tormenta viaja paralela a las isobatas de la plataforma, sus datos sugieren que las corrientes son una combinación del forzamiento de viento local y movimientos de gran escala inducidos por la tormenta.

La magnitud de la onda de tormenta varía entonces, de una región a otra, según las condiciones morfológicas y batimétricas. Un método adecuado para investigar las variaciones de nivel en el rango de mareas y variaciones aperiódicas es mediante mareógrafos. Como resultado de las mediciones se forman las series de tiempo de larga duración, con frecuencia de muestreo de 5 minutos hasta una hora. Esta frecuencia de muestreo no permite resolver las ondas superficiales en el rango de oleaje de viento y de swell, pero permite registrar las variaciones periódicas forzadas por mareas y variaciones aperiódicas de larga duración. Entre las últimas las más importantes son las variaciones forzadas por el viento (surges) y por la no uniformidad de la presión atmosférica (báricas). A veces se encuentran grupos de olas relacionados con procesos sísmicos (tsunamis). El objeto de la presente investigación es el análisis de variaciones de nivel, forzadas por el impacto de los huracanes en la zona de estudio.

En estudios realizados por investigadores de diversas regiones, se han obtenido ondas de tormenta de gran magnitud, como en el oeste de Alaska, donde Blier et al. (1997) encuentran sobreelevaciones de 2.5 m asociadas a la tormenta del 2 al 8 de octubre de 1992. Sobreelevaciones de la misma magnitud son encontradas por Mastenbroek et al. (1992), en las costas de Harlingen en el Mar del Norte, durante la tormenta de septiembre de 1989 y durante la tormenta de diciembre de 1990. Por su parte Hubbert et al. (1999) encuentran y modelan sobre elevaciones de 1.3 m

relacionadas con la tormenta del 24 de mayo de 1994 en Port Hedlan, en el noreste de Australia. También mediante un modelo numérico Mathew et al. (1996) encuentran levantamientos por encima de los 3 m, al examinar diferentes condiciones de frontera durante el huracán Andhra (1977), en la costa este de la India.

En las investigaciones dirigidas al estudio de las ondas de tormenta se ha enfocado la atención principalmente, en la intensidad del ciclón y en la morfología de la línea costera, pero se ha puesto poca atención a los efectos de las diferentes trayectorias, así como a la velocidad de traslación del ciclón. Estos puntos son de gran importancia, ya que la magnitud y duración de la onda de tormenta depende, no solo de la intensidad del viento, sino de la dirección con que la región recibe su influencia y del tiempo de permanencia de la tormenta cerca de la costa. A su vez, la magnitud de la erosión de las playas, depende de la intensidad y duración de la onda de tormenta.

3.2.- CARACTERÍSTICAS DE LOS PUNTOS DE INTERÉS

Baja California Sur se encuentra situada principalmente dentro de la zona subtropical, con una pequeña porción en la zona tórrida. Se encuentra limitada en tres de sus costados por mares con propiedades distintas, y con una larga cordillera.

La costa del Pacífico recibe la influencia de la Corriente de California y de surgencias producidas por la acción del viento sobre la superficie del mar. Por su parte, la costa este del estado bordea al Golfo de California, que constituye una importante cuenca de evaporación del Océano Pacífico y es alimentado con aguas del Océano Pacífico tropical; tiene una temperatura anual superficial de 24° C. La temperatura mínima se da en enero y las máxima en agosto y septiembre

3.2.1.- Bahía de La Paz

La Bahía de La Paz se localiza entre los 110° 18' y 110° 48' de longitud y los 24° 10' y 24°54' de latitud norte, al sur de la península de Baja California, a 200 km de su extremo (figura 3.3). Su longitud es de alrededor de 80 km y su ancho de 45 km. Se comunica con el Golfo de California a través de dos bocas, una al Noreste, denominada Boca Grande y otra al Este, denominada Boca Chica o Canal de San Lorenzo. En la parte sureste de la Bahía se localiza la laguna costera denominada Ensenada de La Paz.

En la mitad noreste de la bahía, se localiza la región más profunda denominada Cuenca de Alfonso, en donde se alcanzan los 400 m de profundidad. En la Boca Grande se localiza una región con una profundidad de alrededor de 250 m que disminuye gradualmente hacia el sur, hasta llegar a una parte somera con pendiente suave y playas extensas. En el canal de San Lorenzo las profundidades máximas son de 19 m. (figura 3.4).

La marea en la Bahía de la Paz depende de las cooscilaciones con la marea del Golfo de California y ésta a su vez, con la del Océano Pacífico. El carácter de la marea en la Bahía de La Paz es principalmente semidiurno y sus principales componentes armónicos son: M_2 y S_2 . Las principales componentes diurnas son: K_1 y O_1 . Las amplitudes, los periodos y las fases de estas componentes en la Bahía de La Paz, fueron publicadas por Grivel y Grivel (1993) en las tablas de predicción de mareas del Instituto de Geofísica de la UNAM y se muestran en la tabla 3.1. Los mapas cotidales para estos componentes en el Golfo de California están dados en Morales y Gutierrez de Velasco (1989) y se muestran en la figura 3.5.

Tabla 3.1.- Amplitud y periodo de los principales componentes armónicos de la marea en la Bahía de la Paz, B.C.S.

Armónico	Amplitud (m)	Periodo (Hrs.)	Fase (grados)
M_2	0.239	12.42	274.29
S_2	0.179	12	271.59
K_1	0.250	23.93	83.91
O_1	0.171	25.81	81.08

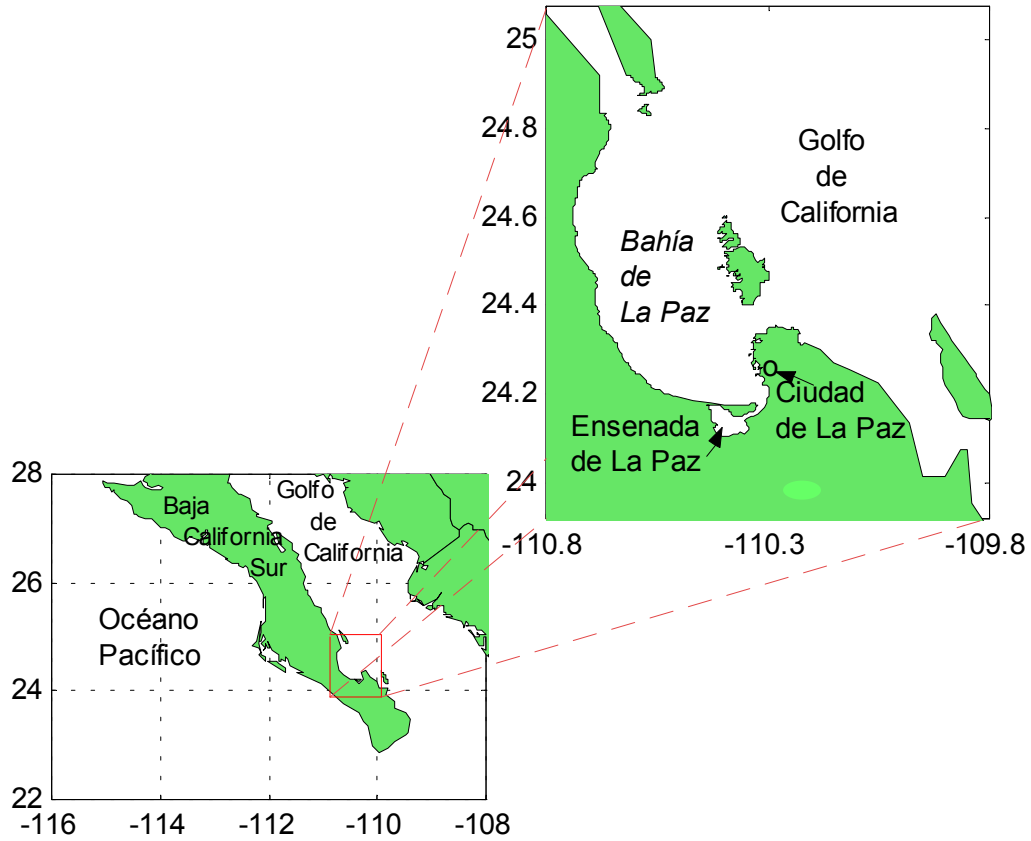


Figura 3.3. Ubicación de la Bahía de La Paz, al sur de la Península de Baja California

Una descripción de la física oceanográfica de La Bahía de La Paz fue presentada por Jimenez *et al.* (1997). En éste trabajo, los autores mencionan que en la Bahía de la Paz se pueden identificar tres patrones de vientos característicos: Vientos del Noroeste, vientos del norte y vientos del sureste. El viento medio en la Bahía de la Paz es de 5 m/s y proviene del noroeste. Los vientos extremos llegan a 10 m/s y provienen del norte. Esta región, mencionan los autores, se localiza en un centro de baja presión permanente debido a convección por calentamiento de las capas inferiores de la atmósfera, resultantes de la radiación generada por el calentamiento solar de la Tierra. Se registran días nublados sólo cuando se acerca una masa de aire tropical que se encuentra con una masa fría o cuando se aproxima un ciclón. El patrón de circulación, afirman los autores, muestra la existencia de una corriente intensa paralela a la costa occidental de la Bahía. La parte más profunda de la Bahía presenta las corrientes menores y aunque las velocidades de las corrientes son mayores en los canales que en el resto de la Bahía, el transporte es mayor en la Boca Grande, por lo cual, la influencia

del Golfo de California en la Bahía, a través de esta boca, es mayor que la del Canal de San Lorenzo.

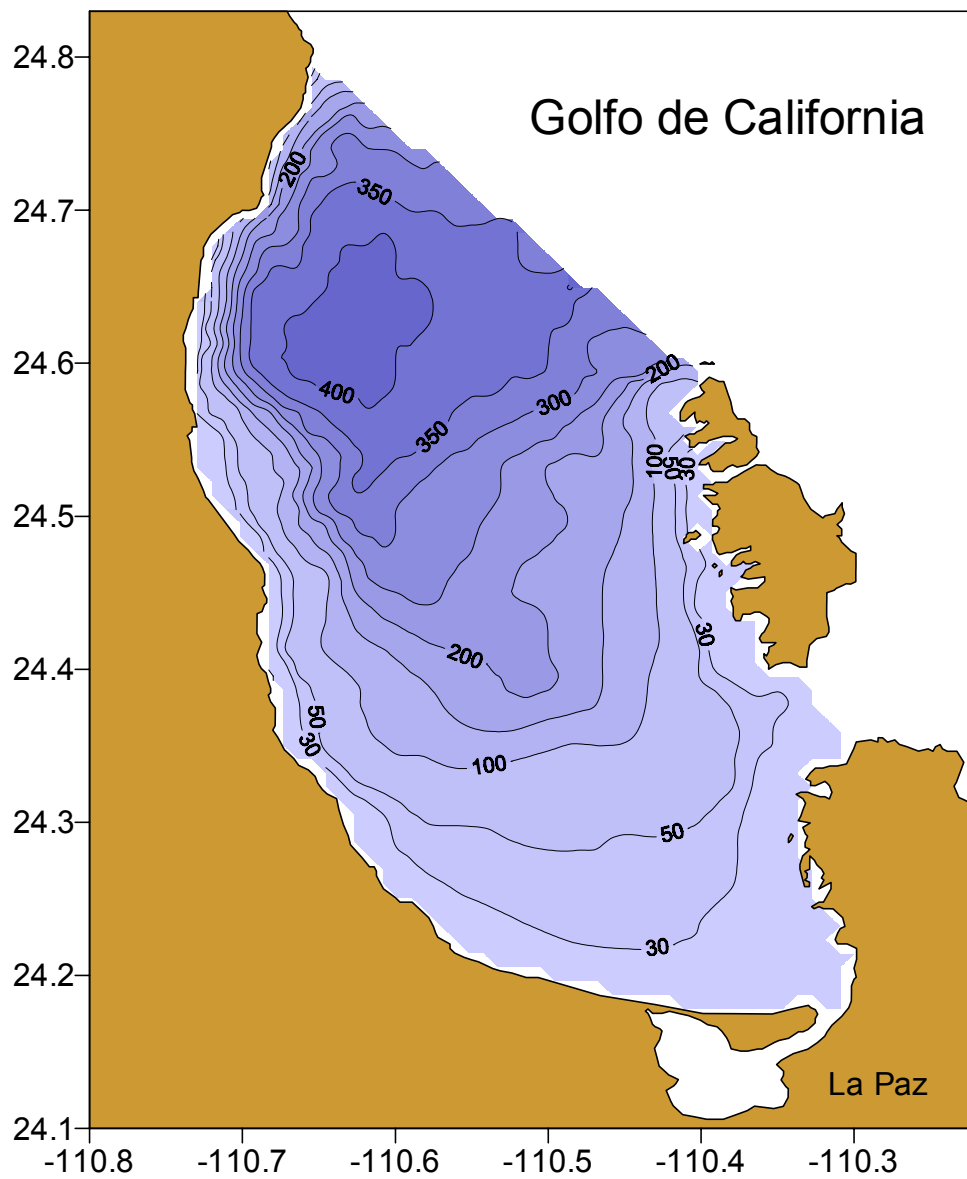


Figura 3.4. Batimetría de la Bahía de la Paz

3.2.2.- Región de Los Cabos

La región de Los Cabos se localiza en el extremo sur de la Península de Baja California, entre los 109° 24' y 110° W y los 22° 24' y los 23° 12' N (fig. 3.6). La línea costera se caracteriza por una topografía irregular y la plataforma continental en esta región es muy estrecha o prácticamente nula (figura 3.7) y es cortada por varios cañones submarinos (Nava et al. 1994). Iniciando cerca de Cabo Falso, en el extremo suroeste de la Península, hasta punta Palmilla, existe una serie de cañones submarinos que se extienden de 18.5 a 37 km de la costa, al punto donde terminan, con profundidades de 1500 a 2200 km. Por otro lado, a lo largo de la costa oeste, al norte de Cabo Falso, existe un valle que se extiende paralelo a la costa. El Cañón San Lucas se extiende de la Bahía de San Lucas hacia el sur, protegiendo la entrada de la bahía del efecto de las olas del este (Shepard, 1964).

Las principales componentes armónicas, diurnas y semidiurnas, de la región de Los Cabos, son también M_2 , S_2 , K_1 y O_1 . La tabla 3.2 muestra las amplitudes, los periodos y las fases de estas componentes, dadas por Marinone (1997) y Marinone y Lavín (1997). Las amplitudes de los componentes semidiurnos son mayores en esta región que en la región de La Paz y por el contrario, las amplitudes de los componentes diurnos son mayores en la región de La Paz.

Tabla 3.2 Amplitud y periodo de los principales componentes armónicos de la marea en la región de Los Cabos, B.C.S.

Armónico	Amplitud (m)	Periodo (Hrs.)	Fase (grados)
M_2	0.368	12.42	252.5
S_2	0.237	12	252.0
K_1	0.222	23.93	78.9
O_1	0.152	25.81	72.0

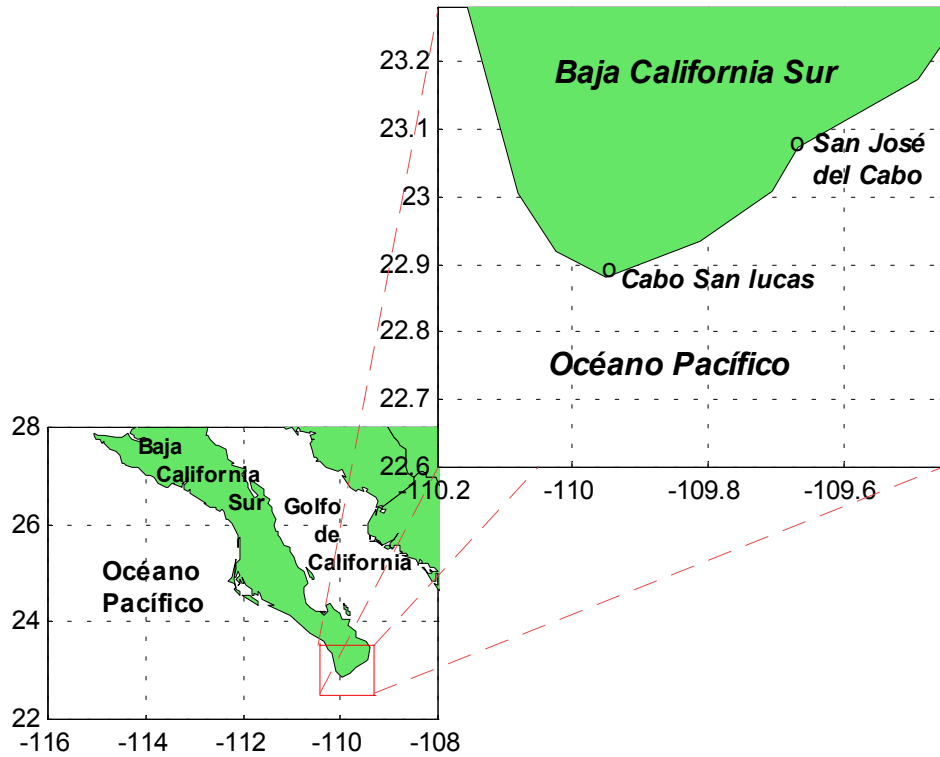


Fig. 3.6. Ubicación de la región de Los Cabos en la Península de Baja California.

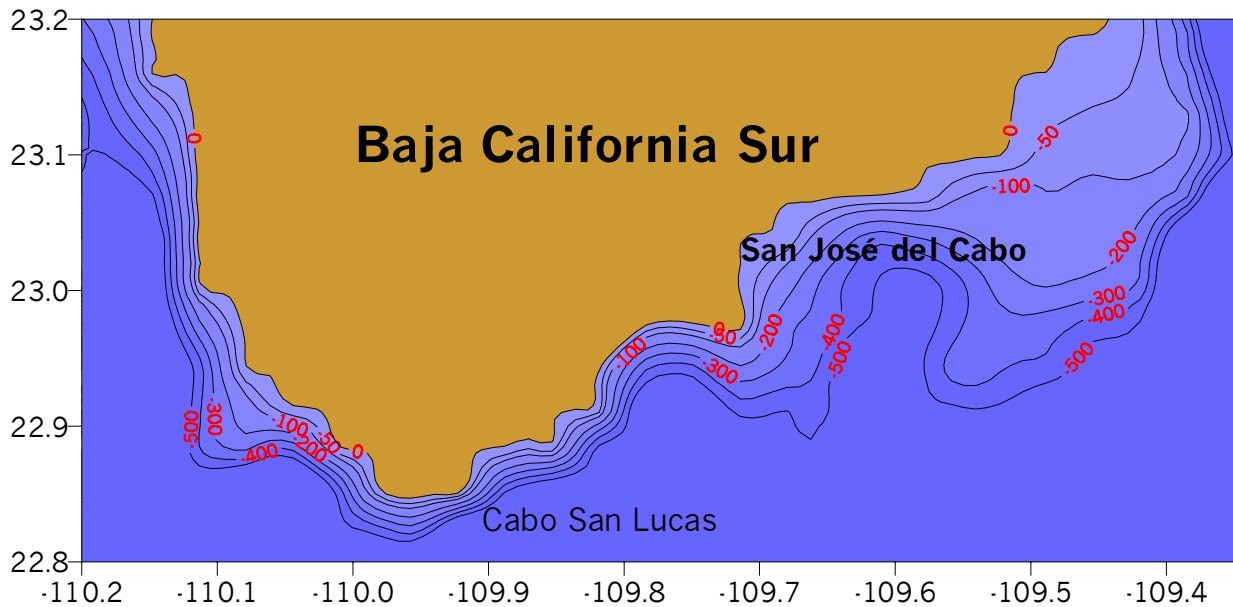


Fig.3.7 Batimetría de las inmediaciones costeras de la región de Los Cabos

3.3.- APLICACIÓN DEL MÉTODO DE SEPARACIÓN DE ARMÓNICOS DE GODÍN PARA LA OBTENCIÓN DE ANOMALÍAS DE NIVEL RELACIONADAS CON ONDAS DE TORMENTA.

En los registros del nivel del mar, una onda de tormenta de varios días de duración puede ser identificada aplicando a los datos de nivel del mar un filtro numérico de paso-bajo, el cual puede eliminar oscilaciones periódicas en las bandas de marea diurna, semidiurna y de periodos mayores. Esta filtración, sin embargo, puede eliminar componentes de onda en escala de tiempo menor a un día, incluyendo cambios en la amplitud y fase de las constituyentes de marea, las cuales pueden originarse de la interacción entre el surge y la marea. La alternativa es sustraer a los registros de nivel la predicción de marea, la cual puede obtenerse mediante un análisis armónico de las observaciones propuesto por Godin (1972). Este análisis tiene como fin determinar la amplitud y la fase de cada una de las componentes de marea para la región en estudio, y se describe en el apéndice 2.

Con las constantes armónicas obtenidas, se calcula un pronóstico para el periodo en estudio. El pronóstico obtenido se sustrae de la serie de tiempo observada de las variaciones de nivel, obteniendo los residuales. Sin efecto de surge, el comportamiento de los residuales debe ser aleatorio alrededor del cero con una pequeña dispersión y sin ningún patrón de comportamiento. Los valores residuales que salen de éste comportamiento se consideran anómalos y se deben a diversas causas, como fallas o cambio del nivel de referencia del mareografo o a eventos especiales como el impacto de las tormentas. Una vez identificadas las anomalías, se procede a verificar su procedencia, investigando la ocurrencia de eventos relevantes en las fechas correspondientes.

Con el fin de determinar el efecto de la onda de tormenta en el nivel del mar para la región de La Paz y Los Cabos, se estudiaron las series de datos históricos del nivel del mar para estas regiones. Las series fueron obtenidas de los archivos del Instituto de Geofísica de la UNAM y del CICESE. Los datos están dados en intervalos de una hora.

Hasta 1983, la estación mareográfica La Paz se encontraba localizada en la Ensenada de La Paz, a los $24^{\circ} 9'$ latitud norte y a los $110^{\circ} 20'$ de longitud oeste. Actualmente, a partir de 1997, ésta se localiza en el puerto de Pichilingue, a los $24^{\circ} 15'$

N y 110°19' W. Los registros históricos existentes para esta estación son de 1952 a 1974, de 1982-1983 y de 1997-2001.

La estación Los Cabos se localiza a los 22° 53' N y 109° 55' W y se cuenta con registros de 1973 a 1977, de 1980 a 1982, de 1984 a 1985 y de 1987 a 1997. La ubicación de las estaciones se presenta en las figuras 3.2 y 3.4.

Desafortunadamente estos registros, tanto para la estación La Paz como para la estación Los Cabos, presentan datos faltantes, que en muchos de los casos corresponden a los meses comprendidos entre julio y octubre que son los de interés para este análisis. Las series que cuentan con la información completa para las fechas de interés, y en las cuales se detectan variaciones de nivel asociadas a tormentas tropicales son las de 1959, 1974, 1983 y 1998 para la estación La Paz y las de 1976, 1977, 1983, 1995 y 1996, para la estación Los Cabos, estas series se muestran en la figura (3.8)

Con el fin de identificar variaciones de nivel no periódicas, asociadas con ciclones tropicales, cada una de las series fue analizada empleando el método de separación de armónicos de Godin, anteriormente descrito. El análisis se realizó empleando el programa SPLR2 (Sea Level Data Processing on IBM-PC compatible computers) creado en el Centro Nacional de Datos Oceanográficos (National Oceanographic Data Center) y el Centro del Nivel del Mar de la Universidad de Hawai (University of Hawaii Sea Level Center). Con este programa se obtienen la amplitud y la fase de 60 componentes armónicos, así como el pronóstico y los residuales de cada serie. La figura 3.9 muestra la gráfica del pronóstico y los residuales obtenidos para la serie de 1996 en la estación los Cabos.

Los residuales obtenidos fueron filtrados mediante un filtro de paso bajo propuesto por Godin (1972), el cual está dado por:

$$S(t) = \frac{1}{25} \frac{1}{24} S_{25}^2(t) S_{24}(t) \quad <3.1>$$

donde S_n es un operador que denota la suma de n elementos consecutivos. La figura 3.10 muestra los residuales observados en la figura 3.9, después de aplicar el filtro anteriormente descrito.

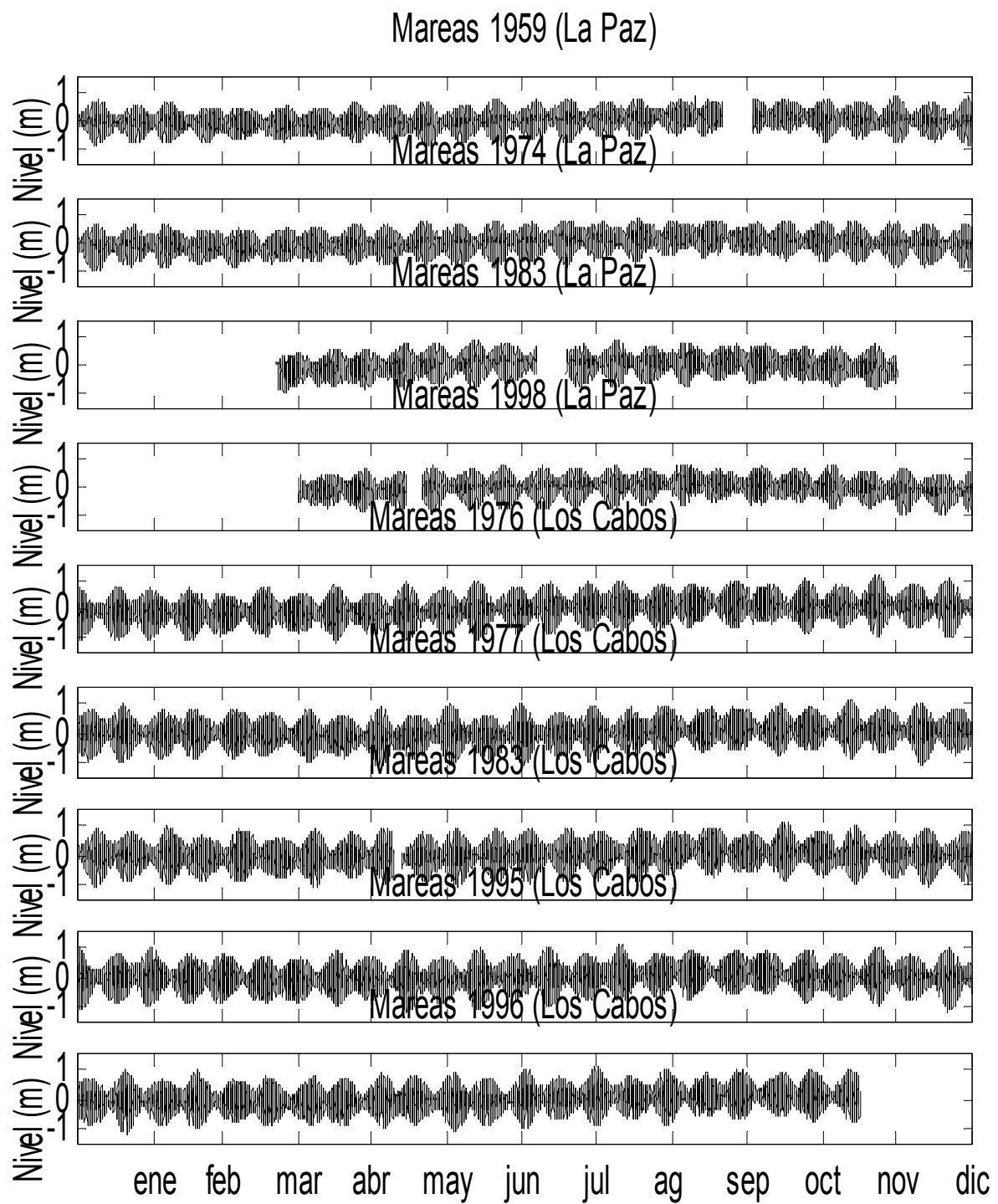


Figura 3.8 Series de los años 1959, 1974, 1983 y 1998 obtenidas del mareógrafo de la estación La Paz y series de los años 1976, 1977, 1983, 1995 y 1996 obtenidas del mareógrafo de la estación de Cabo San Lucas.

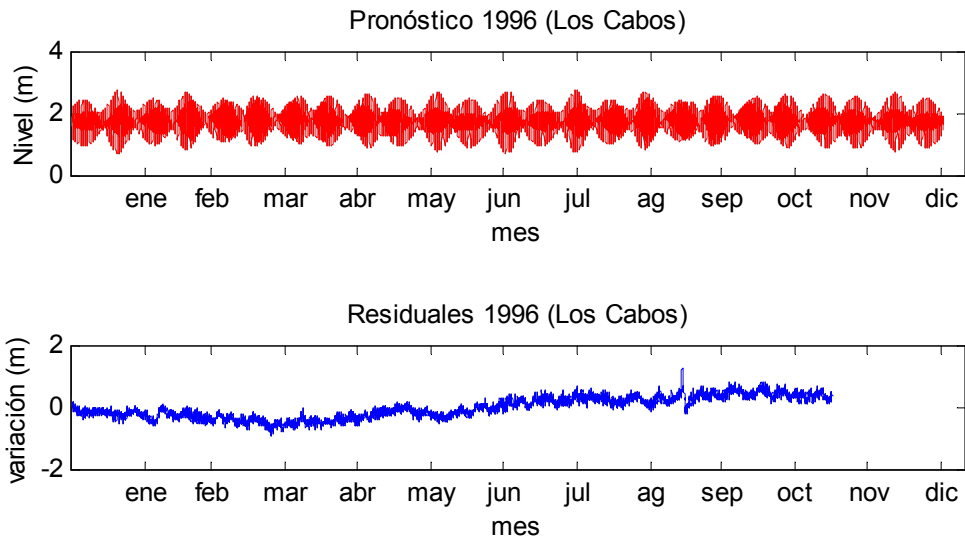


Figura 3.9 Pronóstico y residuales obtenidos para la serie de 1996 en la estación Los Cabos

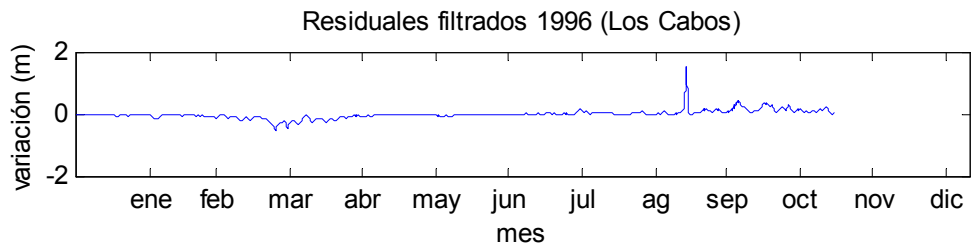


Figura 3.10 Residuales filtrados de la serie de 1996 de la estación Los Cabos

En las series de residuales correspondientes a la estación La Paz, el periodo de datos comprendido entre 1952 y 1966 corresponde a una etapa en la cual no todos los ciclones eran detectados y su intensidad no podía ser medida con precisión. Sin embargo, en la serie correspondiente a 1959 se identifica una elevación de nivel de aproximadamente 90 cm (fig. 3.11), asociada con el paso del huracán 10 que se desarrolló del 4 al 11 de septiembre y alcanzó la categoría 1. Este huracán entró a la Península por Los Cabos y atravesó la Bahía de la Paz con dirección noroeste, continuando su travesía por dentro de la Península hasta la Laguna Ojo de Liebre donde tocó aguas del Pacífico y reingresó a tierra hasta desvanecerse en el Norte de Baja California (fig. 3.12). Su paso por la Bahía de La Paz fue rápido pero el impacto en la región fue de consideración.

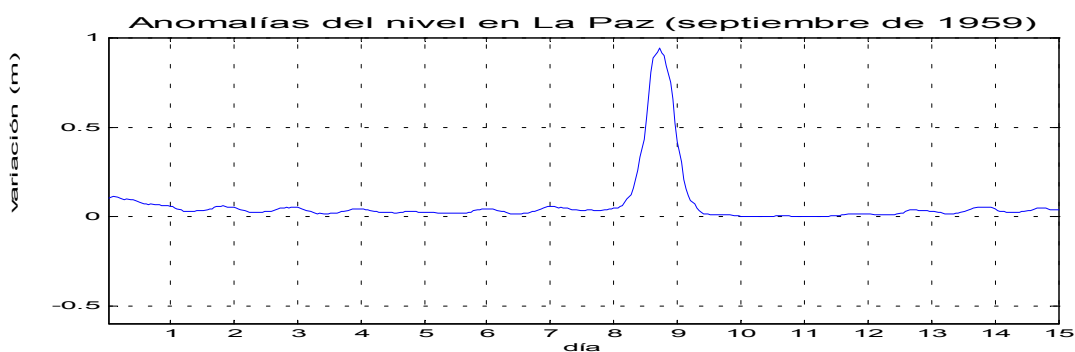


Figura 3.11 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 1 al 15 de septiembre de 1959, durante el paso del huracán número 10.

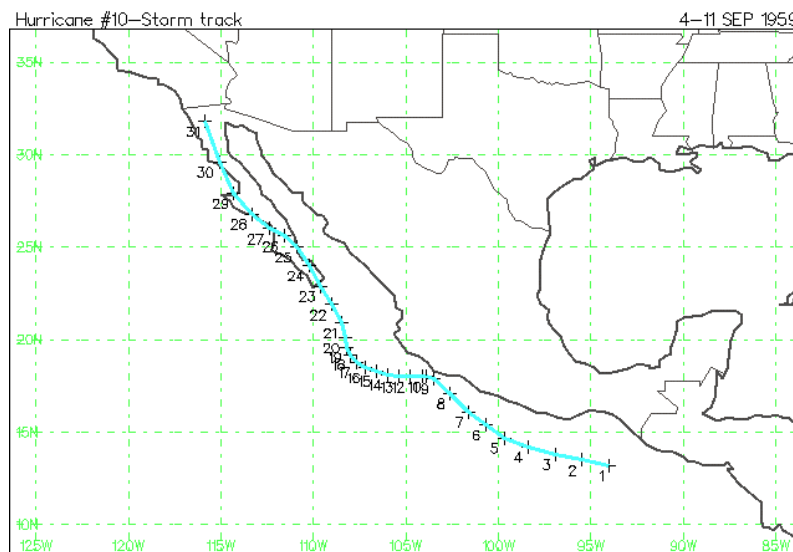


Figura 3.12 Trayectoria del huracán nº 10, que tuvo lugar del 4 al 11 de septiembre de 1959, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

En el análisis de la serie de residuales de 1974 también se observan variaciones de nivel anómalas. La figura 3.13 muestra los residuales de ésta serie, entre el 19 de septiembre y el 1 de octubre de ese año, donde se observa una elevación de más de 50 cm entre el 21 y el 25 de septiembre, fecha en que tuvo lugar el huracán Orlene de categoría 1. La trayectoria y los cambios de intensidad de Orlene se muestran en la figura 3.14, donde puede observarse que este huracán recurvó hacia el noreste antes de ingresar al Golfo de California, sin embargo sus efectos se reflejan en el nivel del mar, dentro de la Bahía, ya que en el momento que tocó tierra en Sinaloa, presentaba su máxima intensidad.

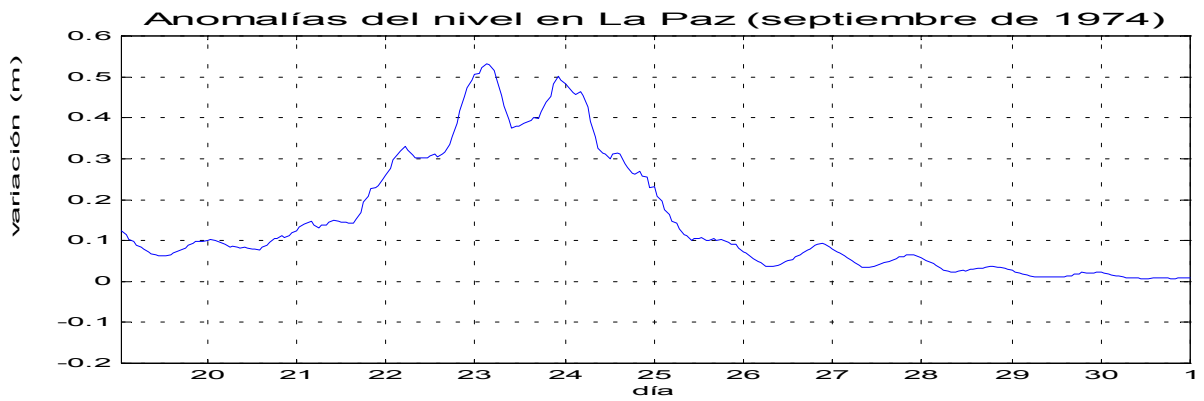


Figura 3.13 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 20 al 30 de septiembre de 1974, durante el paso del huracán **Orlene**.

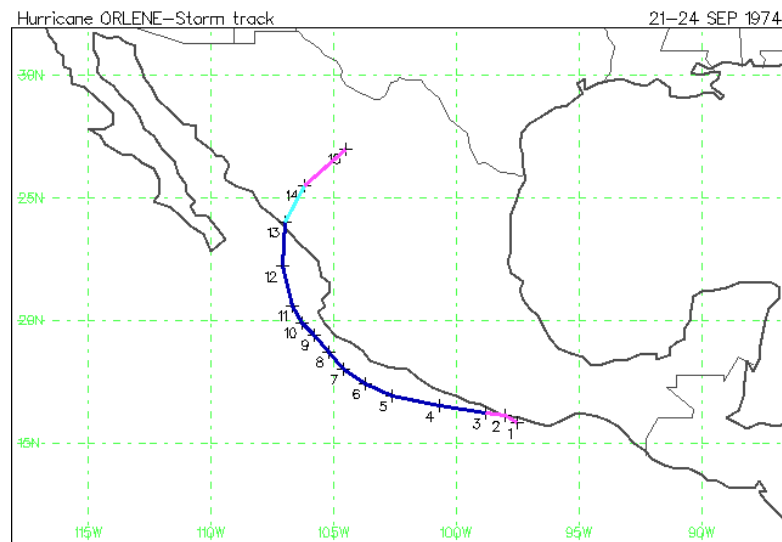


Figura 3.14 Trayectoria del huracán **Orlene**, que tuvo lugar del 21 al 24 de septiembre 1974, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lanso de seis horas.

Entre el 11 y el 19 de octubre de 1983 el huracán Tico se acercó a la Península de Baja California (Fig. 3.16), generando una elevación en el nivel del mar de la Bahía de La Paz. Analizando las serie de variaciones de nivel para este año (fig. 3.15), se identificada en los residuales del mes de octubre una elevación anómala, con una magnitud de aproximadamente 40 cm.

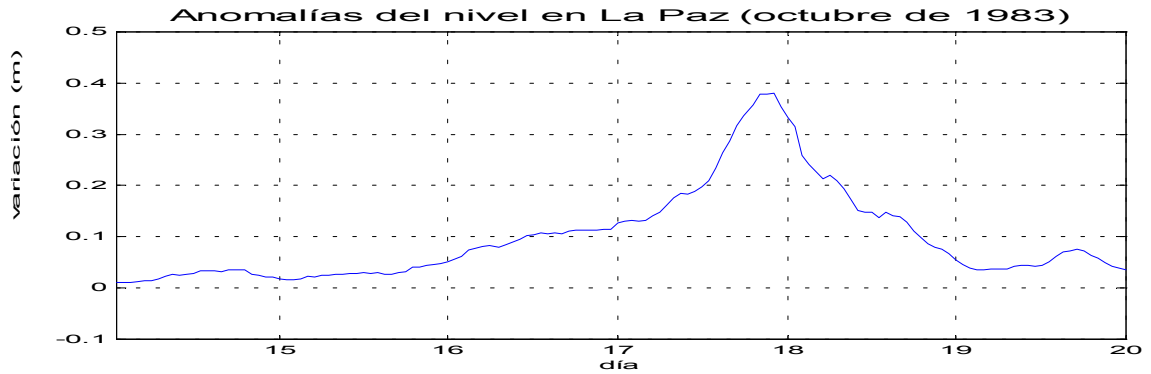


Figura 3.15 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 14 al 20 de septiembre de 1983, durante el paso del huracán **Tico**.

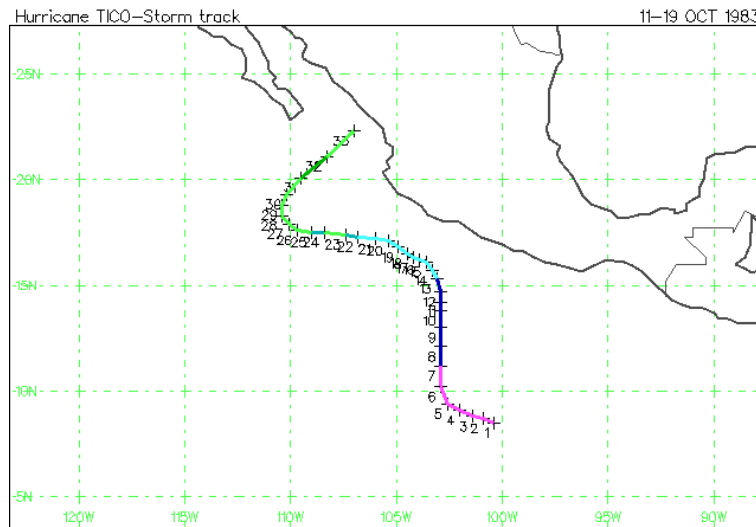


Figura 3.16 Trayectoria del huracán **Tico**, que tuvo lugar del 11 al 19 de octubre 1983, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

En los residuales para el mes de septiembre de 1998 (fig. 3.17) puede observarse una elevación de aproximadamente 45 cm entre el 1 y 3 de septiembre, la cual se asocia con el paso del huracán Isis (fig. 3.18). Este huracán de categoría 1

atravesó el Golfo de California con dirección norte y pasó a menos de 200 km de la Bahía de La Paz.

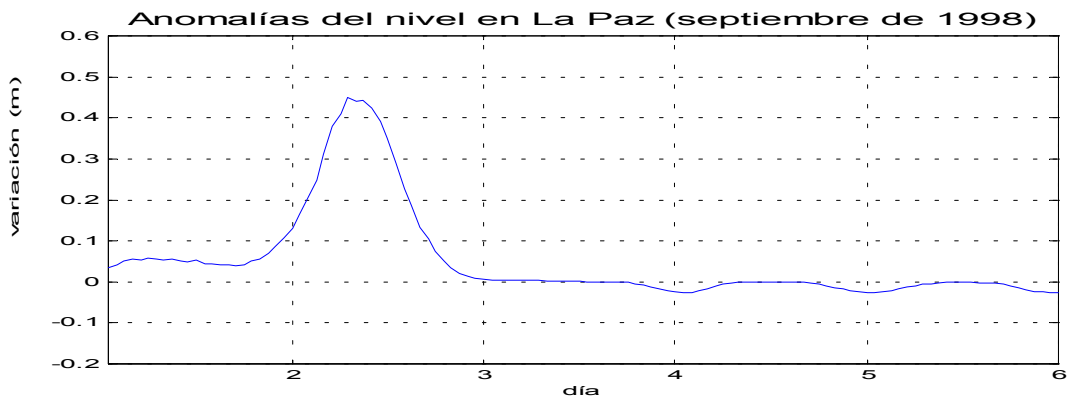


Figura 3.17 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 1 al 6 de septiembre de 1998, durante el paso del huracán **Isis**.

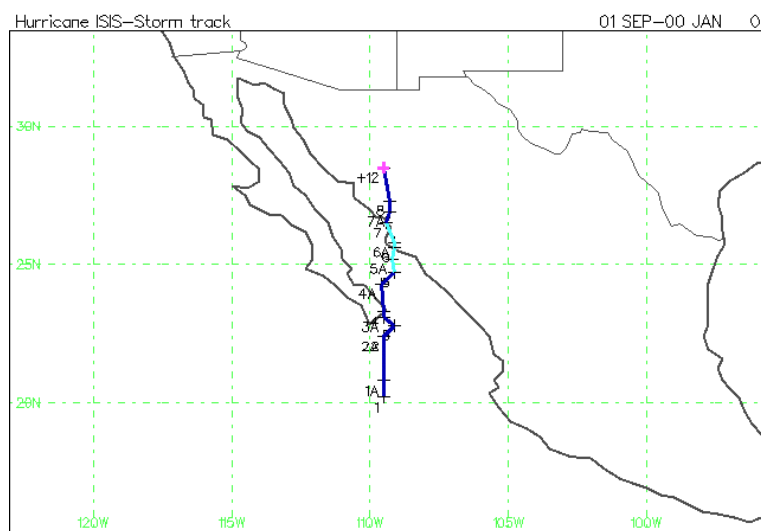


Figura 3.18 Trayectoria del huracán **Isis**, que tuvo lugar del 1 al 3 de septiembre 1989, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir-Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

Por otro lado, en los residuales del nivel del mar para la estación Los Cabos se identifican también algunas sobre elevaciones relacionadas con ciclones tropicales, las cuales se describen a continuación:

El análisis de la serie de residuales de 1976 (figura 3.19) muestra, a finales del mes de septiembre y principios de octubre, una sobre elevación de aproximadamente 80 cm, con una caída en el nivel de poco más de 50 cm. Estas anomalías están asociadas con el paso del Huracán Liza (fig. 3.20), el cual inició su recorrido a las 18 hrs el 25 de septiembre, a los 13° N y 107° W, viajando inicialmente hacia el oeste y recurvando a las 24 horas hacia el norte. Con ésta dirección y una intensidad de categoría 4 entró al Golfo de California, pasando a 110 km de Cabo San Lucas y a 190 km de La Paz. Su velocidad de traslación en las cercanías de las costas de Baja California Sur fue de 23 km/h y sus vientos máximos de 220 km/h. El paso de este huracán cerca de las costas de BCS, dejó grandes pérdidas humanas debido a la fuerza de sus vientos, pero principalmente debido a la inundación producida por las grandes precipitaciones.

En los residuales para septiembre y octubre de este año, la anomalía de nivel (fig. 3.19) empieza a formarse el 26 de septiembre pero se hace significativa el día 29, alcanzando su máximo (80 cm) el día 30, cuando el huracán se encuentra más cerca de las costas. Después del paso del ojo del huracán, la onda empieza a decaer por el cambio de dirección del viento, alcanzando su punto mínimo el 1 de octubre. Una vez desvanecido el huracán, el agua comienza a recuperar su nivel inicial.

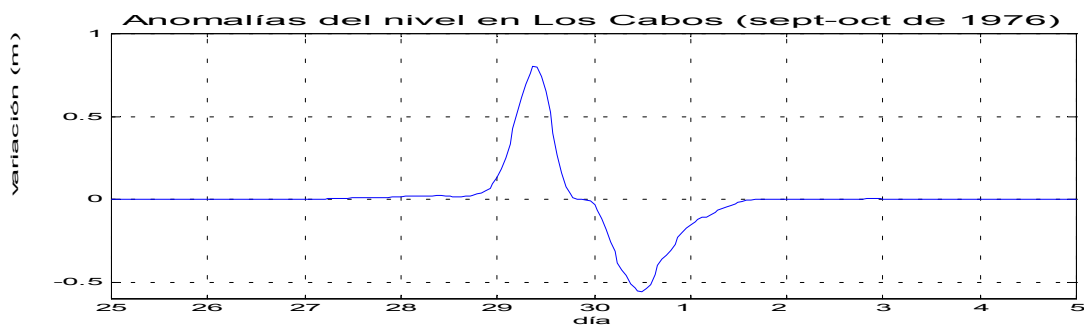


Figura 3.19 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 22 de septiembre al 5 de octubre de 1976, durante el paso del huracán **Liza**.

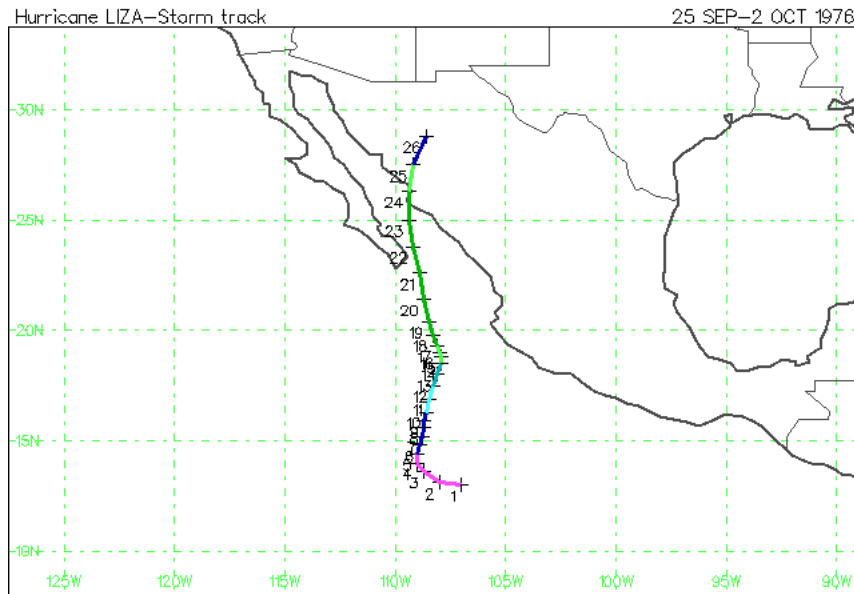


Figura 3.20 Trayectoria del huracán **Liza**, que tuvo lugar del 22 de septiembre al 2 de octubre de 1976, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

En los residuales para el mes de agosto de 1977 (figura 3.21) se observan anomalías en el nivel que alcanzan los 40 cm. Estas anomalías se relacionan con el paso del huracán Doreen (fig. 3.22), el cual se inició el 13 de agosto a los 17.6° N y 106.5° W, viajando con dirección noroeste, paralelo a las costas de México. La máxima categoría que alcanzó es 1, misma con la que se acercó a las costas de la Península, con vientos máximos de 120 km/h. Su velocidad de desplazamiento cerca de las costas de BCS fue de 23 km/h. El 13 de agosto comienza a incrementarse el nivel, alcanzando su máximo el 16 de agosto, cuando el huracán pasó más cerca de las costas de BCS. El nivel comienza a decaer el mismo día, después de que el ojo del huracán ha pasado, debido al cambio de dirección del viento.

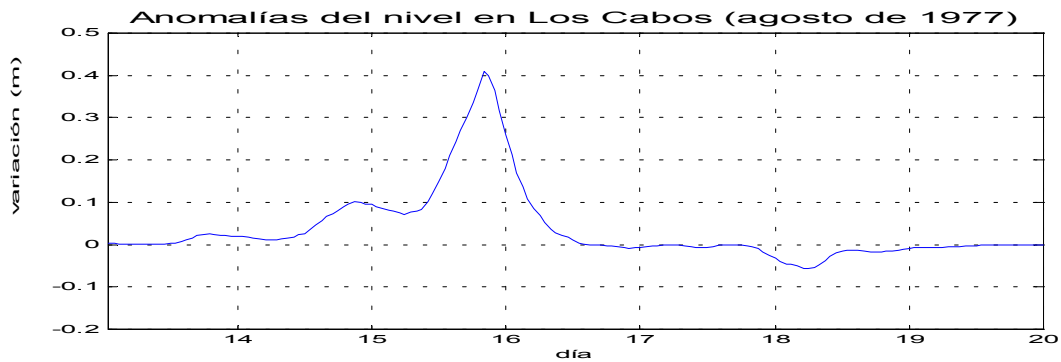


Figura 3.21 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 10 al 20 de agosto de 1977, durante el paso del huracán **Doreen**.

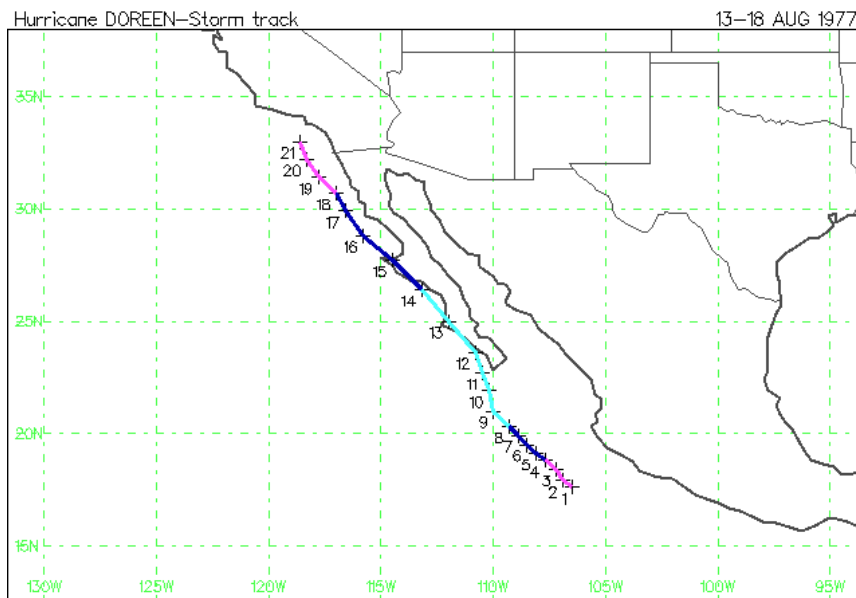


Figura 3.22 Trayectoria del huracán **Doreen** que tuvo lugar del 13 al 18 de agosto de 1977 alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

El análisis de residuales de 1993 (fig. 3.23) muestra una elevación en el nivel del mar en los primeros días de septiembre asociada con el huracán Lidia. Este huracán (fig. 3.24) se inició el 8 de septiembre a los 10.6° N y 94.8° W, con dirección noroeste y recurvó hacia el noreste a los 20.4° N 109.8° W, pasando paralelo a las costa de Los Cabos a una distancia de 110 km, con categoría 2 y vientos de 160 km/h. Su velocidad

de desplazamiento cerca de la costa de BCS es de 30 km/h. La intensidad máxima que alcanzó fue de categoría 4.

En los residuales de septiembre se observa que al iniciarse el huracán Lidia, el 8 de septiembre, el nivel comienza a incrementarse y alcanza su máximo, cerca de 50 cm, en las primeras horas del día 13, cuando el huracán Lidia pasó frente a las costas de Los Cabos. Una vez que el ojo del huracán ha pasado se inicia la recuperación de su nivel original.

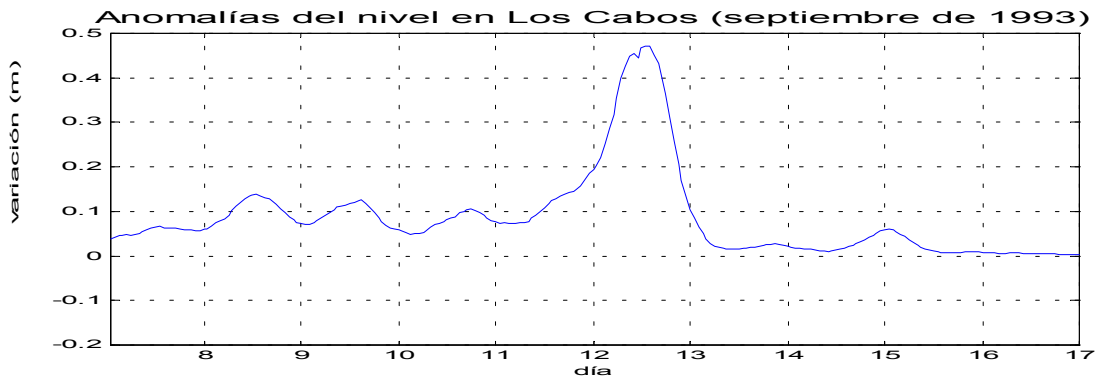


Figura 3.23 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 4 al 15 de septiembre de 1993, durante el paso del huracán **Lidia**.

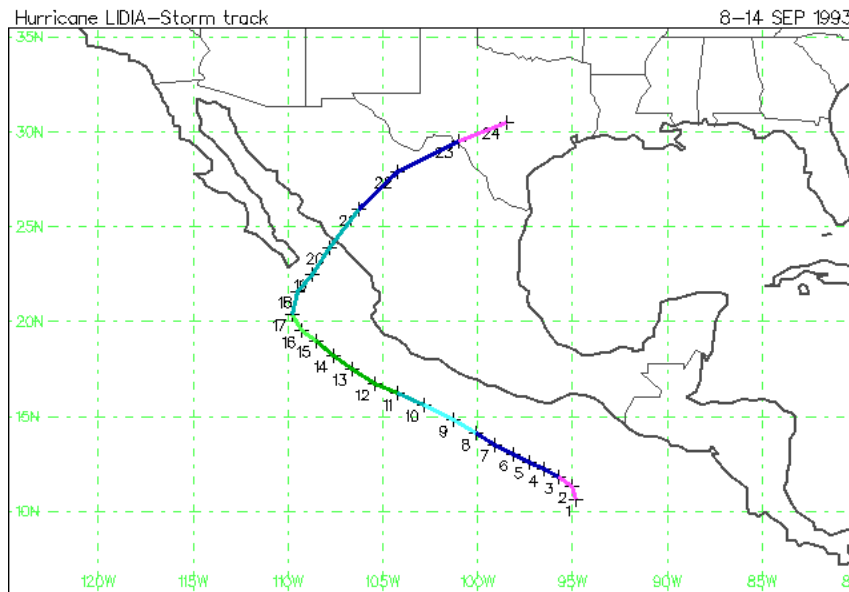


Figura 3.24 Trayectoria del huracán **Lidia** que tuvo lugar del 8 al 14 de septiembre de 1993, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

El análisis de residuales para 1995 muestra dos variaciones anómalas asociadas a ciclones tropicales. La primera en agosto (figura 3.25), asociada al huracán Flossie (figura 3.26), y otra en septiembre (figura 3.27), asociada al huracán Henriette (figura 3.28).

El 7 de agosto se formó el huracán Flossie, iniciando su viaje a los 15.2° N y 104.2° W con dirección noroeste. Flossie alcanzó la categoría 1 y pasó con ésta intensidad a 220 km de Cabo San Lucas, con vientos de 130 km/h y velocidad de traslación de 23 km/h. La sobre elevación en el nivel se inicia el 8 de septiembre y alcanzó su máximo (18 cm) el día 10, cuando el huracán se encontraba en su punto mas cercano a las costas de Los Cabos.

El huracán Henriette se inició el 1 de septiembre, a los 15.7° N y 103.8° W, viajó hacia el noroeste y 24 horas después cambió su rumbo, dirigiéndose hacia el Norte, 48 horas mas tarde recurvó nuevamente hacia el noroeste (fig. 3.33). Henriette tocó tierra cerca de Cabo san Lucas el 4 de septiembre, con vientos de 160 km/h (categoría 2). Su velocidad de traslación promedio fue de 23 km/h. La magnitud de la onda de tormenta registrada para este huracán es cercana a los 50 cm.

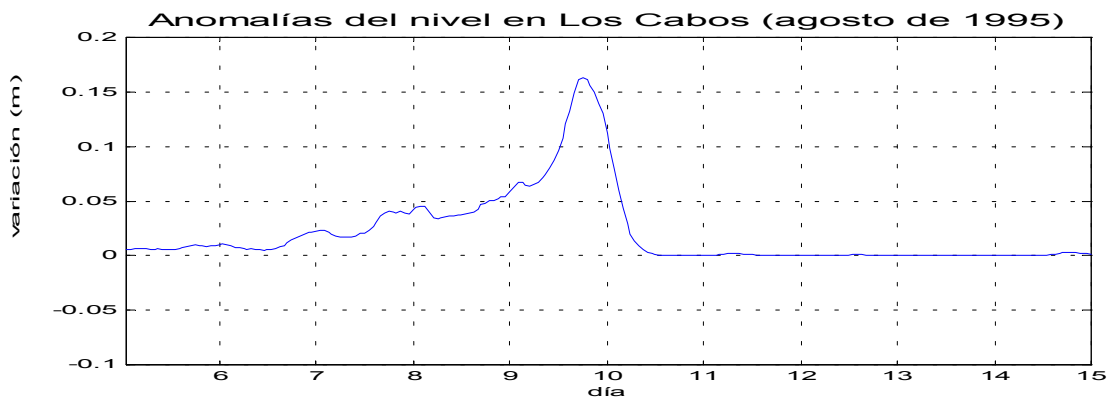


Figura 3.25 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 4 al 16 de agosto de 1995, durante el paso del huracán **Flossie**.

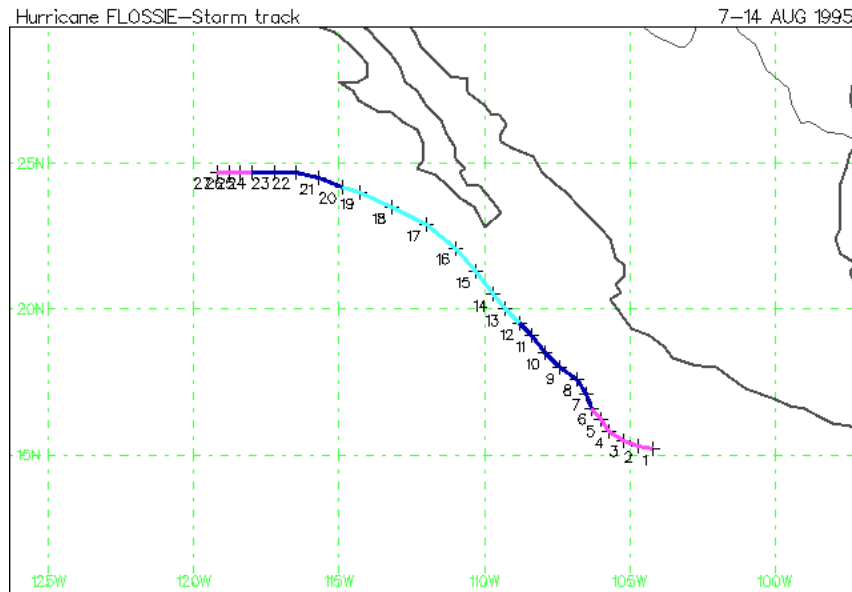


Figura 3.26 Trayectoria del huracán **Flossie** que tuvo lugar del 7 al 14 de agosto de 1995, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

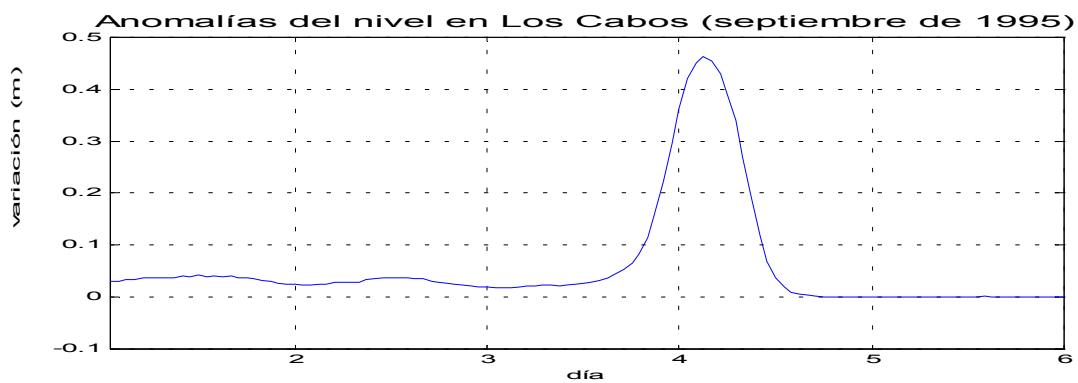


Figura 3.27 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 29 de agosto al 17 de septiembre de 1995, durante el paso del huracán **Henriette**.

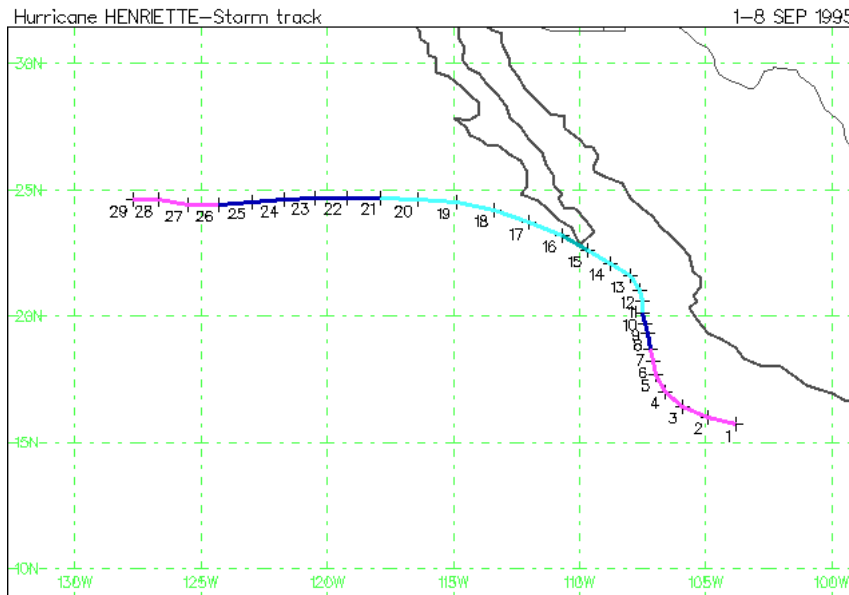


Figura 3.28 Trayectoria del huracán **Henriette**, que tuvo lugar del 1 al 8 de septiembre 1995 alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

En septiembre de 1996 se observa otra importante sobre elevación (figura 3.29), que se asocia con el paso del huracán Fausto (figura 3.30). Este huracán se formó el 10 de septiembre a los 14.3° N y 101.9° W, viajando hacia el noroeste hasta los 21.1° N y 110.4° W, donde inició su recurvamiento hacia el noreste; pasó a 100 km de Cabo San Lucas y cruzó la Península de Baja California, atravesó el Golfo de California, pasando por la parte sur de la Bahía de la Paz. Aunque alcanzó la categoría 3, a las costas de BCS llegó con categoría 2 (vientos de 165 m/h) y una velocidad de traslación de 16 km/h. La onda de tormenta en los registros de nivel, se inicia el 12 de septiembre y alcanza su máximo de poco mas de 60 cm el día 13, cuando el huracán se encuentra en su punto más cercano a Cabo San Lucas.

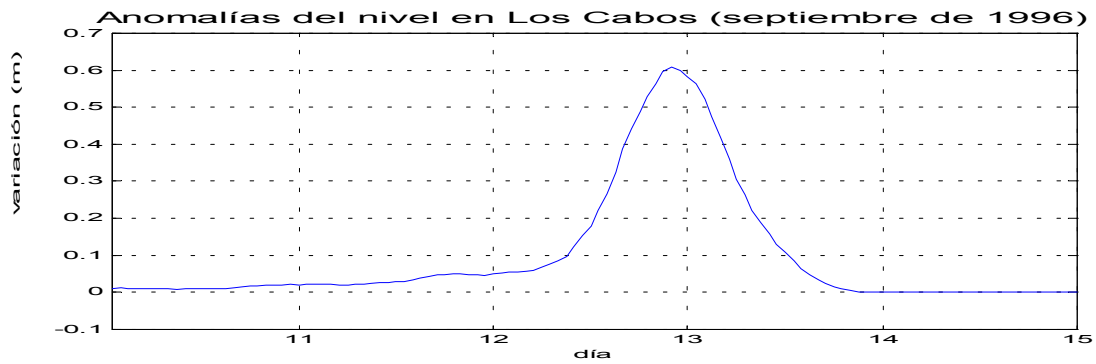


Figura 3.29 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 7 al 15 de septiembre de 1996, durante el paso del huracán **Fausto**.

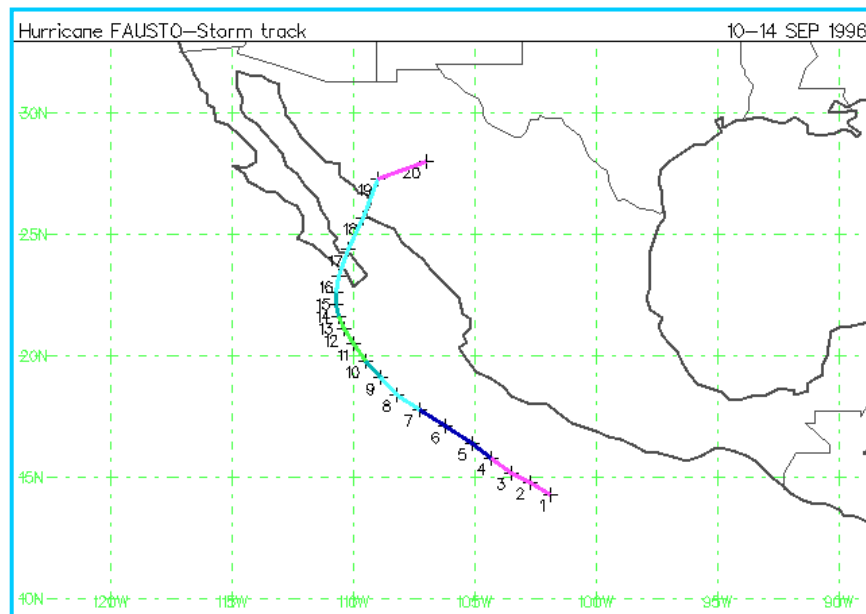


Figura 3.30 Trayectoria del huracán **Fausto**, que tuvo lugar del 10 al 14 de septiembre 1996, alcanzando categoría 3 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

3.5.- CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran que la magnitud y duración de la onda de tormenta dependen de la intensidad, la trayectoria, la velocidad de traslación y la distancia de la tormenta a la costa. Dos tipos de onda se observan: Aquellas que generan un incremento en el nivel, cuya magnitud depende de la intensidad con que se acerque la tormenta a las costas, retornando a su nivel de equilibrio una vez que la tormenta se aleja (figura 3.31 a). Un segundo tipo son aquellas que producen un aumento de nivel al acercarse la tormenta al las costas, seguido de una baja en el mismo o surge negativo al pasar el ojo de la tormenta por la región, dándose un cambio en la dirección del viento (figura 3.31 b).

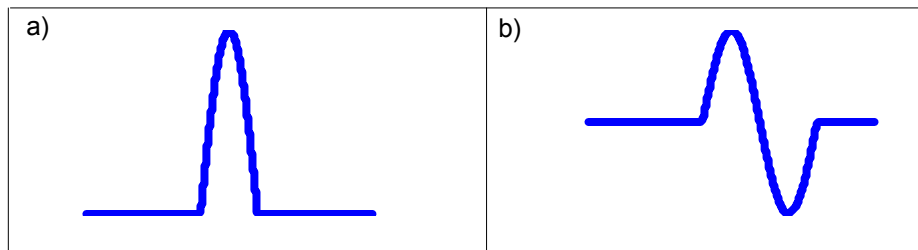


Figura 3. 31 Tipos de onda de tormenta que se observan en las costas de La Bahía de La Paz v la región de Los Cabos

En la estación La Paz se observa el primer tipo de ondas. Orlene (1974) y Tico (1983) se mueven con dirección noreste por la parte inferior del Golfo de California. Los vientos producidos por estos huracanes llegan a la región de La Paz siempre con dirección oeste y suroeste, por tal motivo no producen baja en el nivel en la estación La Paz. En el caso del huracán 10 (1959) e Isis(1989), se esperaría un baja de nivel una vez que el ojo ha pasado por la región, sin embargo esto no se observa, debido a que en el momento en que pasa el ojo por la región de La Paz, el huracán ya se ha debilitado y los vientos que llegan con dirección este son de baja intensidad. Es importante resaltar también, que estas observaciones son puntuales y no implican que el nivel se comporte de la misma manera en toda la región.

En la estación ubicada en Cabo San Lucas se observa una baja en el nivel en la serie de residuales para 1976, durante el paso del huracán Liza. Esta baja se da al situarse el huracán al norte de la región de Los Cabos, generando vientos con dirección sur- sureste

En la estación La Paz se identifican elevaciones máximas de nivel asociadas al paso de un huracán que alcanzan 1m, como es el caso de la serie de septiembre de 1959, durante el paso del huracán No. 10. En la estación Los Cabos la mayor elevación observada es de aproximadamente 75 cm, asociada con el paso del huracán Liza en septiembre de 1976. No obstante, las series existentes son insuficientes, faltando series importantes como la asociada con el paso del huracán Liza en septiembre - octubre de 1976 en la estación La Paz.

La geometría de la costa, forma y pendiente del fondo en la zona costera de Los Cabos no favorecen grandes elevación de nivel por la tensión de viento: el agua no puede concentrarse debido a que es una zona abierta, por lo cual se forman corrientes a lo largo de la costa.

Las observaciones mareográficas nos permiten conocer la magnitud de la onda de tormenta en las inmediaciones del punto donde se localiza el mareógrafo, pero no nos permiten conocer el comportamiento de las mismas en toda una región.

CAPÍTULO 4

MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DEL IMPACTO DE ONDAS DE TORMENTA EN LA REGIÓN

4.1.- INTRODUCCIÓN

Debido a la importancia de conocer el posible impacto de las ondas de tormenta en las costas, se han desarrollado modelos numéricos que permiten pronosticar las variaciones del nivel del mar en la zona costera. Existen áreas muy sensibles a sufrir el efecto de las tormentas y es aquí, donde los modelos numéricos han jugado un papel importante en el establecimiento de zonas de riesgo y en el diseño de estructuras costeras.

Los modelos que se han desarrollado para el estudio de ondas de tormenta han sido en dos y tres dimensiones. Los modelos de dos dimensiones son los que con mayor frecuencia se han utilizado para el estudio de ondas de tormenta, debido a que el comportamiento de las aguas de la plataforma se considera barotrópico, aunque esta situación no es del todo cierta en presencia de ondas de tormenta, ya que la energía cinética generada por la fricción del viento en la superficie es comunicada a grandes profundidades. Sin embargo, la predicción de variaciones del nivel del mar, ocasionadas por ondas de tormenta, depende más de la calidad de la entrada de los datos que de lo sofisticado del modelo (Mathew *et al.*, 1996).

Entre los trabajos dirigidos a la modelación de ondas de tormenta, que han empleado modelos bidimensionales basados en las ecuaciones hidrodinámicas verticalmente integradas, se encuentra el de Banks (1974), quien empleó, con buenos resultados, este tipo de modelos para investigar la interacción entre el surge y la marea en el Mar del Norte. Otros trabajos semejantes son los realizados por Mastenbroek (1992) y por Mastenbroek *et al.* (1993) también en el Mar del Norte, para determinar la influencia del oleaje en la generación y decaimiento de la onda de tormenta.

Martinsen y Gjevick (1979) realizaron un estudio de las ondas barotrópicas y las ondas de tormenta en la costa oeste de Noruega, mediante un modelo bidimensional, encontrando buena concordancia entre la amplitud del surge de tormenta obtenido mediante el modelo y las observaciones.

En la costa oeste de México, Gjevik y Merrifield (1990) estudiaron la respuesta de las aguas de la plataforma a tormentas tropicales, también mediante un modelo verticalmente integrado, encontrando que los resultados del modelo son semejantes a las observadas.

El efecto del incremento de la fricción con el fondo en aguas someras, debido a la circulación generada por ciclones tropicales, fue estudiado por Tang y Grimshaw (1996), empleando un modelo bi-dimensional en el cual incluyeron un criterio de rompimiento de ola en aguas someras.

En la región oeste de Alaska, las ondas de tormenta asociadas a la tormenta de octubre de 1992, fueron estudiadas por Blier *et al.* (1997), mediante un modelo verticalmente integrado. Ellos hacen la observación de que la precisión de los resultados del modelo, depende de la calidad de los datos de entrada.

También para las costas de Alaska, Hubbert y McInnes (1999) aplicaron este tipo de modelo en un estudio dirigido a la planeación costera y a los estudios de impacto relacionados con la inundación y circulación ocasionada por ondas de tormenta. La capacidad del modelo para predecir inundación y onda de tormenta fue demostrada en dos regiones geográficas distintas, bajo diferentes forzamientos meteorológicos.

Tang *et al.* (1996) realizaron un estudio basado en las ecuaciones hidrodinámicas verticalmente integradas, para mostrar que al incluir la marea en la modelación de ondas de tormenta, la sobre elevación del nivel del mar es generalmente menor que si simplemente se adiciona la marea astronómica al surge. Este hecho ha sido comúnmente explicado como debido a la interacción no lineal entre la onda de tormenta y la marea, pero ellos demuestran que este efecto se debe a la ley de fricción cuadrática con el fondo.

En un estudio de la onda de tormenta generada por el ciclón tropical Jane en 1983, Tang *et al.* (1997) observaron la propagación de ondas de la plataforma continental entre dos estaciones (North Rankin y North Gorgon), empleando un modelo bidimensional. Sin embargo sus observaciones muestran que las corrientes tienen una significativa estructura vertical, la cual atribuyen a procesos de fricción interna, mas que a una estructura vertical. Este hecho fue probado anteriormente por Hearn y Holloway (1990). Por lo tanto, aseguran, el modelo verticalmente integrado es apropiado para la identificación de ondas de la plataforma continental.

Existen muchos trabajos más que han empleado con buenos resultados los modelos bi-dimensionales en el estudio de diferentes aspectos de las ondas de tormenta, entre los cuales se pueden mencionar los de Reid y Bodine (1968), Yeh y Chou (1979), Pritchard y DiLorenzo (1985), Davies y Jones (1993), Fandry y Steedman (1994), Mathew *et al.* (1996), Sheldon y Martin (1998), Forristall (1980), etc.

La solución de las ecuaciones hidrodinámicas, bajo ciertas condiciones dadas por la geografía del lugar, así como por la intensidad del viento y la presión atmosférica entre otras, proporciona una estimación de la elevación del nivel del mar y de la velocidad y dirección de las corrientes generadas. La solución de estas ecuaciones se encuentra en forma numérica mediante diversos métodos como el de diferencias finitas y el de elemento finito. El método de diferencias finitas es el más usado en el estudio de ondas de tormenta, debido a su fácil implementación. La mayoría de los trabajos anteriormente mencionados han empleado éste esquema de solución.

Aún cuando se ha observado que los modelos bidimensionales proporcionan buenos resultados en la modelación de ondas de tormenta, los modelos tridimensionales también se han empleado, aunque en pocos trabajos. Hean y Holloway (1990) modelaron, también con buenos resultados, el efecto de ciclones tropicales mediante un modelo tridimensional, en el noroeste de Australia. Otro trabajo importante en el cual se empleó un modelo tridimensional es el realizado por Heaps (1973) en el Mar de Irlanda

Se ha observado que los modelos tridimensionales no incrementan significativamente la exactitud en la estimación de la sobre elevación del nivel del mar y la circulación ocasionada por ondas de tormenta, de tal forma, que si la finalidad de un estudio es ésta, los modelos bi-dimensionales pueden arrojar buenos resultados y son mucho más fáciles de implementar.

Es por esto que, en el presente trabajo se emplea un modelo bidimensional basado en las ecuaciones hidrodinámicas. El modelo que se emplea es el *Wes Implicit Flooding Model* (WIFM) junto con el *Estandar Project Hurricane* (SPH), que pertenecen al *The Coastal Modeling System* (CMS), creado por el *Coastal Engineering Research Center*. Una descripción completa del paquete se encuentra en Cialone (1994).

El WIFM es un modelo verticalmente integrado para calcular circulación de marea y propagación de ondas de tormenta. El modelo resuelve aproximaciones en

diferencias finitas de las ecuaciones hidrodinámicas, para cambios en el nivel del mar y las velocidades verticalmente integradas. El SPH es un modelo que puede utilizarse para calcular la velocidad del viento y la presión atmosférica generada por huracanes. Los resultados obtenidos mediante el SPH son empleados por el modelo WIFM para estimar las variaciones nivel del mar y las corrientes generadas por un huracán, es decir, para simular las ondas de tormenta.

La aplicación de cualquier modelo requiere una clara comprensión de los procesos físicos que ocurren en el área de estudio, así como un conocimiento de las posibilidades del modelo para simular esos procesos. Es necesario, entonces, establecer cuales son los supuestos en que se fundamenta el modelo, de donde se derivan las limitaciones para su aplicación.

4.2 FUNDAMENTOS DEL MODELO WIFM

Dado que WIFM es un modelo bidimensional verticalmente integrado, puede emplearse únicamente cuando la columna de agua es barotrópica. El modelo supone condiciones de presión hidrostática, por lo cual no puede emplearse cuando el gradiente de temperatura y/o salinidad tienen un efecto apreciable en el movimiento del fluido, en comparación con fuerzas externas, es decir, el modelo puede aplicarse en lugares donde no existe aceleración vertical significativa del agua.

La longitud de onda mínima, que puede resolverse con el modelo, es igual al doble del ancho de la menor celda; sin embargo, la longitud de onda empleada en modelos de onda larga es muy grande. Dado que la teoría de onda de agua somera es válida sólo donde la profundidad del agua es menor a la mitad de la longitud de onda ($d/L < 0.5$), la mínima longitud de onda debe ser mayor o igual a 25 veces la profundidad.

El modelo WIFM supone que la aceleración del agua es pequeña en comparación con la aceleración de la gravedad y que el fluido es homogéneo e incompresible.

Con base en los supuestos mencionados, se establecen las ecuaciones hidrodinámicas de la siguiente forma

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial}{\partial x} (\eta - \eta_a) - fv - \frac{\tau_{sx}}{\rho d} + \frac{\tau_{bx}}{\rho d} + A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \quad <4.1>$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial}{\partial y}(\eta - \eta_a) + fu - \frac{\tau_{Sy}}{\rho d} + \frac{\tau_{By}}{\rho d} + A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = 0 \quad <4.2>$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(ud) + \frac{\partial}{\partial y}(vd) = 0 \quad <4.3>$$

donde

x, y son las variables de espacio,

t variable de tiempo,

η es la variación del nivel del agua, medido en relación a un nivel de referencia arbitrario,

η_a es la variación del nivel del agua, debido a la anomalía en la presión atmosférica,

h es la profundidad, medida en relación al mismo nivel de referencia,

d es la profundidad total ($h + \eta$),

ρ es la densidad del agua,

u, v son las componentes de velocidad en la dirección x, y ,

f es la fuerza de Coriolis,

g es la aceleración de la gravedad,

A_H es el coeficiente de viscosidad turbulenta

τ_{Sx}, τ_{Sy} son las componentes x y y de la fricción del viento en la superficie,

τ_{Bx}, τ_{By} son las componentes x y y de la fricción con el fondo,

Las ecuaciones <4.1> y <4.2> representan la forma no estacionaria de las ecuaciones de movimiento. La ecuación <4.3> es la ecuación de continuidad.

WIFM representa la fricción con el fondo, en la ecuación de momento para x , mediante la siguiente expresión cuadrática

$$\frac{\tau_{Bx}}{\rho} = \frac{gu}{F_z^2 d} (u^2 + v^2)^{1/2} \quad <4.4>$$

donde

F_z es el coeficiente de fricción de Chezy.

Una expresión análoga se utiliza para el momento y .

El coeficiente de fricción de Chezy es calculado por Manning como una función de la profundidad dada por

$$F_z = \frac{d^{1/6}}{n} \quad <4.5>$$

donde n es el coeficiente de arrastre y d es la profundidad.

El coeficiente de viscosidad turbulenta, A_H , describe la tasa de difusión de momento debido al movimiento del fluido. A_H puede ser constante o variable. Si A_H es variable, se calcula mediante

$$A_H = \frac{6d \left[g(u^2 + v^2)^{1/2} \right]}{F_z} \quad <4.6>$$

El esfuerzo del viento, τ_s , se define por

$$\tau_s = \rho_a D |W| \vec{W} \quad <4.7>$$

donde

ρ_a es la densidad del aire,

W es la intensidad del viento,

\vec{W} es el vector del viento

D es el coeficiente de arrastre determinado por la ecuación de Garratt:

$$D = \frac{(0.75 + 0.067\omega)}{1000},$$

<4.8>

donde

es la resultante de la velocidad del viento (m/s).

4.2.1.- Esquema numérico

Las derivadas parciales, dadas en las ecuaciones hidrodinámicas <4.1>, <4.2> y <4.3>, son representadas mediante diferencias finitas. La discretización del plano horizontal se da mediante una malla computacional. Cada celda tiene asociados los parámetros del campo de flujo. Las elevaciones del nivel del agua, se definen en el centro de cada celda, y las componentes de velocidad, verticalmente integradas, se definen en los lados de las celdas (fig.4.1).

La razón “paso de longitud sobre paso de tiempo” debe ser del mismo orden de magnitud que la celeridad de la onda de agua somera, para reproducir la propagación de la onda adecuadamente. Dado que, el tiempo que tarda en viajar una partícula de una celda a otra, depende tanto del ancho de la celda como de la celeridad de la onda, el intervalo de tiempo entre dos soluciones numéricas sucesivas, de las ecuaciones hidrodinámicas, deben ser elegidas cuidadosamente.

El criterio de Courant define la relación entre la celeridad de la onda y la velocidad:

$$\Delta t = \frac{C_r \Delta x}{\sqrt{gh}} \quad <4.9>$$

donde Δx es el tamaño de la celda mas pequeña en el dominio computacional

Δt es el paso o incremento de tiempo y C_r la constante de Courant. La experiencia ha mostrado que el valor para C_r debe ser menor o igual a 5. Valores mayores pueden provocar la divergencia de la solución numérica.

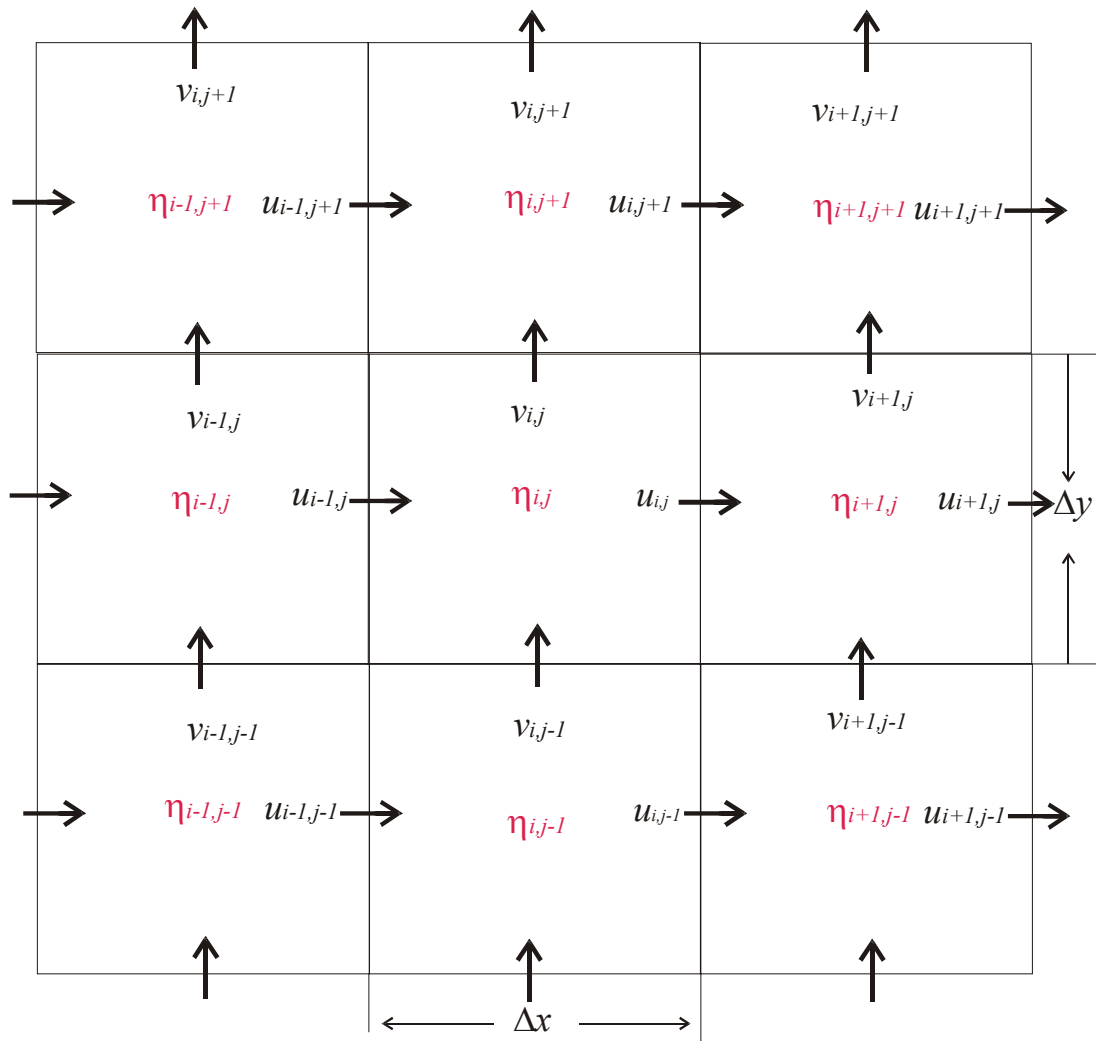


Figura 4.1 Definición del sistema de coordenadas y malla para un esquema de diferencias finitas. $\eta_{i,j}$ representa el nivel del mar en el i -ésimo renglón y j -ésima columna. $u_{i,j}$ y $v_{i,j}$ representan las velocidades en las direcciones x y y , respectivamente. Δx y Δy representan el paso de longitud en las direcciones x y y , respectivamente.

4.2.2.- Condiciones de frontera

La simulación numérica del fenómeno de flujo en regiones de la plataforma continental, requiere de la introducción de fronteras artificiales para limitar el dominio computacional. Este requerimiento demanda la especificación de condiciones a la frontera sobre tres fronteras artificiales (figura 4.2). A través de esas fronteras abiertas puede existir libre intercambio de masa, momento y energía, entre el océano abierto y el dominio computacional. A lo largo de esas fronteras, es necesario imponer condiciones que representen, con el mayor apego posible a la realidad, ese proceso de intercambio, con el fin de obtener simulaciones más reales. No existen observaciones de dicho proceso de intercambio durante tormentas, y modelar físicamente ese fenómeno es difícil.

Las condiciones de frontera se pueden aplicar mediante la determinación de los flujos a través de la frontera líquida o mediante la determinación de las variaciones de nivel en la frontera.

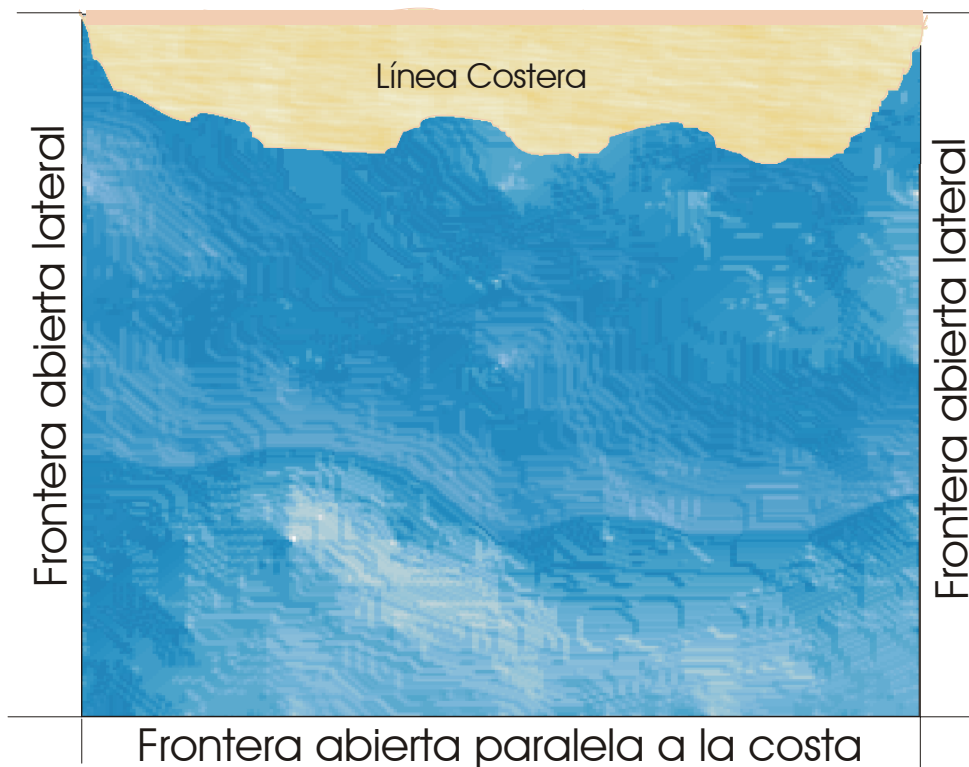


Figura 4.2.- Representación esquemática de las fronteras abiertas.

Para explicar algunos tipos de condiciones a la frontera, que han sido utilizados por algunos autores, supondremos, como condiciones iniciales, que antes de la introducción del estrés de viento, el océano se encuentra en reposo, esto es

$$\eta, u, v = 0 \quad \text{para toda } t \leq 0 \quad <4.10>$$

donde η es la elevación del nivel del mar sobre su valor no disturbado ($\xi - \bar{\xi}$).

Uno de los primeros trabajos relacionados con el estudio de ondas de tormenta es el de Welander (1961), quien emplea la condición de *Clamped*, la cual considera que la velocidad de fase de la onda C es cero a lo largo de la frontera abierta paralela a la costa. Esta condición es sumamente restrictiva ya que no permite que los valores de la frontera evolucionen en el tiempo con la solución interior. Esto elimina el flujo geostrófico normal para la frontera abierta pero permite la inducción de flujo de viento a través de las fronteras laterales.

La condición de gradiente cero empleada por Jelesnianski (1965) y Wanstrath et al. (1976), establece que

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad <4.11>$$

a través de una frontera abierta paralela al eje y .

Heaps (1973) sugiere que a través de una frontera abierta paralela al eje y

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \pm C \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad <4.12>$$

donde C se supone dada por

$$C = \sqrt{gh} \quad <4.13>$$

Esta condición es conocida como *condición de radiación de ondas de gravedad de Sommerfield*. El signo \pm en la ecuación <4.12> depende de la posición de la frontera

con respecto al dominio computacional y el sistema de coordenadas. Esta condición permite la propagación de energía exterior al interior del área de estudio en la forma de ondas progresivas.

Por su parte, Hebenstreit *et al.* (1980) y Blumberg y Kantha (1985) utilizan una modificación de la condición de radiación, en la cual

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \pm C \frac{\partial \eta}{\partial x} = -(\eta - \eta_0)/T_f \quad <4.14>$$

donde η_0 es una constante alrededor de la cual oscila el nivel del mar y T_f es la escala de tiempo de fricción. Si T_f es cercana a cero, la ecuación <4.14> es equivalente a la condición de Clamped y si T_f es muy grande, esta ecuación se transforma en la condición de radiación.

Orlanski (1976) propone un método para evaluar C usando valores ya calculados de la variable dependiente, para pasos anteriores de tiempo cerca de la frontera. Es decir

$$C = \begin{cases} 0 & \text{si } \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \leq 0 \\ \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) & \text{si } 0 < \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) < (\Delta x / \Delta t) \\ (\Delta x / \Delta t) & \text{si } \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \geq (\Delta x / \Delta t) \end{cases} \quad <4.15>$$

Δx es el incremento en x en la maya espacial y Δt el paso de tiempo.

Esta forma de evaluar C es modificada por Camerlengo y O'Brien (1980), quienes proponen que sea evaluada mediante

$$C = \begin{cases} 0 & \text{si } \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \leq 0 \\ \Delta x / \Delta t & \text{si } \mp \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} / \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) > 0 \end{cases} \quad <4.16>$$

Chapman (1985) investiga la influencia de varias condiciones en las fronteras transversales. El sugiere que las condiciones de Clamped y de gradiente cero deben evitarse en esas fronteras, ya que se comportan como perfectos reflectores de propagación de perturbaciones y sugiere el uso de la condición de Clamped únicamente en la frontera paralela a la costa.

En un estudio más reciente, Mathew *et al.* (1996) aplican diferentes condiciones a la frontera paralela a la costa, en un modelo de predicción de ondas de tormenta. En este trabajo introducen el uso de la condición de radiación, con el método de especificación de velocidad de onda propuesto por Orlandi (1976). Tanto la condición de Orlandi, como todas las que incluyen derivadas de η , al ser aplicadas, bajo forzamiento de viento uniforme, en la frontera paralela a la costa, conducen a una respuesta de ondas con crecimiento monótono poco realista. Con esto se tiene un continuo incremento de η en el tiempo, sobre toda la plataforma. La introducción de la especificación de velocidad de fase propuesta por Orlandi, en la condición de radiación de Heaps, produce una onda oscilatoria amortiguada parecida a la que se obtiene al aplicar la condición de Clamped.

La condición de Clamped, aplicada a la frontera paralela a la costa, es entonces la más adecuada, ya que arroja tan buenos resultados como la condición de Heaps-Orlandi y su implementación es más sencilla.

Desde otro punto de vista, Heemink y Metzelaar (1995) proponen el uso de procesos estocásticos para reducir el error en las condiciones de frontera abierta. Los resultados de sus experimentos muestran que en el caso determinista, se obtienen errores en las condiciones de frontera abierta, lo cual hace las estimaciones físicamente menos realistas y limitan la capacidad predictiva del modelo. Al introducir las condiciones estocásticas de frontera abierta, el modelo por sí mismo no mejora. Sin embargo, dicen, el error del modelo es ahora interpretado como el error en la condición de frontera abierta. Dado que esto es físicamente más realista, la capacidad predictiva del modelo se mejora.

Por otra parte, la frontera costera puede ser tratada desde dos puntos de vista. El primero es considerar la línea costera como una pared infinita, sobre la cual los niveles de agua pueden subir y bajar. La alternativa es tratar la superficie de contacto tierra-

agua como una frontera móvil con celdas que pueden ser inundadas por marea o por ondas de tormenta y secadas cuando el agua retrocede. El primer método es más simple de implementar y es conveniente en modelos que requieren poca resolución de la malla. El segundo método es más adecuado para pronósticos de alta resolución, así como para el análisis de niveles de inundación, para el estudio de ondas de tormenta y para la planeación costera (Hubert y McInnes 1999).

Cuando se considera la línea costera como una frontera móvil, es común suponer que la componente normal de la velocidad en este punto es cero y las celdas se definen inundadas o secas, de acuerdo a un criterio basado en la altura del agua en relación a la altura topográfica de los puntos de tierra adyacentes. Falconer y Owens(1987), mostraron que este método puede producir resultados inestables, particularmente cuando la resolución de la malla es reducida. Sin embargo, ellos muestran que un procedimiento de secado más forzado puede reducir este problema. Otros modelos que emplean esta aproximación son descritos por Reid y Bodine (1968) y por Yeh y Chou (1979). Por otra parte Sielecki y Wurtele (1970) desarrollaron un método para calcular nivel del agua por extrapolación lineal de las profundidades en la línea costera.

Hubert y McInnes (1999), desarrollaron un método para mojado y secado que depende, no sólo de la altura de la superficie del mar en relación a la topografía, sino también de la distancia recorrida sobre la línea costera, basándose en la velocidad de corriente más próxima a la misma. En este caso, la inclusión o exclusión de una celda puede tomar más de un paso de tiempo. Con esto, el ruido generado por la inclusión o exclusión de celdas es minimizado.

En el modelo WIFM, es posible utilizar tres tipos de fronteras:

Frontera abierta,

Frontera de tierra y agua,

Frontera de barrera de submalla.

La categoría de frontera abierta incluye fronteras de mar abierto en el borde de la malla computacional. El nivel del agua y/o la tasa de flujo para los puntos frontera son funciones de lugar y tiempo. Las condiciones a la frontera abierta incluyen las especificaciones de la elevación hidrostática calculada por el modelo SPH y una condición de flujo uniforme, donde los valores en la frontera son estimados por parámetros dentro de la malla

Las condiciones a la frontera abierta adicionales, incluyen especificaciones de la elevación hidrostática y condiciones a la frontera de flujo uniforme.

Las condiciones de frontera agua-tierra emplean aproximaciones deterministas para simular inundaciones y sequías de bajo terreno. Cuando el nivel del agua de la celda receptora excede un pequeño valor determinado, esta es incorporada al cálculo. Para asegurar que la masa se conserve en el sistema, un volumen igual de agua al adicionado a la celda receptora es sustraído de la celda donante. El algoritmo de secado es esencialmente inverso. Dado que el esquema de inundación y sequía transfiere agua de la celda residente en el dominio computacional del agua, a celdas fuera de este dominio, se generan discontinuidades o ruido en la solución del campo de flujo. El ruido también se genera cuando las celdas salen del dominio computacional. Ya que las celdas afectadas tienen por lo común un bajo nivel de agua, esto resulta en efectos de alta fricción con el fondo y el ruido es amortiguado en el cálculos de pasos de tiempo sucesivos. Una constante de tiempo, durante el cual la celda debe permanecer fuera (o dentro) del dominio computacional de agua, es impuesta con el fin de proporcionar tiempo suficiente para que la fricción del fondo amortigüe el ruido. La experiencia ha mostrado que un promedio de 5 min es suficiente para ondas de tormenta y de 20 minutos para estadios de marea.

Las obstrucciones del campo de flujo, tal como un rompeolas, cuyo ancho es mucho menor al ancho de las celdas, pero cuya longitud es de por lo menos del ancho de una celda, se denominan barreras de submalla. Las barreras pueden ir atravesando alternativamente por periodos de estar sumergidas y expuestas durante un ciclo de marea o una onda de tormenta.

4.3.- EL MODELO SPH

Determinar el campo de viento es fundamental para modelar el efecto de las ondas de tormenta en la zona costera. Los parámetros meteorológicos que determinan el campo de viento inducido por un huracán son los siguientes (Cialone, 1991, Scheffiner y Fitzpatrick., 1998):

- a) Longitud y latitud del centro de baja presión u ojo del huracán.
- b) Presión central o presión atmosférica medida en el ojo del huracán
- c) Presión en la periferia

- d) Angulo que define la dirección en la cual viaja el huracán, medida en el sentido de las manecillas del reloj a partir del norte.
- e) Velocidad de traslación o velocidad con la que avanza el huracán.
- f) Angulo de afluencia de viento, medido por la espiral interior de velocidad de viento horizontal sobre el centro del huracán en la línea tangente a un circulo de iso-velocidad y el vector velocidad de afluencia de viento asociado.
- g) Radio de viento máximo, medido del ojo del huracán al circulo de iso-velocidad de la velocidad máxima de viento.
- h) Velocidad máxima de viento, definida explícitamente o calculada por la diferencia entre la presión central y la presión ambiental.
- i) Factor de debilitamiento radial, definido por la disminución en la velocidad de viento, incrementando la distancia radial exterior del radio de máximo viento.
- j) Ángulo de Acimut con el vector de velocidad máxima.

El desarrollo de la ecuación para calcular teóricamente la velocidad máxima de viento del huracán, dada por Cialone (1991), supone una tormenta estacionaria en la dirección del gradiente de viento. Estas condiciones se definen suponiendo que el viento sopla con un movimiento circular, paralelo a las isobaras de tormenta, de tal forma que, la fuerza centrípeta del viento y la aceleración de la fuerza de Coriolis, balancean el gradiente de presión horizontal. Las condiciones del gradiente de viento pueden ser matemáticamente expresadas como:

$$\frac{V_g^2}{r} + fV_g = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad <4.17>$$

donde

V_g es el gradiente radial de velocidad de viento,

r es la distancia radial medida desde el centro del huracán,

f es el parámetro de la aceleración de Coriolis,

ρ_a es la densidad del aire y

P es la presión atmosférica.

Algunos estudios realizados por la NOAA han mostrado que cuando los huracanes se generan a bajas latitudes y el radio de viento máximo es pequeño, la velocidad máxima de viento es aproximadamente en balance ciclostrófico.

$$\frac{V_c^2}{r} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad <4.18>$$

donde V_c es la velocidad de viento ciclostrófico.

Igualando <4.17> y <4.18> se tiene el cambio de velocidad de viento usada en el estudio de huracanes,

$$\frac{V_g^2}{r} + fV_g = \frac{V_c^2}{r} \quad <4.17>$$

o

$$V_g - V_c = \frac{-rfV_g}{V_g + V_c}, \quad <4.18>$$

la diferencia entre V_c y V_g es muy pequeña en comparación con la cantidad misma. Por lo tanto:

$$V_g - V_c = \frac{-rf}{2} \quad <4.19>$$

Schloermer (1954) desarrolla una forma empírica para aproximar una distribución de presión horizontal del huracán

$$\frac{P - P_0}{P_\infty - P_0} = e^{-R/r} \quad <4.20>$$

donde P es la presión atmosférica para cierto lugar,
 P_0 es la presión atmosférica del ojo del huracán,
 P_∞ es la presión atmosférica en la periferia,
 R es la distancia radial del centro del huracán al punto de velocidad máxima de viento rotacional.

Despejando P y derivando con respecto a r , se tiene

$$\frac{dP}{dr} = \frac{(P_\infty - P_0)}{r^2} \text{Re}^{-R/r} \quad <4.21>$$

Sustituyendo <4.21> en <4.18> se puede expresar la velocidad de viento ciclostrófica en términos de la distribución de presión horizontal, esto es

$$V_c = \left[\frac{P_\infty - P_0}{\rho_a r} \text{Re}^{-R/r} \right]^{1/2} \quad <4.22>$$

Sustituyendo <4.22> en <4.19> y evaluando la ecuación resultante para el radio de viento máximo, la velocidad máxima del gradiente de viento es

$$V_{gx} = k[P_{\infty} - P_0]^{1/2} - \frac{Rf}{2} \quad <4.25>$$

donde V_{gx} es el gradiente de velocidad máxima de viento y k es un coeficiente considerado para la densidad de la interface aire-mar.

Myers (1954) observa que el gradiente de máxima velocidad de viento, predicho por la ecuación <4.25> sobrestima la máxima velocidad de viento rotacional producida históricamente. Para rectificar este problema, la NOAA adopta un factor de corrección multiplicativo de 0.9, para ajustar un gradiente de velocidad máxima de viento y obtener la velocidad rotacional máxima

$$V_{xs} = 0.9V_{gx} \quad <4.26>$$

La distribución del viento radial del huracán se divide en 3 zonas: La primera se extiende de su centro, a una distancia del 80% del radio de viento máximo (RL). En esta zona se supone que la velocidad del viento crece linealmente de cero para el centro, a la máxima velocidad de viento rotacional. La segunda zona, donde la velocidad de viento se supone máxima, se extiende del límite de la zona 1, al 120% del radio de viento máximo (Ru). La tercera zona va del límite de la 2ª zona, hasta el límite exterior, aquí la velocidad del viento decae exponencialmente, como se muestra en las figuras 4.3 y 4.4.

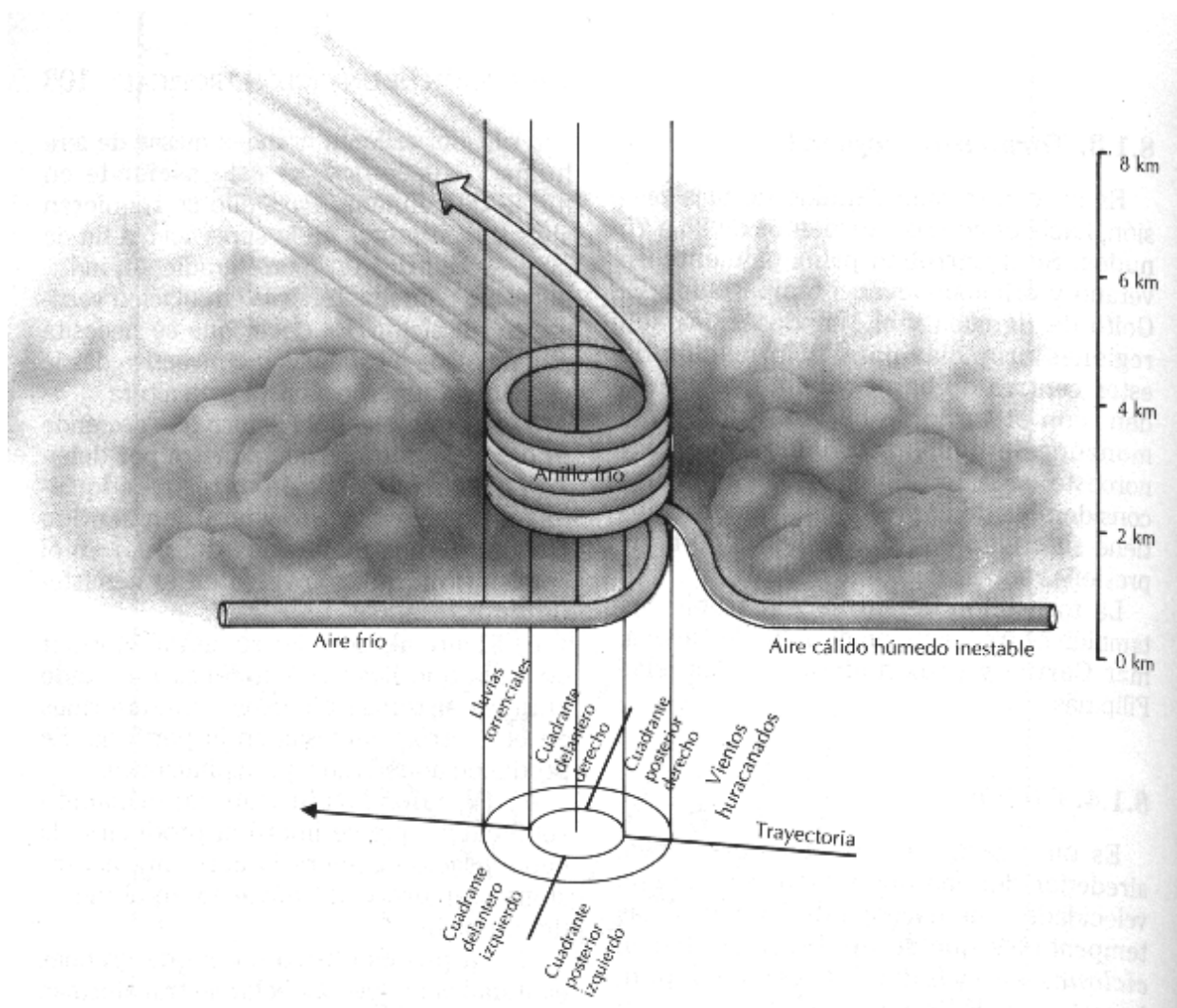


Figura 4.3. Cuadrantes del huracán

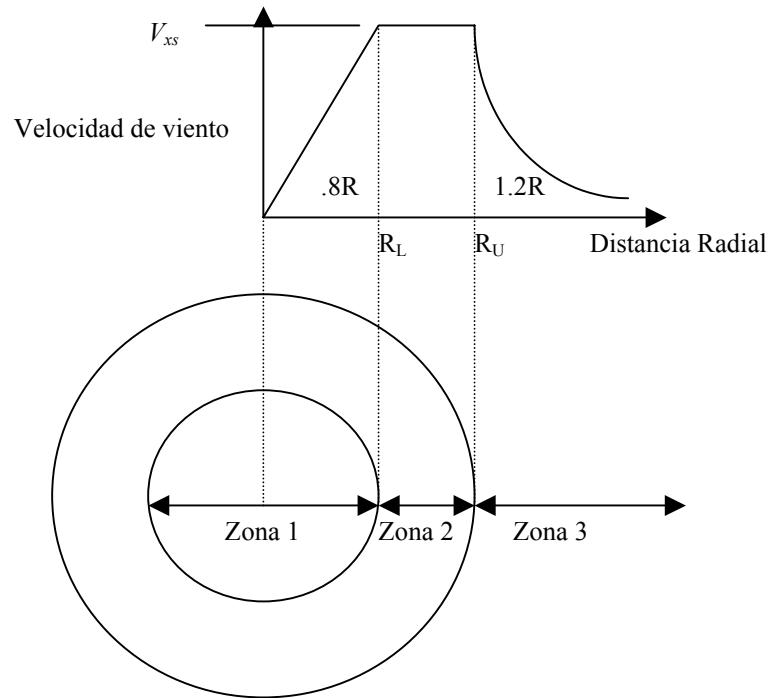


Figura 4.4 Distribución del viento radial del huracán

Para reproducir esta distribución se puede emplear la siguiente función de distribución de viento:

$$f(r) = \begin{cases} r/R_L & \text{para } r < R_L \\ 1 & \text{para } R_L \leq r \leq R_U \\ F_N(R_e, R) & \text{para } r \geq R_U \end{cases} \quad <4.27>$$

donde

- $f(r)$ es la función de distribución de velocidad
- R es el radio de máximo viento
- R_e es el parámetro de radio efectivo
- $F_N(R_e, R)$ es la función de reducción de velocidad radial

$$F_N(R_e, R) = a_1 e^{-r^*/b_1} + a_2 e^{-r^*/b_2}, \quad <4.28>$$

donde

$$r^* = (r - R_u)/R, \quad <4.29>$$

usando análisis de regresión

$$\begin{aligned} a_1 &= 1 - a_2 & b_1 &= 45 \text{Re}^{-0.5} \\ a_2 &= 0.33R_e^{-0.12} & b_2 &= 3.4e^{-0.306} \end{aligned}$$

La velocidad de viento para cualquier distancia radial puede calcularse como:

$$V_s = f(r)V_{xs} \quad <4.30>$$

Estas ecuaciones fueron desarrolladas suponiendo un huracán estacionario cuyo campo de velocidad de viento es simétrico, esto es, la velocidad de viento es independiente de su dirección angular.

El movimiento hacia delante de un huracán induce un campo de viento asimétrico, donde el vector de velocidad de viento (componente rotacional aunada a la componente traslacional) es mayor en el hemisferio derecho del huracán (relativo a la dirección de la tormenta), que en el izquierdo, para huracanes que se dan en el hemisferio norte. Por lo tanto la velocidad máxima de viento ocurre en un punto a lo largo de la circunferencia de viento máximo, donde el vector de velocidad de viento rotacional es paralelo al vector de velocidad de avance.

Suponiendo que la velocidad de avance del huracán se incorpora a la ecuación <4.30>, la velocidad total para un punto dentro del huracán puede calcularse por:

$$V = f(r)V_{xs} - \frac{1}{2}S_f(1 - \cos \beta), \quad <4.31>$$

donde S_f es la velocidad de avance y β es el ángulo formado por el vector de velocidad de avance y el vector de velocidad de viento rotacional. Este ángulo es medido en sentido contrario a las manecillas del reloj, en relación al vector de velocidad de avance. Entonces, la velocidad de viento máxima puede ocurrir en un punto a lo largo de la circunferencia de máxima velocidad de viento, donde β es igual a cero. Sin embargo se debe considerar el ángulo de afluencia α , que es el ángulo entre el vector de velocidad rotacional y el vector de velocidad de afluencia.

Como se muestra en la figura 4.5 la máxima velocidad de viento ocurre donde el vector de velocidad de afluencia es paralelo al vector de velocidad de avance. Típicamente este punto es en el cuadrante inferior derecho del huracán, donde el ángulo de acimut θ , es de 90 a 180°

Un huracán que viaja sobre la línea costera puede arribar causando una reducción de la velocidad del viento, debido a la rugosidad del suelo en comparación

con el agua. Este debilitamiento del huracán tiene lugar cuando el ojo del huracán se mueve en tierra. La energía de la tormenta se reduce porque el aire superficial ya no contiene humedad. El factor de reducción de velocidad de viento sobre tierra, debido a la resistencia, se puede calcular mediante

$$O_f = \begin{cases} 0.78 & \text{para } v \geq 73 \text{ nudos} \\ 0.4 + \frac{0.38(v-10)}{63} & \text{para } 10 \leq v < 73 \text{ nudos} \\ 0.4 & \text{para } v \leq 10 \text{ nudos} \end{cases} \quad <4.32>$$

y las componentes de viento están dadas por

$$W_x = W_x (1 - R_f (1 - O_f)) \quad <4.33>$$

y

$$W_y = W_y (1 - R_f (1 - O_f)) \quad <4.34>$$

donde R_f es el coeficiente de amortiguamiento, que se calcula por la longitud del *fetch*.

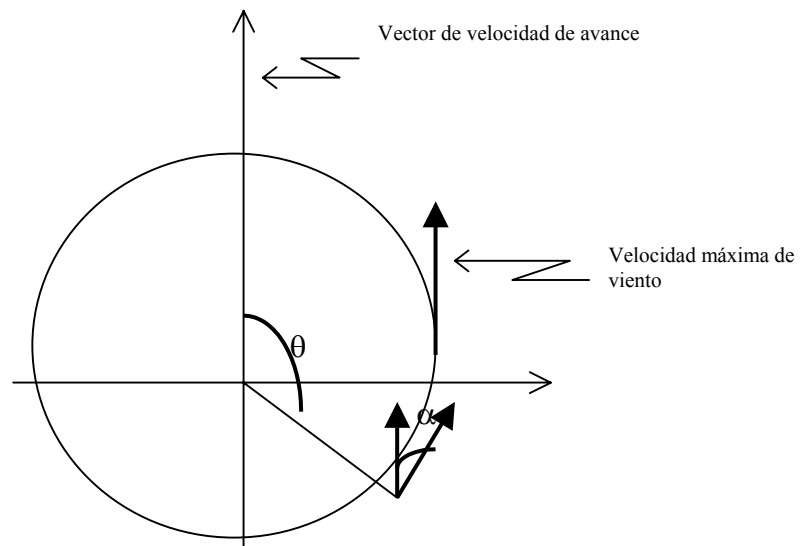


Figura 4.5 La máxima velocidad de viento ocurre donde el vector de velocidad de afluencia es paralelo al vector de velocidad de avance.

Martinsen y Gjevik. (1979) consideran el esfuerzo del viento relacionada con la variación de la presión atmosférica, mediante la relación

$$u_g = -\frac{\sigma}{f \rho_a} \frac{\partial p}{\partial y}$$

y

<4.35>

$$v_g = \frac{\sigma}{f \rho_a} \frac{\partial p}{\partial x}$$

donde ρ_a es la densidad del aire y σ es una constante positiva menor o igual a la unidad. El esfuerzo del viento se relaciona con la velocidad del viento por la relación

$$\tau_x = \rho_a C_D (u_g^2 + v_g^2)^{1/2} u_g$$

$$\tau_y = \rho_a C_D (u_g^2 + v_g^2)^{1/2} v_g$$

<4.36>

donde C_D es el coeficiente de arrastre.

La ejecución del esquema numérico empleado por Martinsen y Gjevick (1979) fue investigado haciendo comparaciones con soluciones analíticas para un modelo con una línea costera recta y una plataforma continental de profundidad uniforme, encontrando que el campo de viento genera una elevación de la superficie del mar, la cual es confinada esencialmente a la región de la plataforma, enfrente de la localización de la máxima velocidad del viento. Debido al oleaje, la sobre elevación del nivel del mar se extiende a lo largo de la línea costera con una velocidad de fL en la dirección x , donde L es el ancho de la plataforma y f la aceleración de Coriolis. La elevación de la superficie del mar tiene su valor máximo en la costa y la elevación decrece linealmente a cero para el borde exterior de la plataforma.

El esfuerzo del viento que genera las ondas de tormenta, depende de la velocidad del viento y de la rugosidad del agua. Esta rugosidad depende de las ondas que están presentes en la superficie del agua. Ya que las ondas son generadas por el viento, la rugosidad de la superficie del agua puede expresarse en términos de éste. En el estudio de ondas de tormenta, es común utilizar una relación aproximadamente lineal entre el coeficiente de arrastre y el viento. Sin embargo, si la mayor parte de las ondas dependen del *fetch*, el tiempo y la profundidad, entonces el coeficiente de arrastre no puede estar dado únicamente por el viento, dependiendo también del estado del mar. Geerneart (1990) muestra que el coeficiente de arrastre depende de la profundidad. No obstante, Maat *et al.* (1991) y Jansen (1992), encuentran que la rugosidad depende explícitamente con el tiempo transcurrido desde la formación de la onda.

Mastenbroek (1992) discute el efecto de las ondas en la rugosidad de la superficie del mar. En ese estudio considera despreciable la viscosidad del agua. En general el esfuerzo total es la suma de una parte turbulenta y una parte inducida por la onda. La tensión turbulenta es parametrizada por

$$\tau_t = \rho_a (kz)^2 \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 \quad <4.37>$$

donde $k=0.4$ es la constante de Von Káramán y $U(z)$ la velocidad del viento a la altura z .

4.4.- METODOLOGÍA DE LA EXPERIMENTACIÓN.

La modelación del efecto de los ciclones tropicales en dos regiones –las zonas costeras de La Paz y Los Cabos- se realiza con los modelos SPH y WIFM, anteriormente descritos. Para el uso de estos modelos se requiere establecer los valores de los parámetros de las ecuaciones hidrodinámicas, que se ajusten a las características de la región en estudio, así como las condiciones de frontera adecuadas.

4.4.1.- Determinación de los parámetros de entrada para el modelo SPH.

La posición, la presión central, el radio de máximo viento, la velocidad máxima del viento, el ángulo de máximo viento y el ángulo de influjo de viento, de cada uno de los huracanes que se estudia, se proporciona al modelo a intervalos de seis horas. La posición, la velocidad máxima del viento y la presión en el centro del huracán son proporcionados por la NOAA, obtenidos mediante imágenes de satélite, y están disponibles en la página de UNYSIS en INTERNET:

http://www.weather.unisys.com/hurricane/e_pacific/index.html.

La dirección de viento máximo se calcula determinando el ángulo de traslación de la tormenta en cada punto, a partir de los datos de trayectoria de la tormenta.

4.4.2.- Determinación de las constantes empleadas en WIFM.

Los parámetros empleados en la ejecución del modelo se definieron después de la realización de algunos experimentos numéricos. Se llevaron a cabo pruebas para determinar la conveniencia de incluir o no los términos inerciales, tanto en su forma conservativa como no conservativa. Estas pruebas se combinaron con la aplicación de los coeficientes de fricción del fondo de Manning y Chezy. La figura 4.6 muestra los

resultados de las variaciones de nivel obtenidas para el huracán Fausto en Cabo San Lucas, empleando estos parámetros. Los resultados obtenidos al incluir o no los términos inerciales, empleando la constante de fricción de Chezy, son iguales en todos los casos, por tal razón únicamente se muestra el caso donde los términos inerciales están en su forma conservativa.

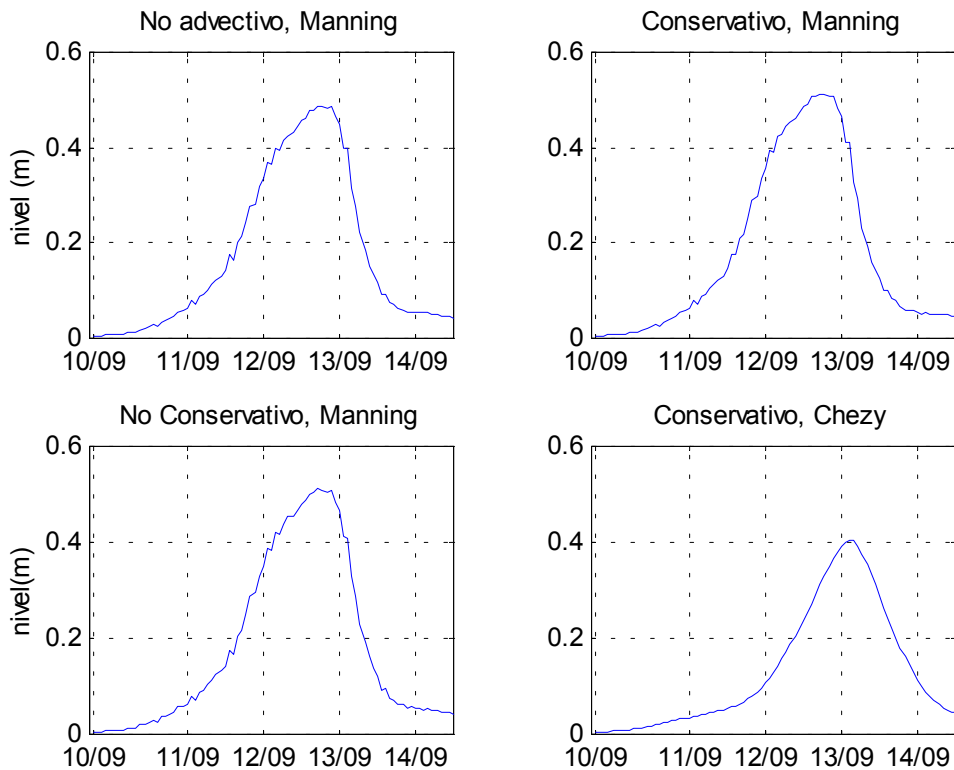


Figura 4.6 Resultados de las pruebas numéricas realizada para comparar los coeficientes de fricción de Manning y de Chezy, así como la introducción o no al modelo de los términos inerciales y sus modalidades: conservativa y no conservativa, bajo las condiciones del huracán Fausto (1996).

Los resultados de estas pruebas fueron comparados con los datos de las variaciones de nivel obtenidos a partir de las series históricas, las cuales se presentan en el capítulo 3. Comparando con la serie dada en la figura 3.29, se observa que la magnitud de la onda obtenida con el coeficiente de fricción de Manning, es mas cercana a la observada, que la obtenida con el coeficiente de Chezy. Además, la onda de tormenta obtenida mediante el coeficiente de Chezy se encuentra desfasada en tiempo. Pequeñas diferencias se observan entre las variantes de los términos inerciales

empleando el coeficiente de fricción de Manning, siendo el caso donde los términos inerciales se presentan en su forma conservativa, el que mejor se aproxima a las observaciones.

Resultados semejantes se obtuvieron al realizar estas pruebas a los datos de otros de los huracanes presentados en el capítulo 3. Por tal razón, las simulaciones numéricas se realizaron incluyendo en el modelo los término inerciales en su forma conservativa y el coeficiente de fricción de Manning.

Las constantes que fueron empleadas en la implementación del modelo se describen a continuación en la tabla 4.1. Los mismos valores de estas constantes fueron empleados en la Bahía de La Paz y en la región de Los Cabos.

Tabla 4.1 Constantes empleadas en la implementación del modelo

Constante	Número de Ecuación	Valor
$\square x$	4.7	3716 m
$\square y$	4.7	3716 m
$\square t$	4.7	30 s.
A_H	4.1 y 4.2	1 m ² /s
F_z	4.4	Manning (ec. 4.5)

4.4.3.- Mallas computacionales.

Con el fin de determinar las variaciones de nivel en las fronteras líquidas se aplicó el método de mallas anidadas.

La batimetría y la malla empleadas para generar el campo de viento en **la región de La Paz**, están compuestas por 72 X 62 celdas cuadradas con una resolución espacial de 3716 m (2 minutos). La batimetría es especificada en cada punto de la malla con una profundidad de hasta de 200 m (fig. 4.6). Las variaciones de nivel calculadas en esta malla se emplearon como condiciones de frontera para una submalla. Esta submalla se

compone de 33 X 39 celdas. El nivel del mar y la circulación son calculados para cada instante del tiempo. Los resultados se grabaron a intervalos de 30 minutos (fig. 4.7).

En ésta región se establecen también cinco puntos de control, en cada uno de los cuales se calcula el nivel del mar y la velocidad de las corrientes, para cada intervalo de tiempo Δt . Estos puntos se colocaron de la siguiente manera: el primero (G1) en el interior de la Bahía cerca de San Juan de la Costa, a los 24.26° N y 110.6° W. El segundo en la entrada de la Ensenada de La Paz, a los 24.43° N y 110.36° W. El tercero en la Boca Grande de la Bahía a los 24.6° N y 110.55° W. Otro más en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía, a los 24.25° N y 110.3° W y el último, también en el interior a los 24.55° N y 110.7° W (fig. 4.6). Los resultados fueron registrados a intervalos de 10 min.

En la **región de Los Cabos**, la batimetría y la malla empleadas para generar el campo de viento, están compuesta por 72 X 65 celdas, con una profundidad máxima de 200 m. Una submalla de 23 X 24 celdas se emplea para calcular el nivel del mar y la circulación en cada celda, para cada instante del tiempo, a intervalos Δt . Los resultados se grabaron a intervalos de 30 minutos.

En ésta región se establecen únicamente dos puntos de control para calcular el nivel del mar y la velocidad de las corrientes, para cada intervalo de tiempo Δt . El primer punto (G1) se ubica frente de San José del Cabo, a los 23.03° N y 109.6° W y el segundo (G2) cerca de Cabo San Lucas, a los 22.85°N y 109.95° W (fig. 4.8). Los resultados fueron registrados a intervalos de 10 min.

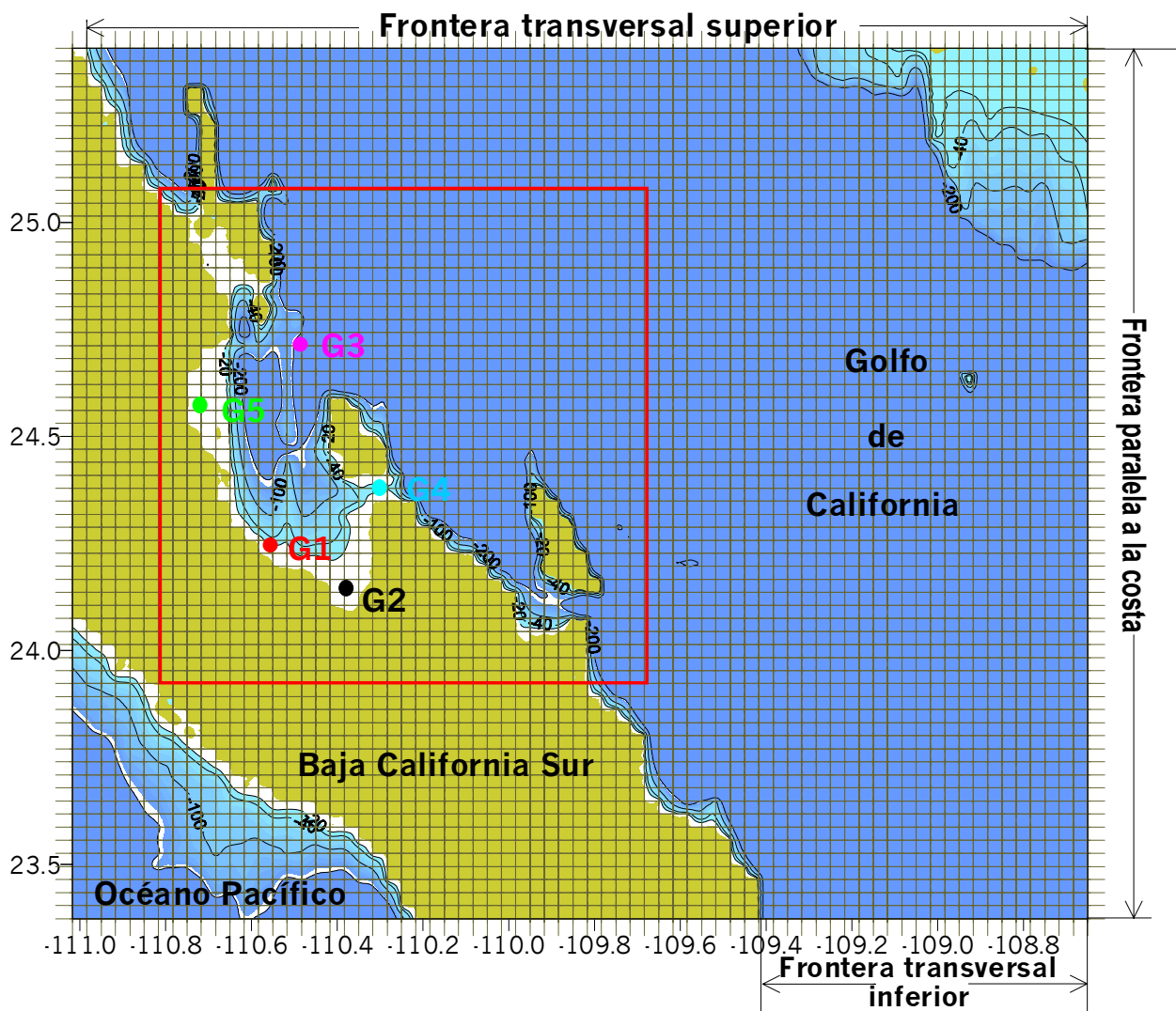


Figura 4.7 Puntos de control, Batimetría, malla y submalla empleada en la implementación de los modelos SPH y WIFM en la región de La Paz.

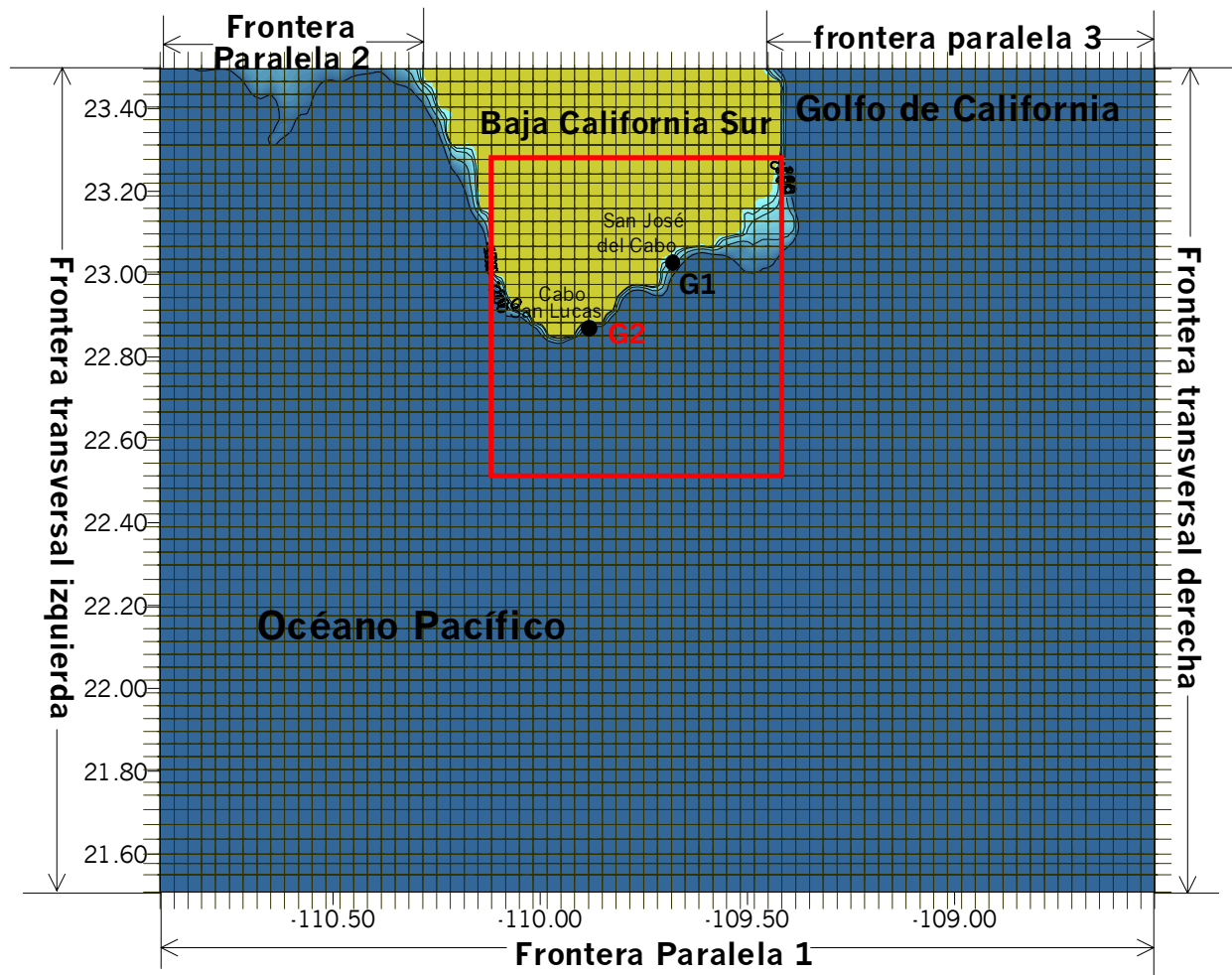


Figura 4.8 Puntos de control, Batimetría y malla y submalla empleada en la implementación de los modelos SPH y WIFM en la región de Los Cabos

4.4.4.- Condiciones de frontera establecidas para el modelo WIFM.

En la **región de la Bahía de La Paz**, las condiciones de frontera líquida se establecen de la siguiente forma:

Sobre la frontera transversal inferior (ver fig. 4.6) se determinan variaciones de nivel generadas por forzamiento de marea, empleando los constituyentes armónicos dados en la tabla 4.2, los cuales fueron establecidos de acuerdo a los mapas cotidales presentados por Morales y Gutierrez de Velasco (1989).

Tabla 4.2 Amplitud y fase de los constituyentes armónicos empleado en la función de forzamiento en la frontera transversal inferior en la región de la Bahía de La Paz.

Constituyente	Amplitud (m)	Fase (grdos)
M2	0.30	255
N2	0.07	255
S2	0.25	255
K2	0.06	255
O1	0.16	72
P1	0.07	74
K1	0.24	78

Tanto en la frontera paralela a la costa como en la frontera transversal superior (ver fig. 4.6), las variaciones de nivel fueron calculadas por el efecto de barómetro invertido. Bajo esta condición, las celdas actúan independientemente, determinadas por los datos de viento y presión, los cuales varían para cada huracán en estudio. Cuando la presión barométrica decrece, se da un incremento en el nivel del agua e inversamente, un incremento en la presión atmosférica provoca un decremento en el nivel del agua.

En la **región de Los Cabos**, las condiciones de frontera líquida se establecen de la siguiente forma:

Sobre la frontera paralela a la costa 1 (ver fig. 4.7) se determinan variaciones de nivel generadas por forzamiento de marea, empleando los constituyentes armónicos dados en la tabla 4.3, los cuales fueron establecidos de acuerdo a los mapas cotidales

presentados por Morales y Gutierrez de Velasco (1989) y por Godin *et al.* (1980) (fig. 3.5).

Tabla 4.3 Amplitud los constituyentes armónicos empleado en la función de forzamiento en la frontera transversal inferior en la región de Los Cabos .

Constituyente	Amplitud (m)	Fase (grados)
M2	0.30	250
N2	0.08	250
S2	0.25	255
K2	0.06	245
O1	0.16	72
P1	0.06	76
K1	0.22	72

Tanto en la fronteras paralelas 2 y 3 como en las dos fronteras transversales (ver fig. 4.7), las variaciones de nivel fueron calculadas por el efecto de barómetro invertido.

4.5.- SELECCIÓN DE LOS CICLONES TROPICALES PARA LA SIMULACIÓN.

Es grande la lista de huracanes que han afectado las costas del sur de la Península de Baja California y cada uno de ellos con características diferentes, principalmente en cuanto a trayectoria e intensidad. Sin embargo, como se vio en el apartado 2.3 existen cuatro grupos principales de trayectorias de los ciclones que afectan la región. Con el fin de estimar la magnitud de la onda de tormenta y de las velocidades verticalmente integradas, asociadas a diferentes trayectorias e intensidades, se han elegido huracanes de cada uno de los grupos de trayectorias mencionados en la sección 2.3, de entre los que han teniendo un mayor impacto en la región. Dos huracanes con condiciones extremas fueron creados con el fin de determinar las variaciones más intensas que se pueden esperar para las dos regiones estudiadas.

Los huracanes que se estudian mediante simulación numérica son:

- **Liza**, que se inició el 25 de septiembre de 1976 y entra al Golfo de California con dirección Norte y Categoría 4, pasó a 110 km de Cabo San Lucas y 190 km de La Paz. Este Huracán es recordado por la gran destrucción que ocasionó en la Ciudad de La Paz, debido a los fuertes vientos y grandes precipitaciones que trajo consigo, ocasionando el desbordamiento de una presa.
- **Doreen**, que se encuentra en el grupo de huracanes que viajan paralelos a la costa de Baja California Sur, con dirección noroeste. Tuvo lugar del 13 al 18 de agosto de 1977 alcanzando la categoría 1 (fig. 3.12). Se inició a los 17.60°N y 106.5° W, pasando muy cerca de la región de Los Cabos, tocó la costa del Pacífico de Baja California Sur cerca de la Boca del Carrizal. Su recorrido cercano a las costas del sur de la Península lo realizó manteniendo su mayor intensidad. Su velocidad media de desplazamiento es de 18.6 km/h. Presentó una presión mínima de 985 Mb y velocidad de viento máximo de 120.4 km/h.
- **Kiko**. Este huracán es recordado también por los daños que ocasionó en las poblaciones del sur de Baja California en agosto de 1989. Esta tormenta se inició frente a las costas de Nayarit a los 21.7° N y 107.0° W, viajó con dirección noroeste y entró con categoría 3 a Baja California Sur a la altura de Cabo Pulmo, afectando toda la región del Sur de la Península. Una vez que salió nuevamente al Océano Pacífico recurvó hacia el sudoeste, perdiendo intensidad hasta desvanecerse (fig. 4.6).
- **Lidia**. Huracán de gran importancia por su intensidad y su cercanía a las costas de Baja California Sur. Se inició frente a las costas de Chiapas en septiembre de 1993, y viajó paralelo a las costas de México con dirección Noroeste, recurvando cerca de los 20° N y 110° W hacia el noreste. Pasó paralelo a las costas de Los Cabos con intensidad de categoría 2.
- **Henriette**. Se inició el 1 de septiembre de 1995, frente al las costas de Michoacán. Viajó inicialmente con dirección noroeste y posteriormente hacia el norte, hasta alcanzar los 21.6° N y 108° W, donde retomó la dirección noroeste para tocar tierra a escasos kilómetros de Cabo San Lucas. E en este momento había alcanzado la categoría 2. Henriette continuó su recorrido por el Océano Pacífico, alejándose de las costas de la Península con dirección oeste.

- **Fausto**, que surgió el 10 de septiembre de 1996 con 5 días de duración y categoría 3. Este huracán Inició su viaje hacia al noroeste a los 14.30° N y 101.90° W, y recurvó hacia el noroeste cerca de los 21.1° N 110.4° W, entrando a la península cerca de Todos Santos y atravesándola para salir al Golfo de California cerca del Canal de San Lorenzo. Pasó muy cerca de la Bahía de La Paz. Atravesó el Golfo de California y entró a Sinaloa cerca de Topolobampo. Desde el momento que tocó las costas del Pacífico y hasta que entró a Sinaloa se mantuvo en categoría 1. Su velocidad media de desplazamiento fue de 19.5 km/h. Alcanzó un presión mínima de 955 Mb y vientos de 194.5 km/h.
- **Isis** inició su viaje hacia el Norte el 1 de septiembre de 1998, cerca de los 20° N y 110° W, aproximadamente a 300 km de la región de Los Cabos, con categoría de Tormenta tropical. Tocó tierra en Cabo Pulmo y atravesó el Golfo de California donde se intensificó a huracán categoría 1, manteniéndose así hasta tocar tierra en Topolobampo Sinaloa. Realizó su recorrido en 2 días con una velocidad de desplazamiento de 9 km/h, su presión mínima fue de 990 Mb y la máxima velocidad de viento fue de 120.4 km/h.
- **Juliette** se inició el 21 de septiembre de 2001 a los 13.4°N y los 94.2° W. Viajó inicialmente hacia el oeste y cambió poco a poco su dirección hacia el Noroeste, para finalmente dirigirse hacia el Norte. Tocó tierra cerca de Boca del Carrizal, manteniéndose en es punto por cerca de 12 horas, giró 135° cambiando por corto tiempo su dirección hacia el oeste, para recurvar nuevamente hacia el norte y tocar tierra en Cabo San Lorenzo, atravesando la Península y el Golfo de California ya como depresión tropical. Tocó tierra en Sonora y rebotó para atravesar nuevamente el Golfo de California y desvanecerse en territorio de Baja California. La máxima categoría que alcanzó es 4, con vientos de 231.5 km/h. Sin embargo, al momento en que se acercó a las costas de Baja California Sur ya había perdido intensidad y presentaba vientos máximos de 139 km/h (categoría 1).
- **Huracán extremo 1.** Huracán hipotético que se inicia a los 17° N y 105° W. Viaja paralelo a las costas de México y entra al Golfo de California, continuando su trayectoria paralela a las costas de Península de Baja California. Presenta vientos máximos de 250 km/h y presión mínima de 920 MB.

- **Huracán extremo 2.** Huracán hipotético que se inicia a los 15° N y 105° W. Viaja paralelo a las costas oeste de la Península de Baja California. Presenta vientos máximos de 250 km/h y presión mínima de 920 MB.

4.6.- RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN NUMÉRICA

Una vez obtenidos los valores numéricos, resultantes de la simulaciones de las variaciones de nivel y las corrientes en toda la malla, así como para los puntos de control, éstos fueron leídos y graficados para su análisis, a partir de un programa realizado en Matlab. Una sucesión de gráficas se obtuvo con los resultados obtenidos a intervalos de 30 minutos de la trayectoria del huracán, a partir de las cuales se crearon animaciones del proceso, las cuales nos permiten observar de manera sintética el proceso de cambios en el patrón de circulación y en el nivel del mar, generados por diferentes trayectorias e intensidades.

4.6.1.- Huracán Liza (septiembre de 1976).

Bahía de La Paz

Los vientos generados durante el paso del huracán Liza se dejan sentir en la región con una intensidad de cerca de 200 km/h (fig. 4.9 a), generando un surge de 1.8 m en la entrada de la Ensenada de La Paz (fig. 4.9 b) y de 1 m en la Boca Chica de la bahía así como en el punto de control G1 (rojo) ubicado en la parte suroeste de la Bahía. Los puntos donde el surge se presenta con menor magnitud son la Boca Grande de la Bahía y el punto G5 ubicado al noroeste de la Bahía donde alcanzan los 80 cm. Sin embargo, la circulación se ve principalmente afectada en la Boca Chica de la Bahía (fig. 4. 9 c), donde alcanza 2.2 m/s. Por su parte, la entrada a la ensenada (G2) y el punto suroeste G1 se ven menos alterados, alcanzando 50 cm/s

La animación, dada en el archivo LizaLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán, desde que éste se acerca a la Bahía, ya con categoría 4, donde se observa que la circulación de la Bahía ya se ve afectada. Se observa una entrada de agua por la Boca Chica y otra por la parte norte de la Bahía, las cuales convergen cerca de la costa, en la parte central de la Bahía, generando un elevación del nivel en este punto. También se puede observar una entrada de agua a la Ensenada de La Paz, que

genera una elevación del nivel en su interior. Al acercarse más el huracán a la Bahía y conservando aún la categoría 4, la forma de la circulación se conserva pero con mayor intensidad, produciéndose una elevación mayor del nivel del agua, el cual alcanza más de un metro dentro de la Ensenada. La circulación en el Golfo de California también se ve afectada, con un movimiento oeste – noroeste. En el momento en el que el huracán se encuentra más cerca de la Bahía (fig. 4.10) se tiene la mayor entrada de agua por la Boca Chica, alcanzando el nivel del mar, en la Ensenada de la Paz, 2 m por encima de su nivel normal, así como en la parte sur de la Bahía, donde convergen las entradas de agua. En general el nivel se ha elevado por encima de 1 metro en toda la Bahía y parte del Golfo.

Al acercarse el ojo del huracán a la Bahía, la circulación en el Golfo va cambiando de dirección hasta que el huracán pasa frente a la Bahía, momento en el cual la dirección ya es en sentido opuesto (oeste – suroeste). Ahora el agua entra a la Bahía únicamente por el norte y sale por el Canal de San Lorenzo. El nivel del agua comienza a bajar, teniéndose -0.5 m en la región oeste y una elevación únicamente en la parte este de la Ensenada. Esta circulación se conserva, aunque con menor fuerza en el interior de La Bahía y mayor en el Golfo, aun cuando el huracán ya ha entrado a tierra por las costas de Sonora y ha perdido intensidad, ubicándose en categoría 2. El nivel del agua en la Bahía se encuentra por debajo del cero, pero en la Ensenada ya ha recuperado su nivel de equilibrio. Al desintegrarse el huracán, el nivel del mar y la circulación retoman poco a poco su nivel normal.

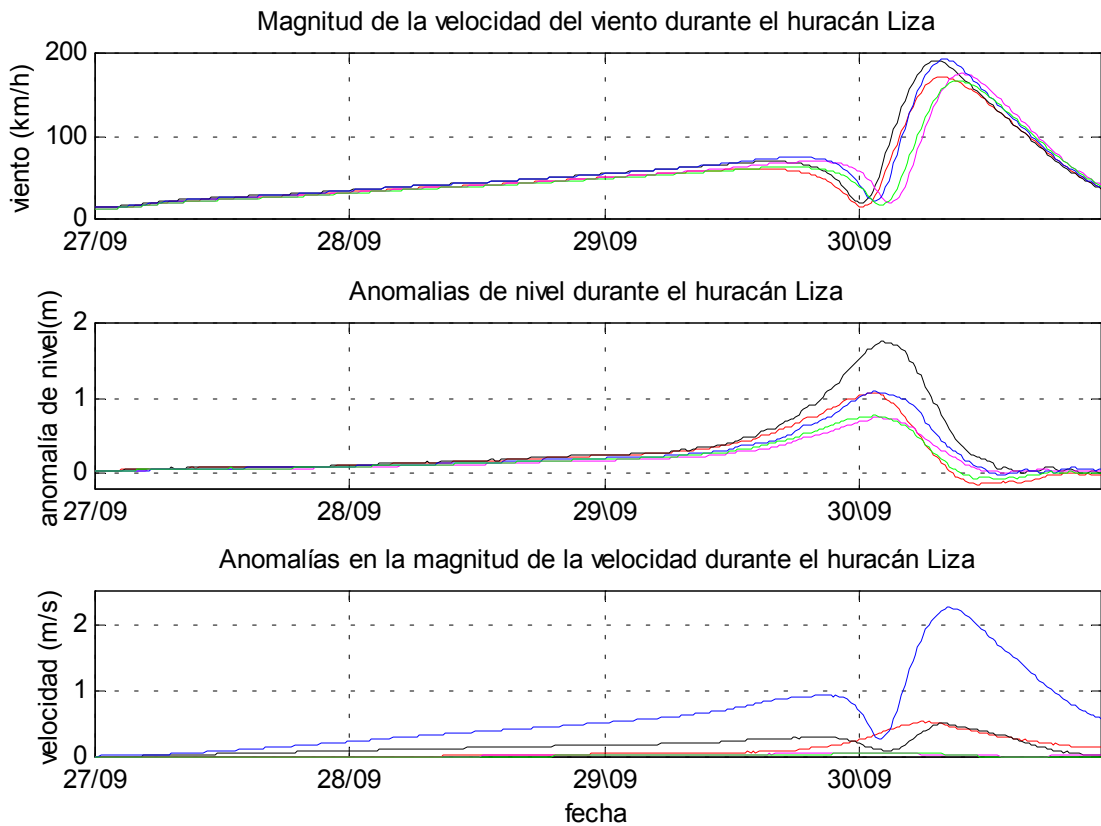


Figura 4.9 Resultados de la modelación del huracán **Liza** en la Bahía de La Paz, del 25 de septiembre al 2 de octubre de 1976. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

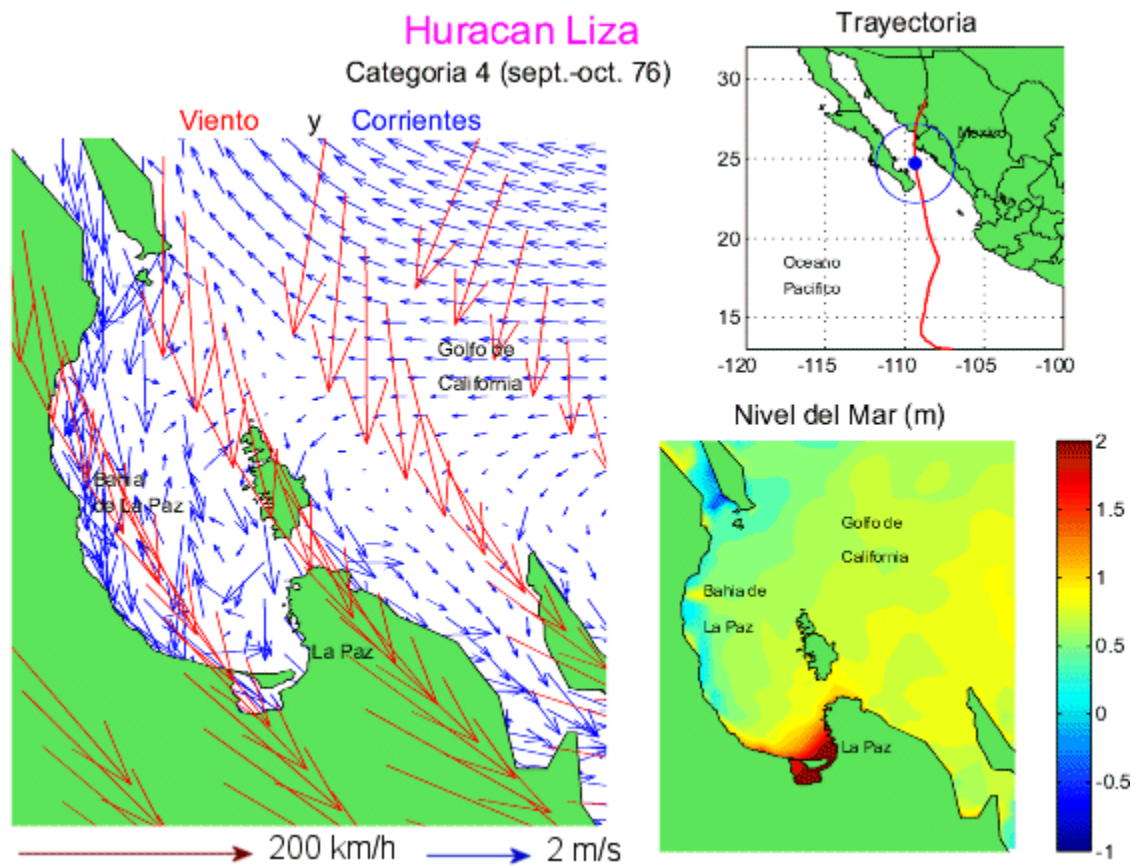


Figura 4.10 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Liza** (1976) en la Bahía de La Paz.

Región de Los Cabos

Para la región de Los Cabos se observan vientos de hasta 200 km/h (fig. 4.11 a), asociados al paso del huracán Liza, los cuales producen surges de tormenta de hasta 75 cm en los puntos de control (fig. 4.11b). Las velocidades máximas son de 75 cm/s en el punto G1 (San José del Cabo) y de 50 cm/s en G2 (Cabo San Lucas). En el momento que el ojo del huracán pasa por la región, la velocidad baja casi a cero, recuperándose posteriormente por encima de 40 cm/s (fig. 4.11 c).

La magnitud y duración de la onda de tormenta que resulta de la simulación, es comparable con la encontrada en la sección 3.4 como resultado del análisis de los residuales de la series de datos del mareografo de Cabo San Lucas para el año de 1976, la cual se muestra en la figura 3.8.

La animación, dada en el archivo LizaLC.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. En esta animación se observa que la circulación se ve afectada desde el momento en que el huracán se encuentra frente a las costas de Jalisco, con un movimiento hacia el suroeste. En este momento el nivel del mar comienza a presentar bajas, debido a la dirección del viento y de las corrientes. Al acercarse más el huracán a la península, las corrientes se intensifican, conservando la misma dirección y comienzan a observarse elevaciones al sureste de Cabo San Lucas. Cuando Liza se encuentra aproximadamente a 100 km de Cabo San Lucas, el nivel del mar alcanza los 80 cm sobre su nivel normal (fig 4.12). Después del paso del ojo del huracán, la dirección del viento y por tanto de las corrientes cambian. Las corrientes del lado oeste del la península se mueven en dirección sureste y por el lado sureste las corrientes se mueven en dirección sur-suroeste, generando una baja del nivel frente a las costas de Cabo San Lucas y una sobre elevación de aproximadamente 80 cm al lado oeste; en el resto de la región del Pacífico el nivel alcanza 50 cm. Al acercarse el huracán a las costas de Sinaloa, las corrientes presentan un movimiento circular alrededor de la península y el nivel del mar comienza a retomar su nivel de equilibrio, el cual es alcanzado hasta que la tormenta ha tocado tierra y perdido intensidad.

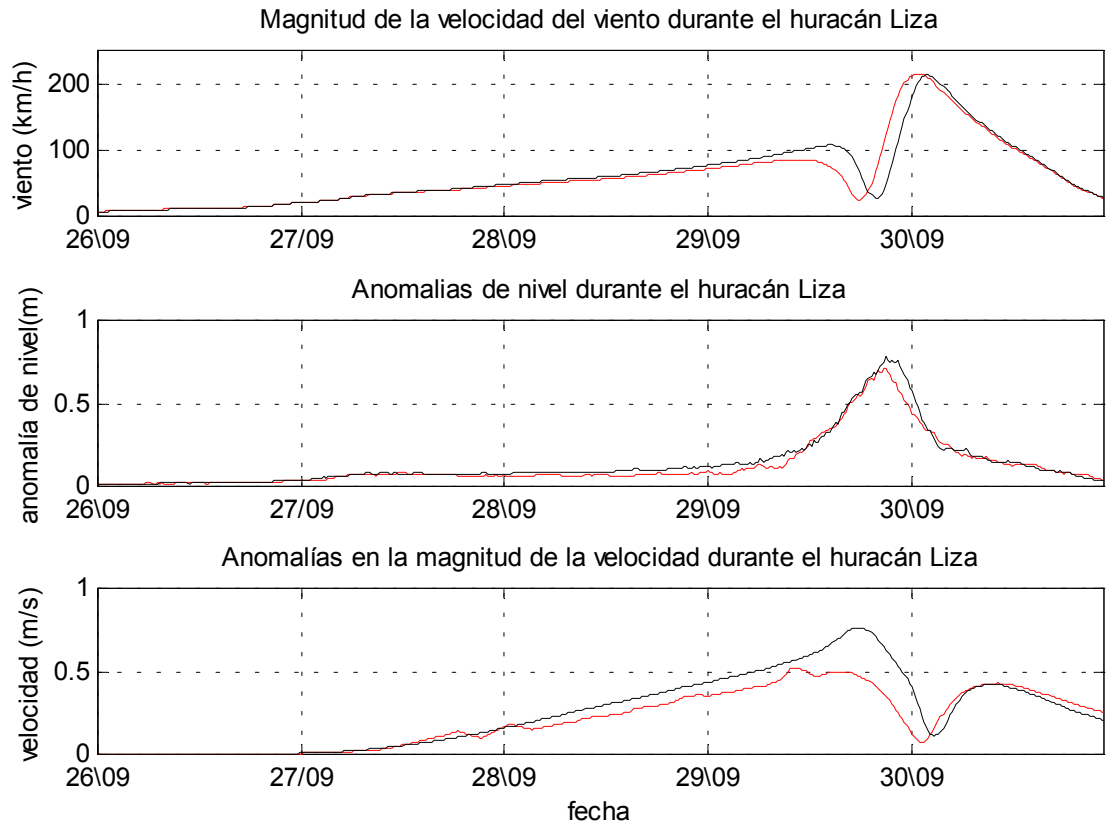


Figura 4.11 Resultados de la modelación del huracán **Liza** en la Región de Los Cabos, del 25 de septiembre al 2 de octubre de 1976. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

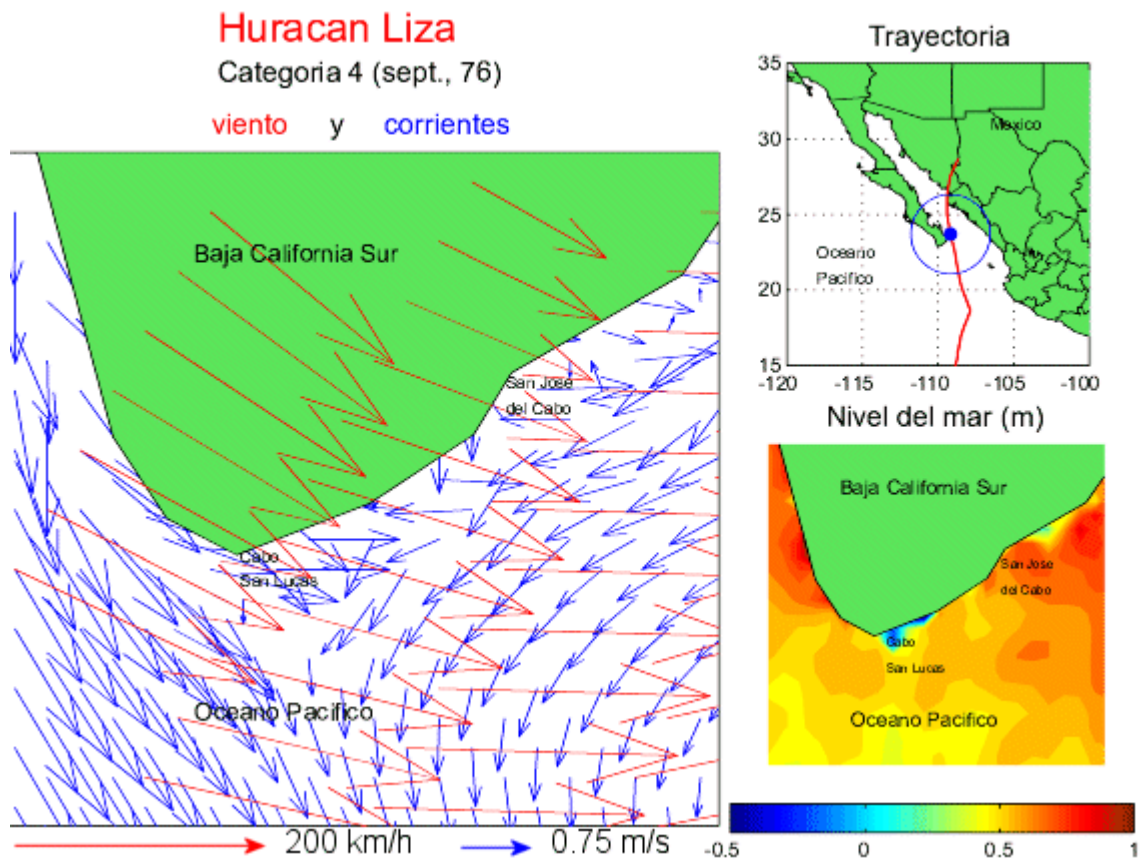


Figura 4.12 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Liza** (1976) en la región de Los Cabos.

4.6.2.- Huracán Doreen (agosto de 1977)

Bahía de la Paz

Los vientos durante el huracán Doreen alcanzan 100 km/h en la región de La Paz (fig. 4.13 a), los cuales producen sobre elevaciones de 35 cm en el punto G1 (al suroeste de la Bahía), de 30 cm en G5 (al noroeste de la Bahía) y de 20 cm en los otros 3 puntos de control (fig. 4.13 b); sin embargo en la entrada de la Ensenada se obtiene un baja de nivel o surge negativo de 10 cm por debajo del nivel de equilibrio. La circulación alcanza 1 m/s en la Boca Chica (G4). De mucho menor magnitud son las velocidades en G1 y G4 donde llegan a 25 cm/s; por su parte la circulación en los puntos G3 y G5 no se ve afectada por la presencia de este huracán (fig. 4.13 c).

La animación, dada en el archivo DoreenLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. Los efectos del huracán Doreen en la Bahía de La Paz comienzan a observarse en la circulación, cuando el huracán se encuentra muy cerca de las costas de Cabo San Lucas. En este momento presenta su máxima intensidad que es de categoría 2, con vientos de 120 km/h. El movimiento de agua se inicia con una entrada de agua a la Bahía por la Boca Chica y por el paso entre la isla San José, así como a la Ensenada de La Paz, donde comienza a observarse una sobre elevación del nivel. Horas mas tarde, cuando el huracán se sitúa frente a las costas de Todos Santos, las velocidades se incrementan y el nivel del mar alcanza 50 cm por toda la costa de la Bahía, observándose una baja de nivel en la Boca de la Ensenada de La Paz. Cuando el ojo del huracán pasa frente a la Bahía de la Paz (fig. 4.14), la dirección del viento cambia y con ello se modifica la dirección de las corrientes. La entrada de agua por la Boca Chica continua pero ya no ingresa a la Ensenada, sino que circula paralela a las costas de la Bahía, teniendo salida de agua por el paso entre la Isla San José y la Península. Esta salida de agua genera una baja del nivel del agua en la Ensenada de la Paz y un aumento en el nivel en la costa noroeste de la Bahía. Al alejarse, ya con categoría de tormenta tropical, las velocidades del agua comienzan a disminuir de intensidad, pero el nivel dentro de la ensenada continua por debajo del nivel de equilibrio, hasta que el huracán se ha desvanecido y el agua va recuperando su estabilidad.

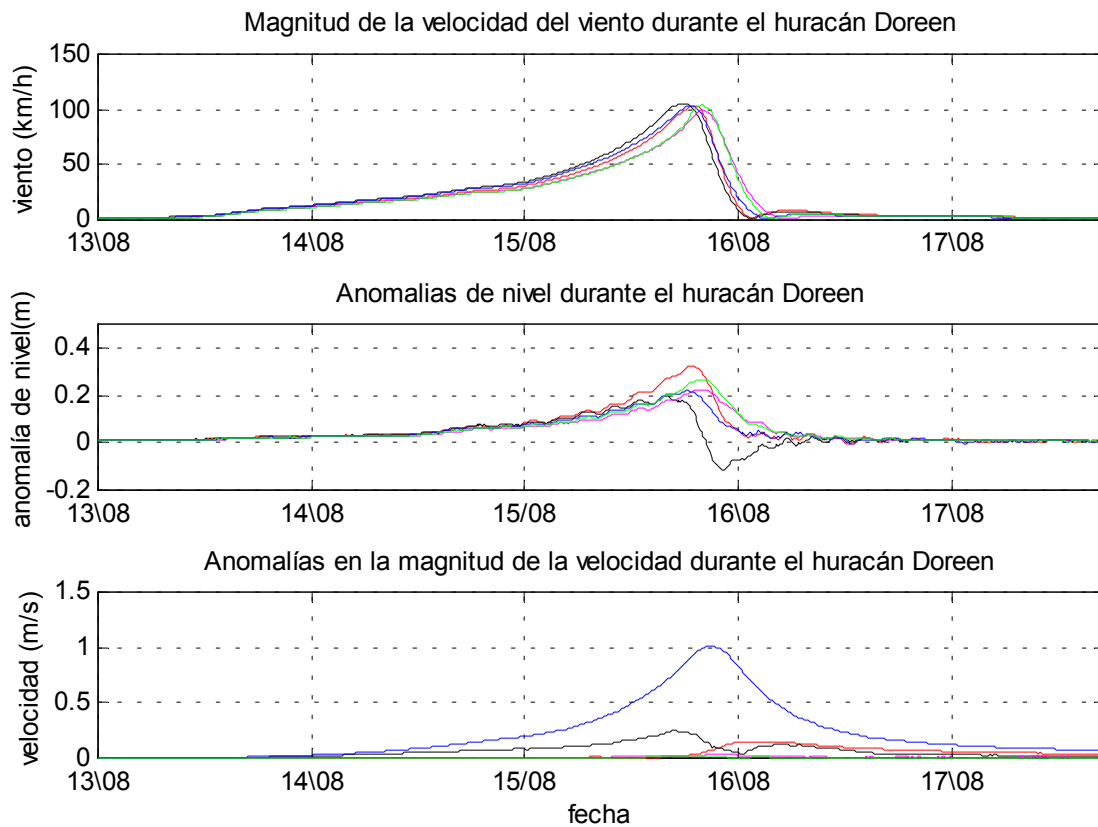


Figura 4.13 Resultados de la modelación del huracán **Doreen** en la Bahía de La Paz, del 13 al 18 de agosto de 1977. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la Velocidad

En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

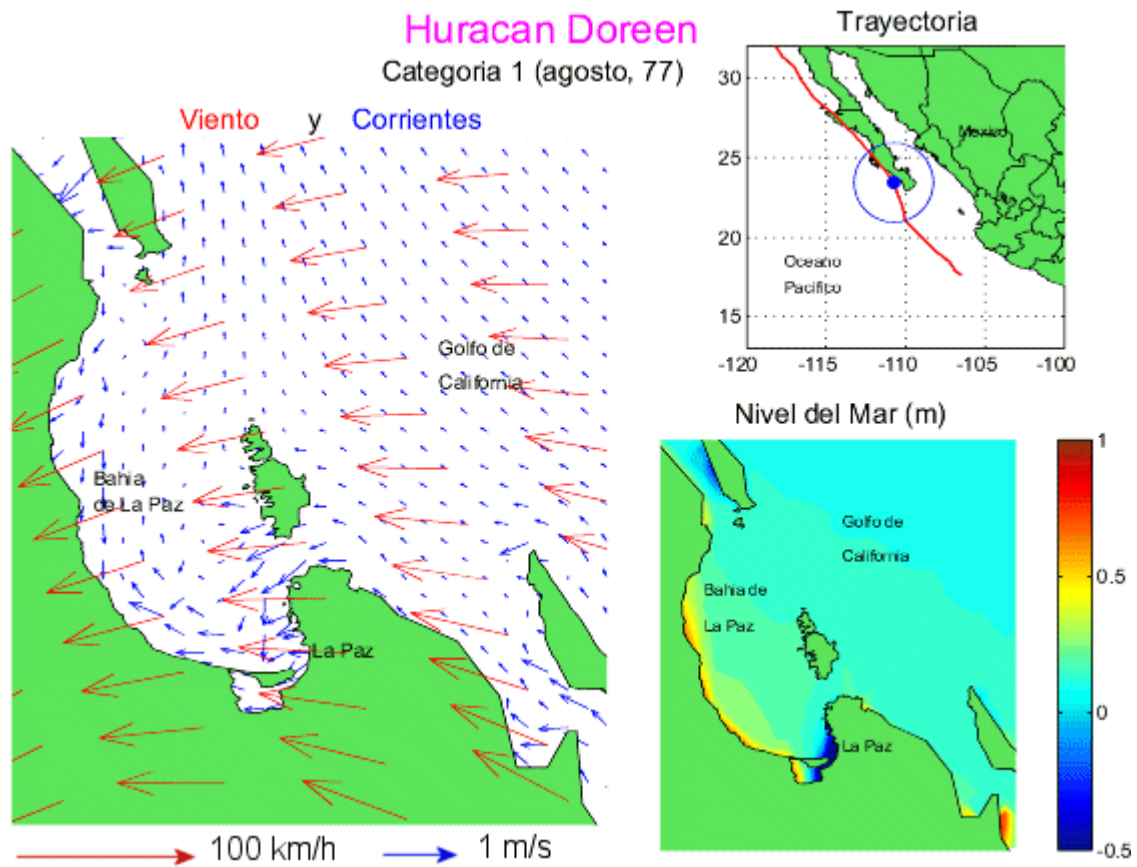


Figura 4.14 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Doreen** (1977) en la Bahía de La Paz.

Región de Los Cabos

Doreen pasa aproximadamente a 100 km de Cabo San Lucas con categoría 1, observándose vientos de hasta 110 km/h en el punto de control G1 (Cabo San Lucas) y hasta de 100 km/h en G2 (San José del Cabo) (fig. 4.15 a), generando surges de 35 y 30 cm respectivamente (Fig. 4.15 b), los cuales son semejantes a los obtenidos en la sección 3.4, como resultado del análisis de Godin de las series históricas, cuya gráfica se muestra en la figura 3.11.

La velocidad de las corrientes en el punto G2 alcanza 40 cm/s, mientras que en G1 llega a 20 cm/s y presenta una caída casi a cero cuando el ojo del huracán se encuentra cerca de este punto, para posteriormente recuperarse hasta 15 cm/s (fig. 4.15 c) en dirección opuesta.

La animación, dada en el archivo DoreenLC.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. Cuando Doreen se encuentra a 250 km/h de Cabo San Lucas, ya con categoría 1, el agua al sur de la península, comienza a circular en dirección suroeste y conserva esta dirección, pero comienza a intensificarse al acercarse el huracán, iniciándose una circulación con dirección noroeste en la región del Pacífico, al oeste de la península. En este momento, el nivel en algunos puntos de la región se eleva hasta 50 cm sobre su nivel de equilibrio. Una vez que el ojo del huracán ha pasado (fig. 4.16), la dirección de las corrientes comienza a modificarse y se intensifica la velocidad, principalmente al oeste de la punta de la Península. El nivel del agua continúa aumentando, alcanzando 70 cm al este de San José del Cabo. Al avanzar el huracán la velocidad de la circulación comienza a disminuir y el nivel retoma rápidamente su nivel de equilibrio.

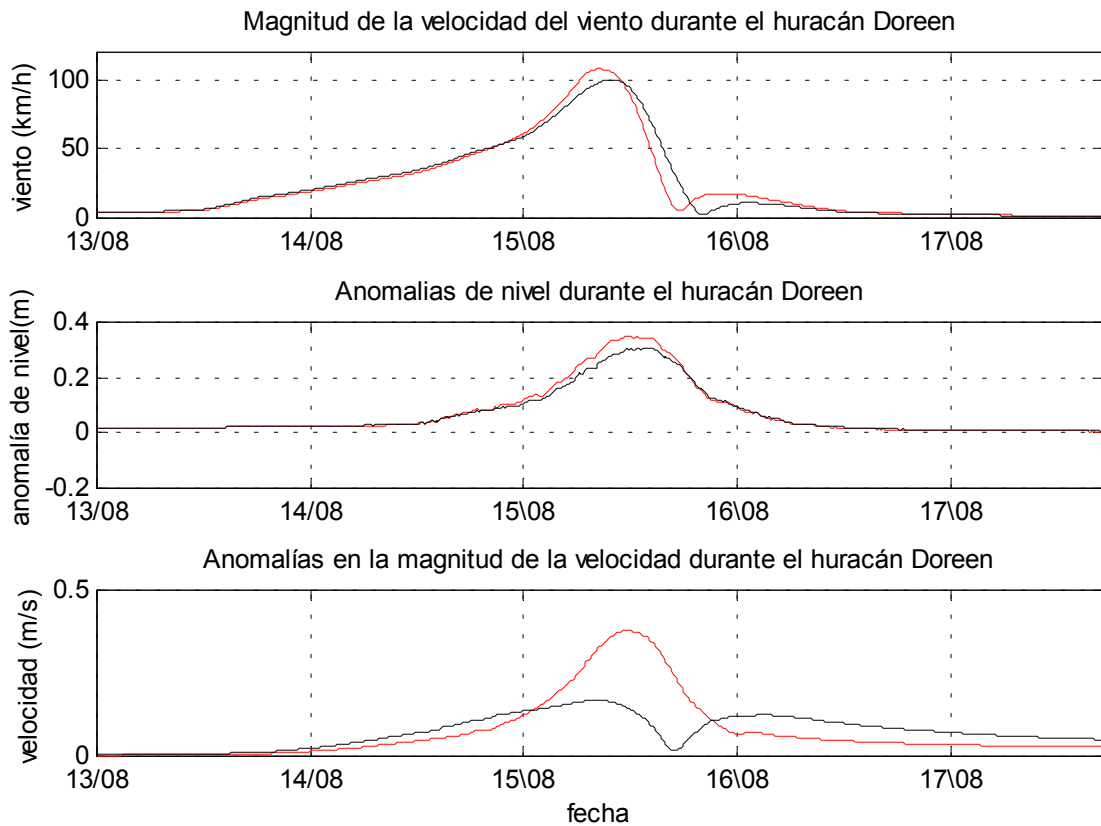


Figura 4.15 Resultados de la modelación del huracán **Doreen** en la Región de Los Cabos, del 13 al 18 de agosto de 1977. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

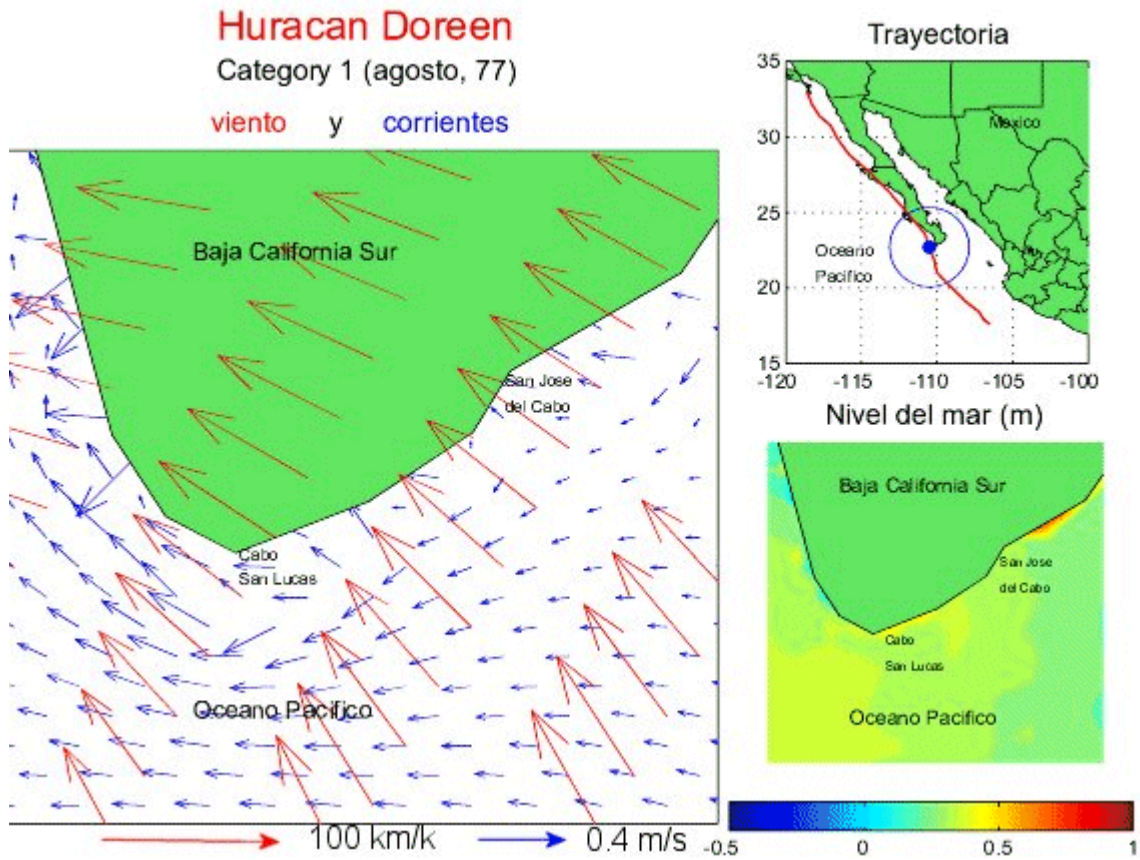


Figura 4.16 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Doreen** (1977) en la región de Los Cabos.

4.6.3.- Huracán Kiko (agosto de 1989).

Bahía de La Paz

En los puntos G3 y G4, los vientos durante el huracán Kiko alcanzan 100 km/h; en G5 los vientos llegan 90 km/h y en G1 y G2 llegan a 65 km/h (Fig. 4.17 a). Debido a la trayectoria seguida por este huracán, los vientos en la Bahía se sostienen con alta intensidad, durante largo periodo de tiempo. El surge generado alcanza 1.5 m en la boca de la Ensenada (G2), 1m en lo la Boca Chica de la Bahía (G4) y en el punto G1 y 65 cm en los puntos de control ubicados al norte de la Bahía (G3 y G5) (fig. 4.17 b). Como puede observarse en la figura 4.17c, en la Boca Chica de la Bahía se obtienen velocidades de hasta 90 cm/s, las cuales se sostienen por encima de 50 cm/s por mas de 24 horas. En la boca de la ensenada las velocidades llegan a 50 cm/s y en el punto G1 llegan a 30 cm/s. En los puntos G5 y G3, situados al norte de la Bahía, la circulación no se ve afectada significativamente por el paso de Kiko.

La animación, dada en el archivo KikiLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. El huracán Kiko se inicia aproximadamente a 300 km de San José del Cabo, frente a las costas de Nayarit. Aunque su trayectoria es corta y tiene una duración de 4.5 días, en toda su trayectoria se encuentra a menos de 500 km de la Bahía de La Paz. Por tal razón, su efecto se deja sentir durante toda su trayectoria en el sur de la península.

Cuando el huracán se sitúa a 100 km de San José del Cabo, se observa una entrada de agua a la Bahía por el norte, en el paso entre la isla San José y la Península, generando una acumulación de agua en la parte sur de la Bahía, la cual alcanza 70 cm dentro de la Ensenada. Esta circulación se intensifica al acercarse aún mas el huracán a la Península (fig. 4.18), y se inicia una entrada de agua por la Boca Chica, obteniéndose una elevación del nivel de 1.5 m en la Ensenada y una baja de nivel a un costado de la isla San José. Los vientos en este punto son de cerca de 200 km/h.

El huracán entra a la península y se inician cambios en la dirección de las corrientes, generándose corrientes encontradas. En la ensenada de La Paz el agua comienza a salir y el nivel a disminuir. El ciclón pierde intensidad y avanza lentamente,

comenzando el agua a regresar a su nivel de equilibrio. Sin embargo, el ciclón, ya como tormenta tropical, sale con dirección suroeste, este cambio de dirección genera una circulación en sentido noroeste, produciendo la salida de agua de la Bahía y con ello una ligera baja de nivel.

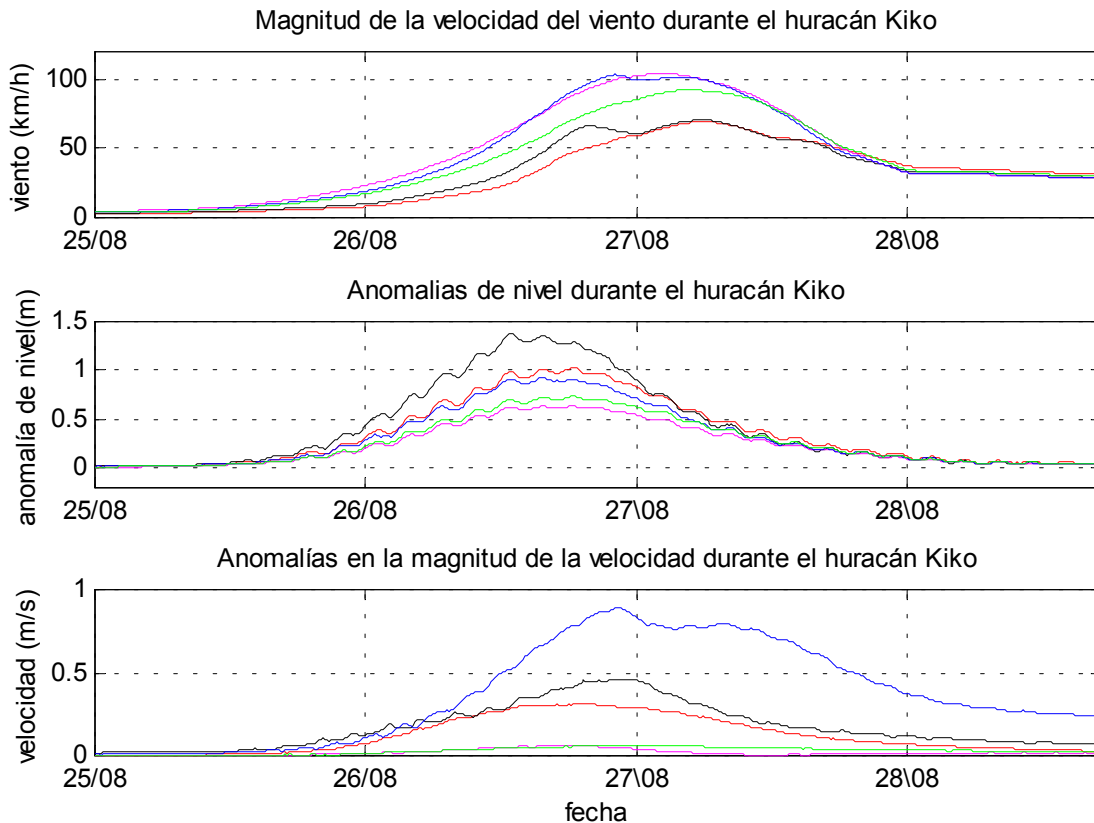


Figura 4.17 Resultados de la modelación del huracán **Kiko** en la Bahía de La Paz, del 25 al 29 de agosto de 1989. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

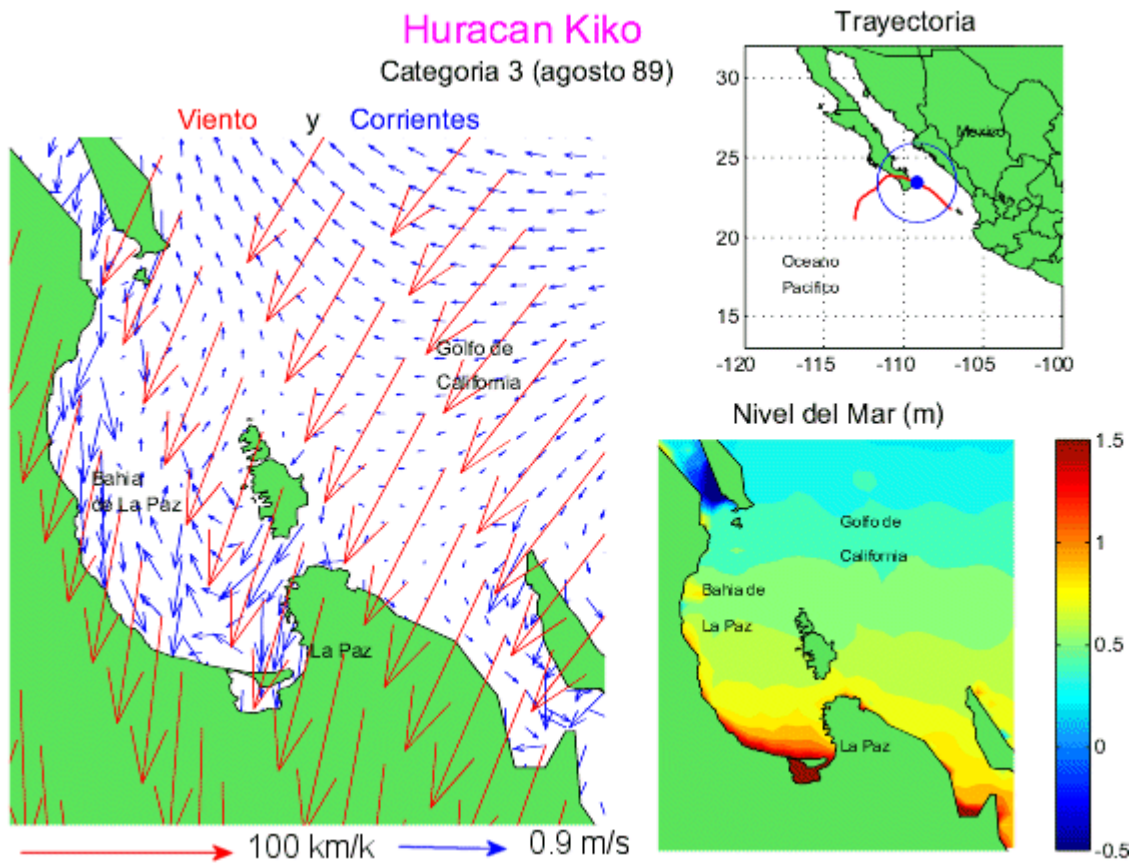


Figura 4.18 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Kiko** (1989) en la Bahía de La Paz.

Región los Cabos

Los vientos en el punto de control G2 (Cabo San Lucas) llegan a 180 km/h, no obstante en G1 (San José del Cabo) tan solo alcanzan 95 km/h (fig 4.19 a). Sin embargo la onda de tormenta es similar en ambos puntos, siendo ligeramente mayor en G1 donde el nivel del agua se eleva 70 cm, mientras que en G2 el nivel aumenta 60 cm (fig. 4.19 b). La circulación en G2 alcanza 75 cm/s sin que se observe un cambio de dirección, en cambio en G1 las velocidades sólo llegan a 40 cm/s, decayendo a cero, para volver a intensificarse al mismo nivel pero en sentido opuesto (fig. 4.19 c).

La animación, dada en el archivo KikoLC.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. Cuando el huracán Kiko se sitúa frente a las costas de Sinaloa, a unos 300 km de San José del Cabo, la circulación de las aguas del pacífico, que rodean la parte sur de la Península, comienza a verse afectada por corrientes ligeras, las cuales se intensifican al acercarse esta tormenta, comenzando a observarse corrientes en dirección noroeste en la región del Pacífico al sureste de San José del Cabo y con dirección sureste del lado oeste de la Península. Este movimiento genera bajas de nivel en algunos puntos cercanos a las costas. Al intensificarse el huracán hasta alcanzar la categoría 3, ya muy cerca de las costas (fig.4.20), las velocidades de circulación del agua se incrementan y cambian de sentido en la región ubicada al sureste de San José del Cabo; el nivel del mar en la región alcanza 50 cm sobre su nivel de equilibrio, aunque se observan puntos pegados a las costas donde el nivel baja hasta 50 cm. Las velocidades se intensifican aun más al entrar el huracán a tierra, pasando, aún con categoría 3, sobre el extremo sur de la península, generando fuertes corrientes y elevaciones en el nivel hasta de 70 cm. Ya en tierra el huracán pierde intensidad y el nivel del agua comienza a bajar. Las corrientes rodean la Península en sentido opuesto a las manecillas del reloj. Después de que el huracán atraviesa la península y sale a la altura de Todos Santos, la circulación del lado oeste de la Península presenta un cambio de sentido, sin embargo estas ya son de poca intensidad pues la tormenta ya se ha degradado a depresión tropical. El agua recobra rápidamente su nivel.

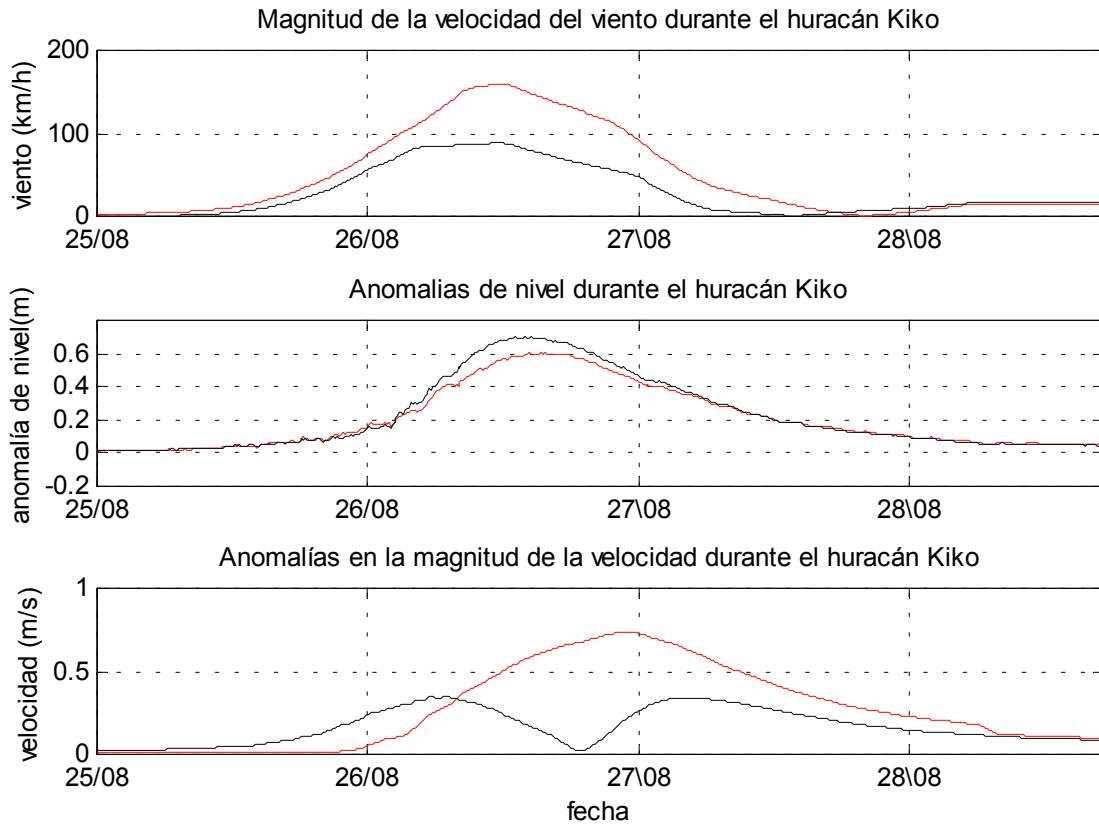


Figura 4.19 Resultados de la modelación del huracán **Kiko** en la Región de Los Cabos, del 25 al 29 de agosto de 1989. a) Magnitud de la velocidad del viento. b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

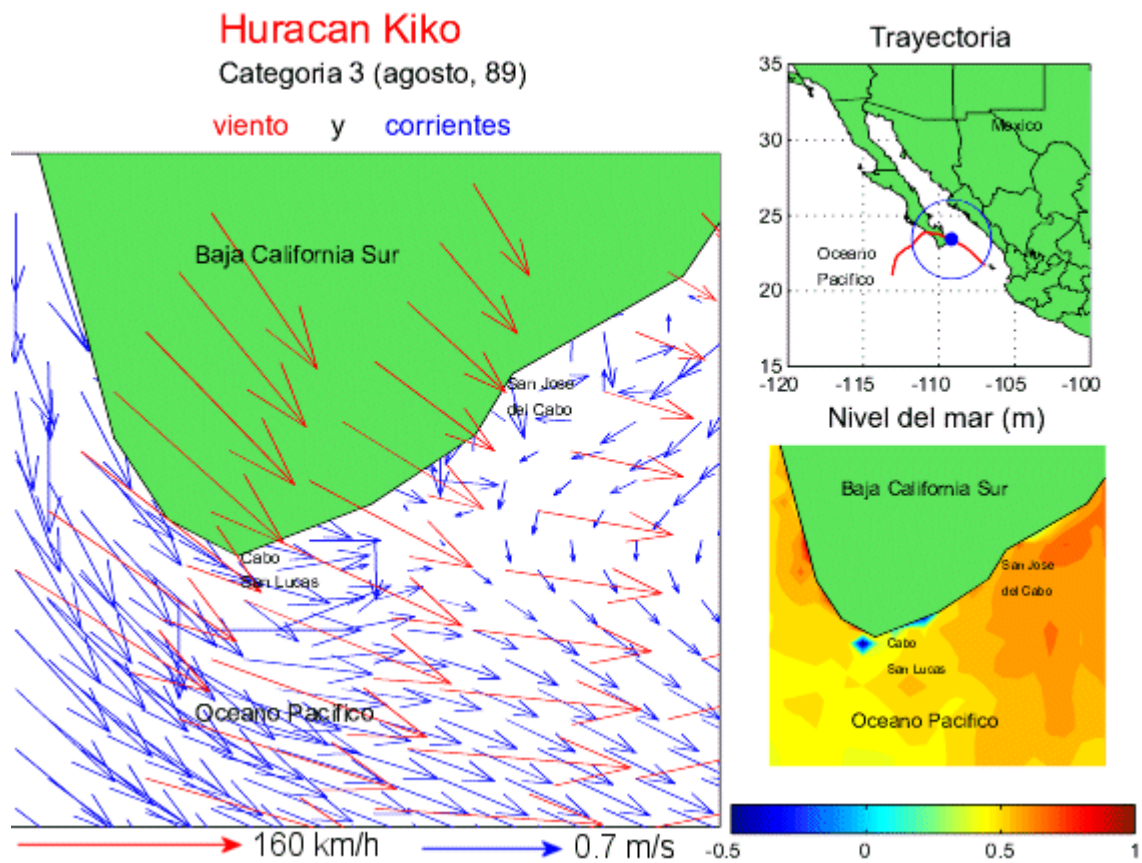


Figura 4.20 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Kiko** (1989) en la región de Los Cabos.

4.6.4.- Huracán Lidia (septiembre de 1993)

Bahía de La Paz

El huracán Lidia es uno de los más intensos que se han acercado a las costas de Baja California Sur. Aunque presentó vientos de hasta 240 km/h, pasa frente a las costas de Los Cabos con categoría 2 y vientos de 160 km/h. Los vientos, en los Puntos de control en la Bahía de La Paz, alcanzan 70 km/h (fig. 4.21 a), acompañados de una onda de tormenta de 50 cm en la entrada de la Ensenada de La Paz (G2), de 30 cm en el Canal de San Lorenzo (G4) y en el punto G1 y de 20 cm en la Boca Grande (G3) así como en G5 (fig. 4.21 b). En cuanto a las corrientes, el Canal de San Lorenzo es el que presenta mayor movimiento, con velocidades de 70 cm/s, seguido de la entrada a la Ensenada y el punto G1, donde estas alcanzan 20 cm/s. Los puntos G3 y G5 no muestran movimiento horizontal (fig.4.21 c).

La animación, dada en el archivo LidiaLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. Dados los fuertes vientos que presenta el huracán mientras mantiene las categorías 4 y 3, sus efectos se comienzan a sentir dentro de la Bahía aún cuando este se encuentra a más de 650 km de la región de estudio. El agua comienza a entrar por la isla San José, así como por el Canal de San Lorenzo. Al acercarse el, las corrientes se intensifican, a pesar de que la intensidad de éste a disminuido a categoría 2. El nivel de la ensenada se incrementa 50 cm. Las velocidades son aún mayores al situarse el huracán bajo el Golfo de California (fig. 4.22) y el agua se acumula a lo largo de las costas de la Bahía, alcanzando a elevarse 75 cm dentro de la Ensenada. Ya en tierra y conservando todavía la categoría 2, Lidia se sitúa a la altura de la Bahía, por lo cual los vientos se mueven en dirección sur, modificándose la dirección de las corrientes, predominando la dirección sur-sureste. El nivel en la Ensenada se eleva por encima de 1m. Posteriormente la tormenta se aleja y se degrada a depresión tropical, recobrando el mar su estabilidad poco a poco.

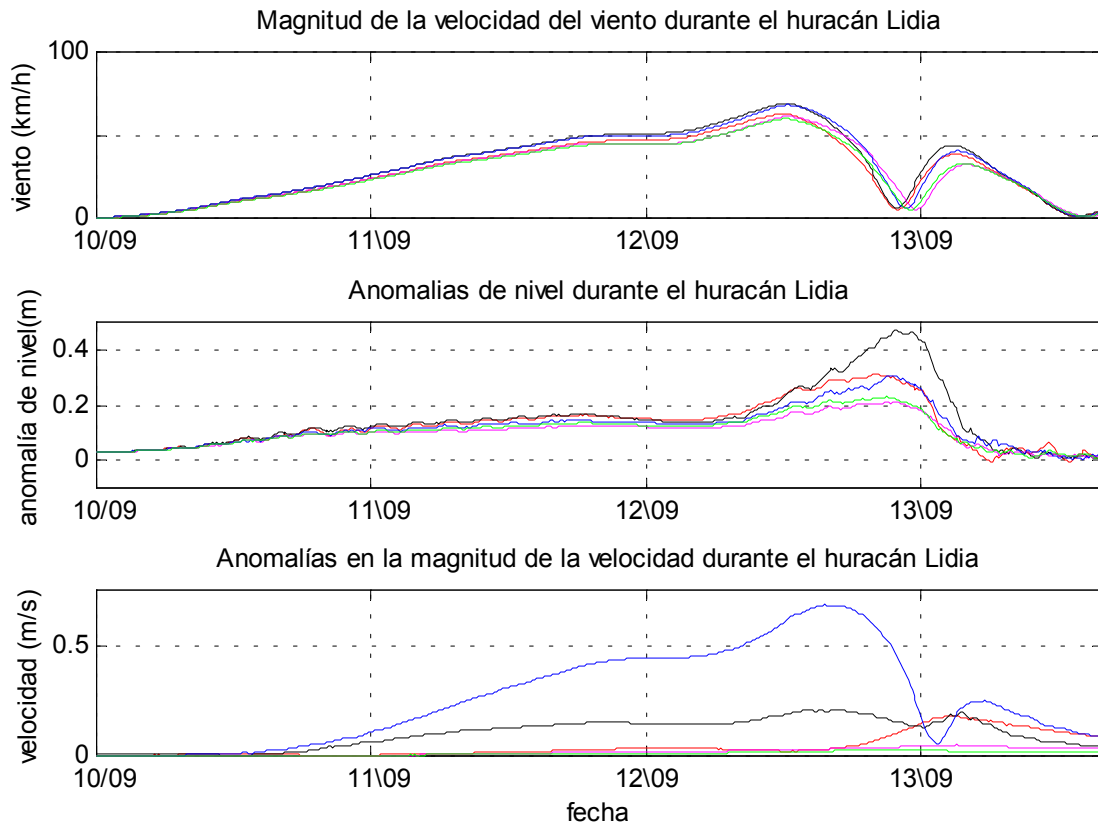


Figura 4.21 Resultados de la modelación del huracán **Lidia** en la Bahía de La Paz, del 8 al 14 de septiembre de 1993. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

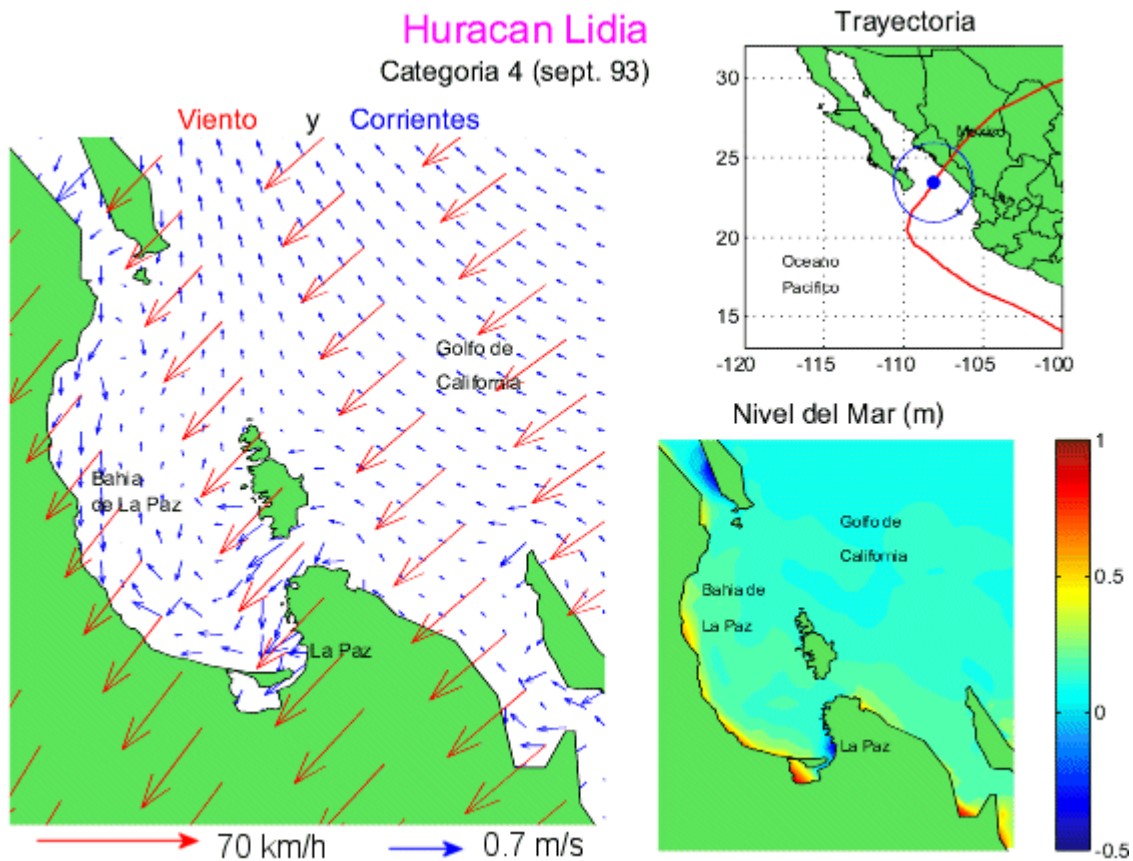


Figura 4.22 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Lidia** (1993) en la Bahía de La Paz.

Región de los Cabos

Los vientos derivados de Lidia en la región de Los Cabos, alcanzan 115 km/h (fig. 4.23 a), generando ondas de tormenta con amplitudes de 30 cm en ambos puntos (fig. 4.23 b). Las corrientes en G1 sobrepasan los 50 cm/s, mientras que en G2 llegan a 30 cm/s (fig. 4.23 c). Las elevaciones de nivel obtenidas en el análisis de los datos históricos, expuestas en la sección 3.4, figura 3.14, son de también de 50 cm, con una duración de 48 horas.

La región de Los Cabos recibe mas directamente los efectos del huracán Lidia. La animación. dada en el archivo LidiaLC.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. El movimiento del agua se inicia desde que el huracán se encuentra frente a las costas de Jalisco. La dirección de la corriente es suroeste en la región inferior a la Península y dirección sur-sureste al oeste de la Península. El nivel del mar presenta ligeras variaciones. Esta circulación se intensifica conforme el huracán se acerca, sin embargo el nivel del mar no se ve significativamente afectado hasta que el huracán se sitúa bajo el Golfo de California y la dirección del viento a cambiado (fig. 4.24). Al continuar avanzando el ciclón, la dirección del viento en la región continúa cambiando empujando el agua hacia mar abierto y por consiguiente las corrientes cambian también de dirección, y el nivel del mar comienza a tomar su nivel normal. El movimiento de las aguas continúa aun cuando la tormenta se ha disipado.

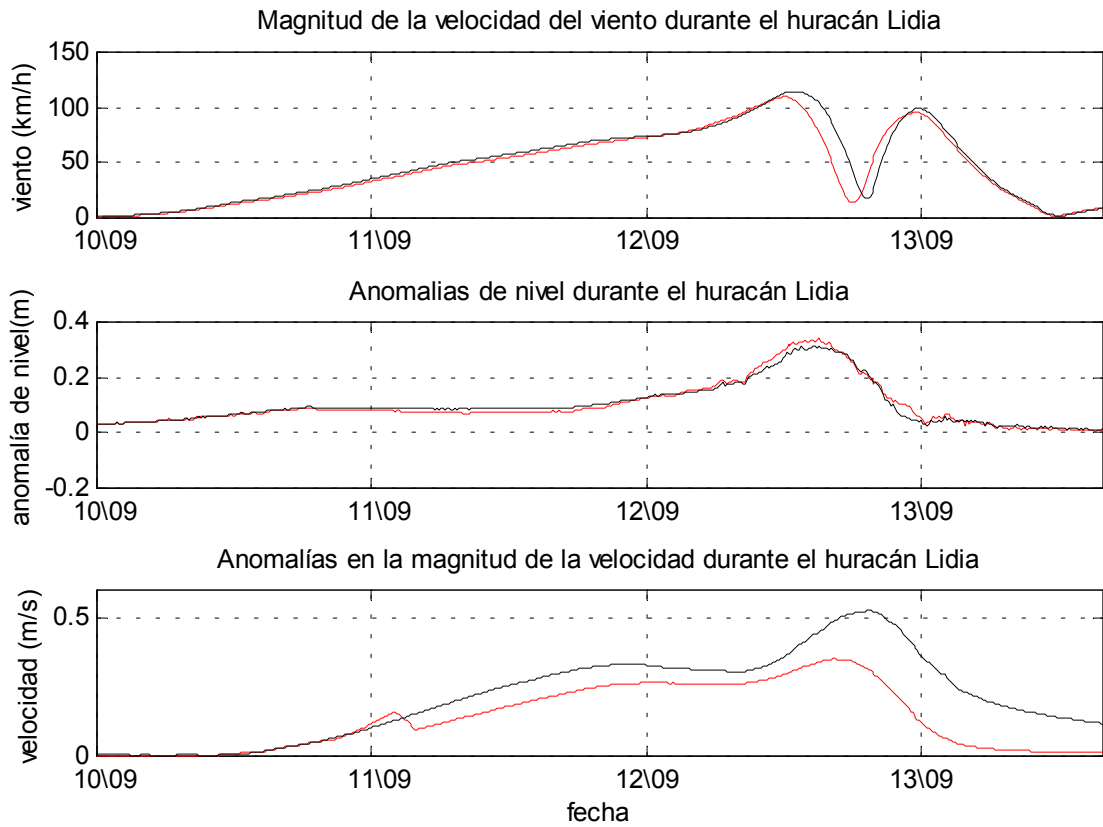


Figura 4.23 Resultados de la modelación del huracán **Lidia** en la Región de Los Cabos, del 8 al 14 de septiembre de 1993. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel u onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

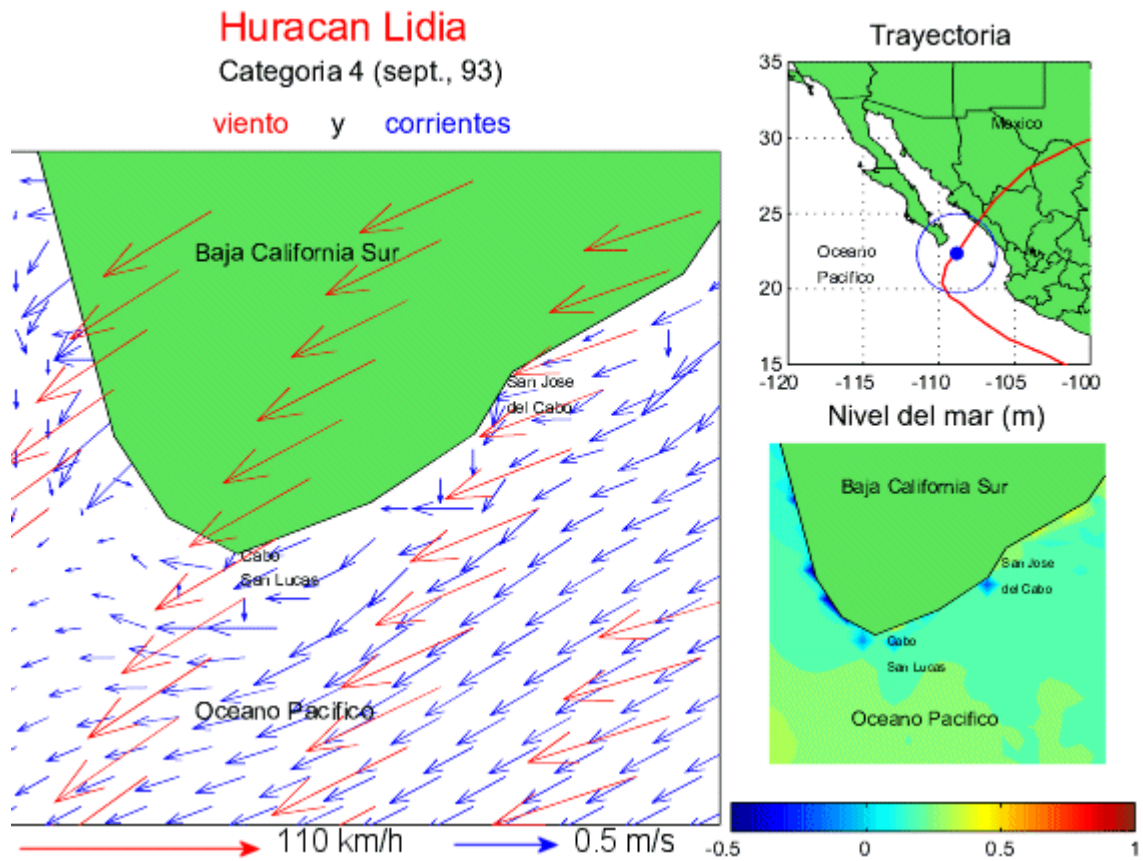


Figura 4.24 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Lidia** (1993) en la región de Los Cabos.

4.6.4.- Huracán Henriette (septiembre de 1995).

Bahía de La Paz

Los vientos durante el huracán Henriette alcanzan 150 km/h en la región de estudio (fig. 4.25 a) y generan una onda de tormenta de cerca de 60 cm en el punto G1, al suroeste de la Bahía. En el punto ubicado en la entrada a la ensenada el nivel alcanza 50 cm y posteriormente decae hasta 10 cm por debajo del nivel de equilibrio. En los otros tres puntos, la elevación del nivel es de 40 cm (fig. 4.25 b).

En cuanto a las corrientes, el punto que presenta mayor velocidad es G4, ubicado en el Canal de San Lorenzo, donde la velocidad alcanzan 1.5 m/s. En el punto G2, situado en la entrada a la Ensenada, las velocidades llegan casi a 50 cm/s. Los demás puntos no presentan velocidades considerables (Fig. 4.25 c).

La animación, dada en el archivo HenrietLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. El movimiento del agua comienza a observarse desde que el huracán se encuentra frente a las costas de Los Cabos, a unos 120 km de éstas. El movimiento se inicia con una entrada de agua a la Bahía por el Canal de San Lorenzo y otra por la parte superior de ésta, entre la isla San José y la Península. Estas corrientes generan un levantamiento de agua de 50 cm en las costas de la Bahía y de aproximadamente 75 cm dentro de la Ensenada. Al avanzar el huracán las corrientes se intensifican y el levantamiento del nivel del agua sobrepasa los 50 cm en toda la parte central de la Bahía y 1 m en las costas, así como dentro de la Ensenada. Las corrientes son aún mas intensas cuando el huracán se encuentra frente a las costas de Todos Santos y los vientos se mueven con dirección oeste (fig. 4.26). Las aguas del Golfo también presentan movimiento considerable en dirección noroeste. El agua se acumula en las costas, al oeste de la Bahía, donde el nivel alcanza 1 m sobre el nivel de equilibrio. En la entrada de la Ensenada, el nivel presenta una baja de 50 cm. Al avanzar el huracán, con dirección noroeste, los vientos presentan esta misma dirección, continuando la entrada de agua a la Bahía por el canal de San Lorenzo, pero con movimiento hacia el norte para salir por la Boca Grande y por el paso entre Isla San José y la Península. El nivel dentro de la Bahía comienza a retomar su punto de equilibrio.

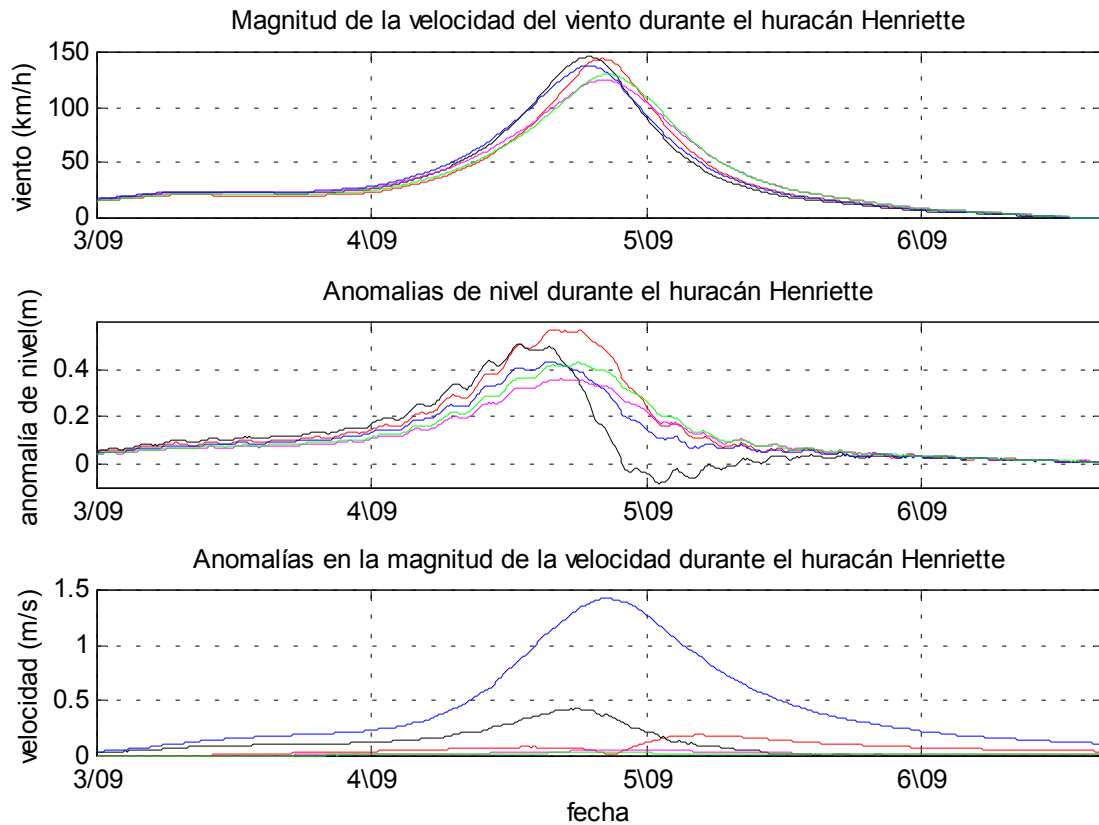


Figura 4.25 Resultados de la modelación del huracán **Henriette** en la Bahía de La Paz, del 1 al 8 de septiembre de 1995. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

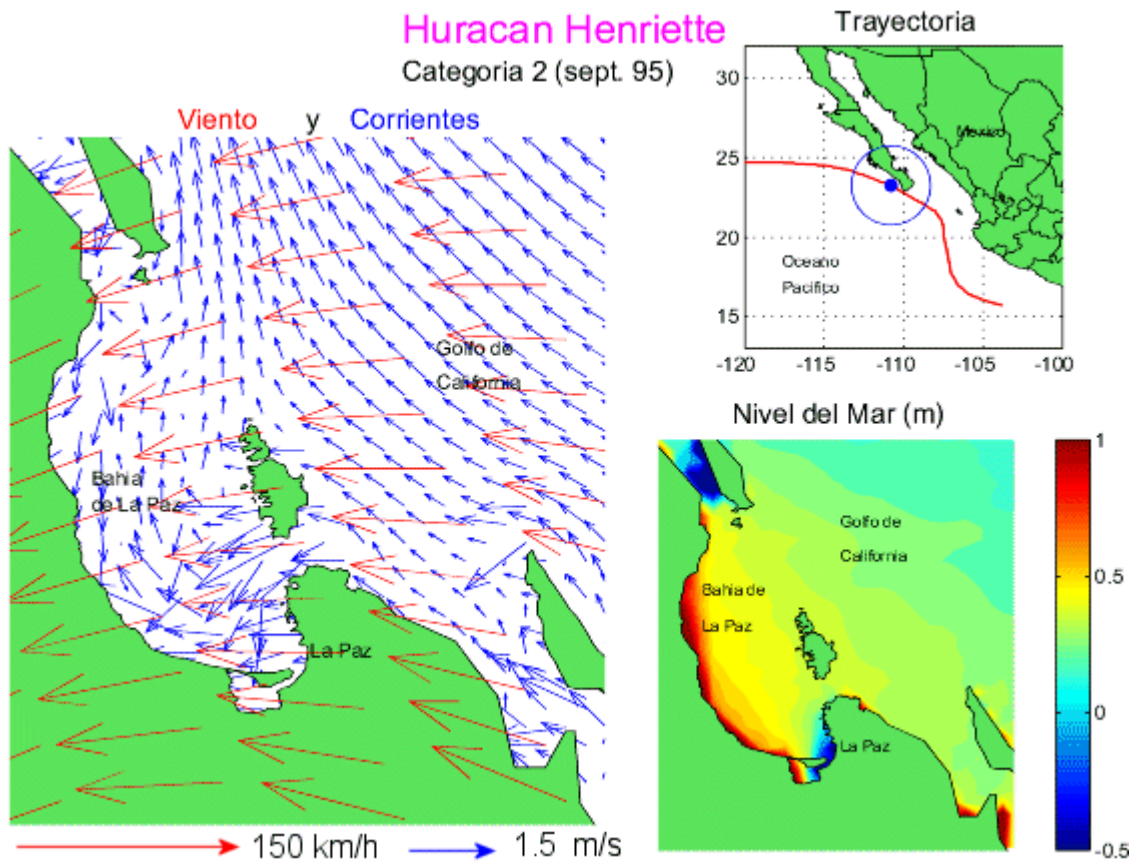


Figura 4.26 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Henriette** (1995) en la Bahía de La Paz.

Región de Los Cabos

No obstante que los vientos máximos en los puntos de control G1 y G2, asociados al huracán Henriette, son de 100 y 50 m/s respectivamente (fig. 4.27 a), la onda de tormenta que se obtiene para ambos puntos es de 60 cm (fig. 4.27 b), comparables también con las obtenidas del análisis de las series históricas expuesto en la sección 3.4 y presentados en la gráfica 3.31. Las velocidades máximas de corriente son de 50 cm/s (fig. 4.27 c).

La animación, dada en el archivo HenrietLC.avi del disco anexo, muestran las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. Cuando Henriette alcanza la intensidad de huracán de categoría 1, frente a las costas de Jalisco, se inicia el movimiento de las aguas en la región de estudio. Este movimiento es con dirección suroeste en la región inferior a la península y con dirección sur en el costado oeste. Este movimiento de agua genera una disminución de nivel en el océano Pacífico, al oeste de la Península. Al acercarse el huracán a la península, las corrientes se intensifican y las aguas retoman su nivel momentáneamente, para iniciar su levantamiento al ubicarse el huracán aún más cerca de las costas de Baja California Sur. Una vez que el ojo del huracán a pasado por un costado de la punta de la Península (fig. 4.28), las corrientes del costado oeste invierten su dirección y el agua alcanza su nivel máximo, que sobrepasa los 50 cm en toda la región y el metro en algunos puntos pegados a la costa. Al despegarse Henriette de las costas de Baja California Sur, las corrientes en la región de estudio disminuyen, presentando un movimiento ondulado que rodea a la península en sentido de las manecillas del reloj. El agua retoma rápidamente su nivel de equilibrio.

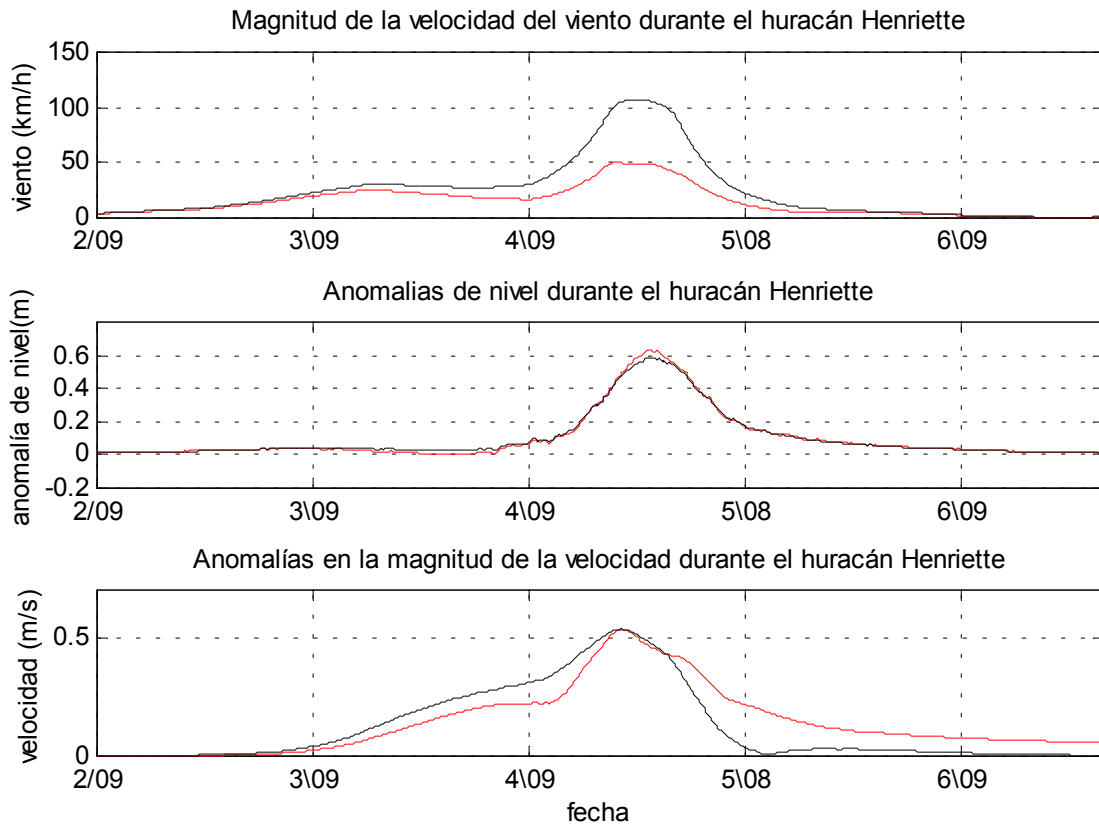


Figura 4.27 Resultados de la modelación del huracán **Henriette** en la Región de Los Cabos, del 1 al 8 de septiembre de 1995. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

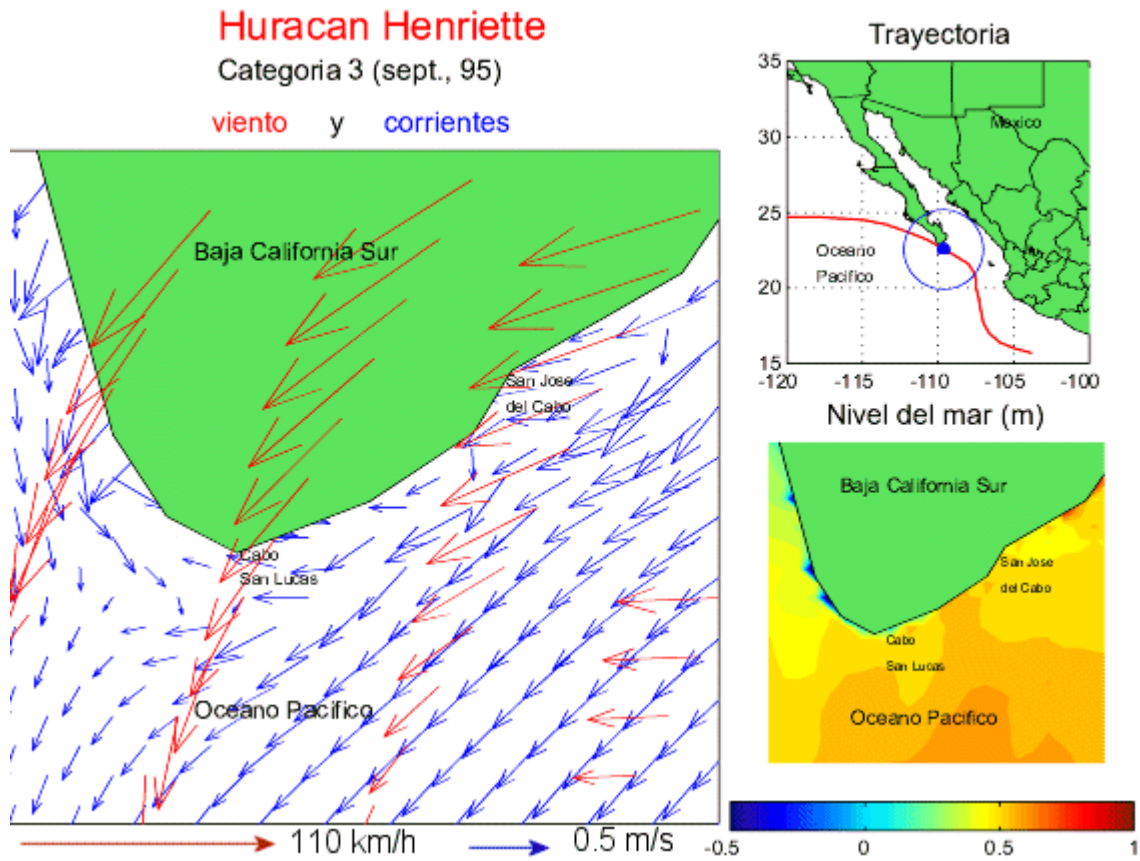


Figura 4.28 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Henriette** (1995) en la región de Los Cabos.

4.6.6.- Huracán Fausto (septiembre de 1996)

Bahía de La Paz

El huracán Fausto alcanza la categoría 3, con vientos de hasta 200 km/h. Sin embargo, en la Bahía de la Paz, estos alcanzan 120 km/h con una caída a cero cuando el ojo del huracán entra a la Bahía (fig. 4.29 a). Como puede observarse en la figura 4.29 b, el impacto de estos vientos sobre el nivel del mar, en los 5 puntos de control, es de la misma magnitud, generando una onda de tormenta de 50 cm. No obstante, las velocidades de las corrientes son de mayor magnitud en el punto ubicado en el Canal de San Lorenzo, donde la velocidad llega a ser de 1.2 m/s. De mucho menor magnitud es la velocidad en el punto situado a la entrada de la Ensenada, que alcanza 30 cm/s. Los otros tres puntos no presentan movimiento horizontal significativo (fig. 4.29 c).

La animación, dada en el archivo FaustoLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. Cuando Fausto se encuentra a 300 km de Cabo San Lucas, ya se observa la entrada de agua a la Bahía, tanto por el Canal de San Lorenzo como por la parte superior de ésta, entre Isla San José y la Península. Debido a la dirección de estas corrientes, el agua se acumula a lo largo de las costas, elevando el nivel en estos puntos alrededor de 50 cm y 75 cm dentro de la Ensenada. En la entrada de la Ensenada el nivel disminuye. Esta circulación se intensifica conforme el huracán se acerca a la Bahía (fig.4.30), llegando a observarse una elevación del nivel de 50 cm en todo el interior de la Bahía y hasta 1 m en las costas. El nivel en la entrada de la Ensenada llega a bajar 50 cm de su nivel de equilibrio. Una vez que el ojo del huracán atraviesa la Península, la dirección del viento cambia y con ello las corrientes también cambian de dirección, observándose una salida de agua por el Canal de San Lorenzo y, aunque de menor magnitud, por la Boca grande. Por el paso entre la Isla San José y la Península continua entrando agua, lo que genera corrientes encontradas. El nivel, en la entrada de la Ensenada, sufre ahora un incremento de hasta 1m, mientras que en el resto de la Bahía comienza a recuperar su punto de equilibrio

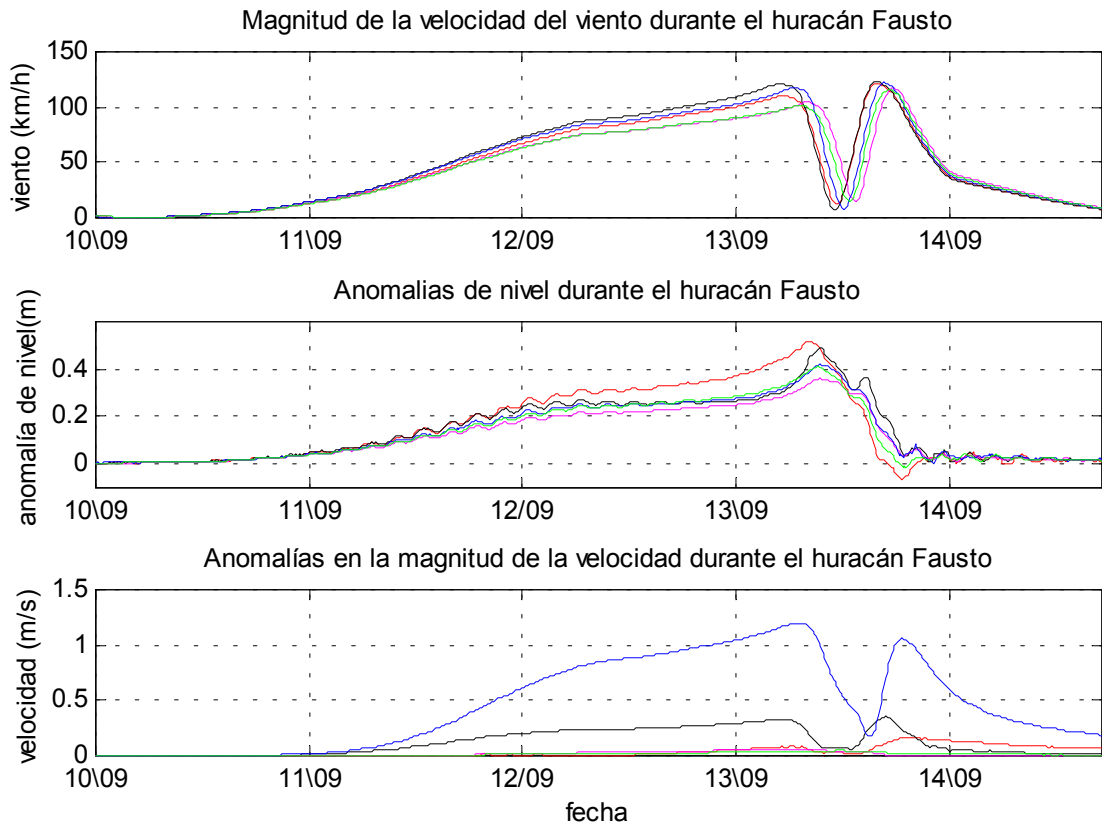


Figura 4.29 Resultados de la modelación del huracán **Fausto** en la Bahía de La Paz, del 10 al 14 de septiembre de 1996. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) anomalías de la magnitud de la Velocidad

En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

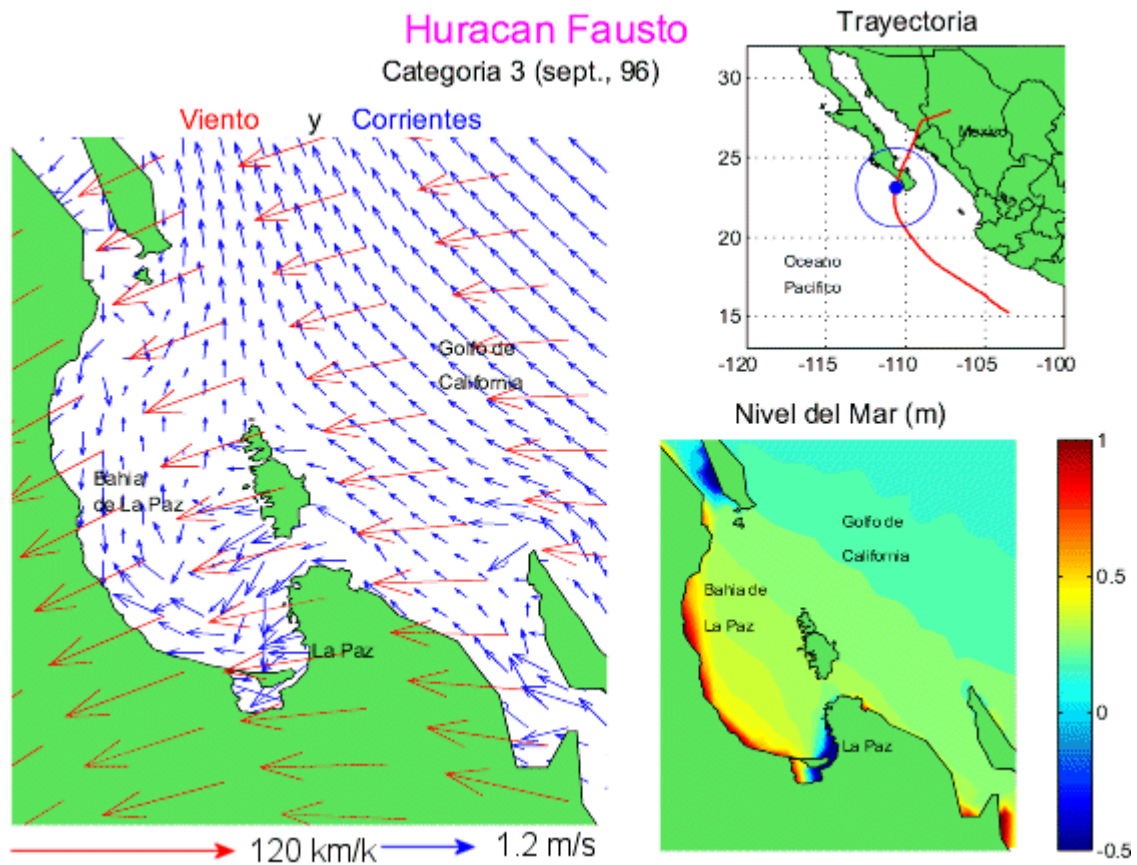


Figura 4.30 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Fausto** (1996) en la Bahía de La Paz.

Región de Los Cabos

En esta región los vientos alcanzan los 150 km/h, con una caída cuando el ojo del huracán se encuentra, en el punto de su trayectoria mas cercano a éstos (fig. 4.31 a). El incremento en el nivel en ambos puntos es cercano a los 60 cm (fig. 4.31 b), mientras que la velocidad de las corrientes en el punto G1 es de 45 cm/s y en G2 de 60 cm/s (fig 4.31 c).

La magnitud de la onda de tormenta que se obtiene en la sección 3.4, (fig.3.22) como resultado del análisis de las series históricas del mareógrafo de Cabo San Lucas, es también de 60 cm, lo que corrobora los resultados de la simulación.

La animación, dada en el archivo FaustoLC.avi del disco anexo, muestran las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos, para diferentes posiciones del huracán. La circulación de las aguas de la región se inicia con dirección suroeste, bajo las costas de Los Cabos, desde que Fausto se encuentra frente a las costas de Jalisco. El nivel comienza a elevarse en toda la región. Conforme Fausto se acerca a la Península, las corrientes se intensifican y van cambiando su dirección, presentando un movimiento circular, paralelo a las costas, en sentido de las manecillas del reloj. El nivel en toda la región sobrepasa los 50 cm, llegando a alcanzar 1 m en algunos puntos junto a las costas (fig.4.32).

Al entrar a tierra con dirección paralela a las costas de Los Cabos, las corrientes cambian su dirección, rodeando ahora la península con dirección norte por el lado oeste de la península y con dirección noreste en la región sureste de la misma. El nivel del mar recobra rápidamente su nivel de equilibrio.

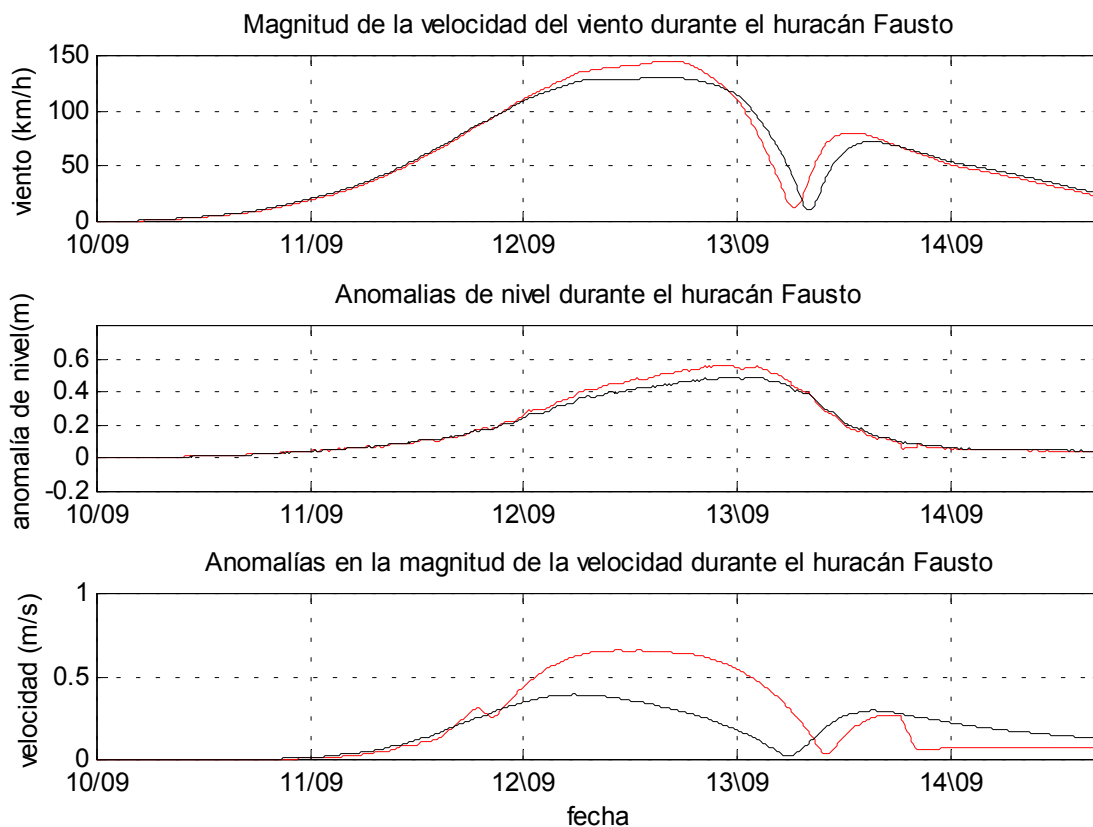


Figura 4.31 Resultados de la modelación del huracán **Fausto** en la Región de Los Cabos, del 10 al 14 de septiembre de 1996. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) anomalías de nivel y onda de tormenta y c) anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

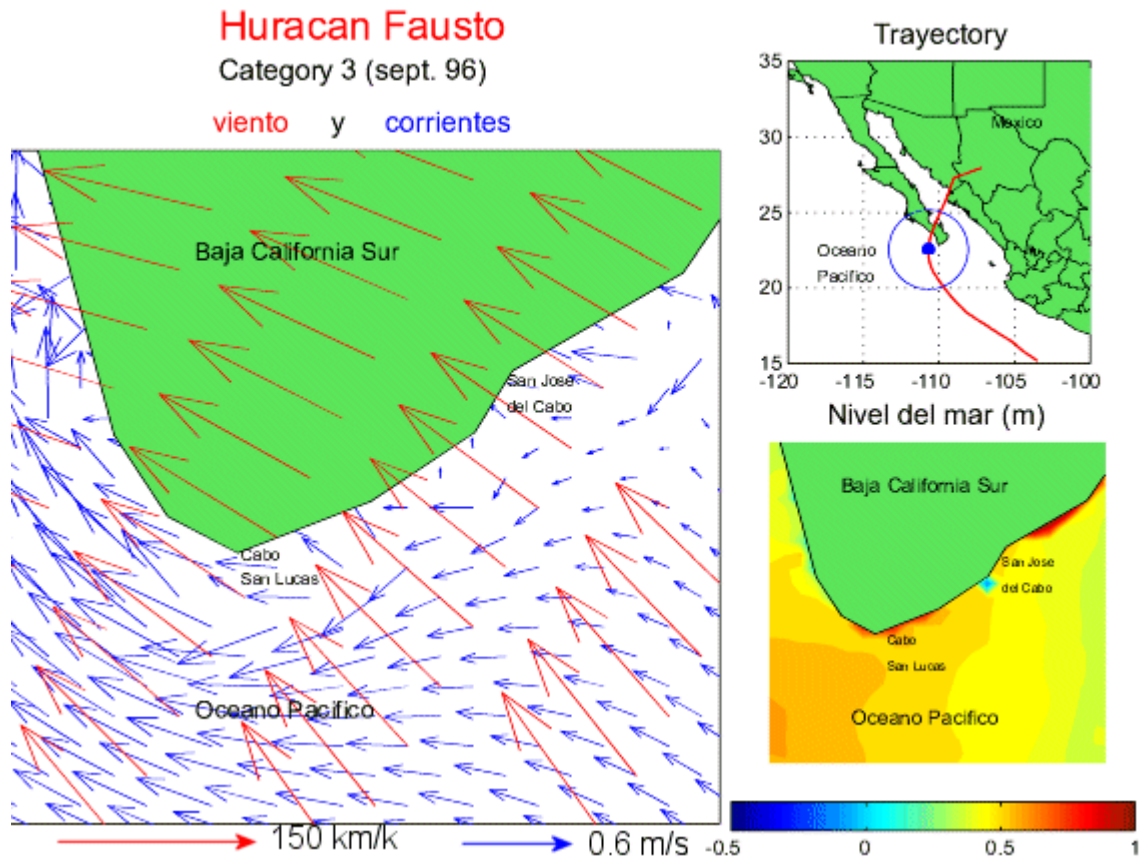


Figura 4.32 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Fausto** (1996) en la región de Los Cabos.

4.6.7.- Huracán Isis (septiembre de 1998).

Bahía de La Paz

Isis inicia su recorrido como tormenta tropical a 300 km de Cabo San Lucas y alcanza el rango de huracán de categoría 1 a los 24.7 ° N de latitud, con vientos de hasta 120 km /h. En La región de La Paz, los vientos alcanzan 100 km/h (fig. 4.33 a) y se genera una onda de tormenta que alcanza los 50 cm en G2, ubicado en la entrada de la Ensenada. En los demás puntos de control el nivel del mar no sobrepasa los 30 cm (fig. 4.33 b). La velocidad de corriente mas intensa se da en el punto G4, ubicado en el canal de San Lorenzo, donde alcanza 1.2 m/s (fig. 4.33c).

La animación, dada en el archivo IsisLP.avi del disco anexo muestran las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. El efecto de Isis se deja sentir en la Bahía casi desde su formación, dada su cercanía a la Península desde su nacimiento y su rápida velocidad de traslación. Se presenta un ingreso de agua tanto por el Canal de San Lorenzo, como por la parte superior de la Bahía. El nivel alcanza a elevarse cerca de 30 cm en la mitad sur de la Bahía y hasta 50 cm en la región cercana a la costa. El nivel de la Bahía disminuye mientras el huracán se encuentra en tierra, pero se incrementa en la ensenada. Las corrientes se intensifican una vez que Isis entra al Golfo de California y se sitúa frente a la Bahía (fig. 4.34); el nivel en la mitad sur de la Bahía vuelve a subir, llegando a alcanzar 80 cm sobre su punto de equilibrio, en la entrada de la Ensenada. Al avanzar hacia el norte, los vientos en la región cambian su dirección, cambiando con ello la dirección de las corrientes, lo que genera una salida de agua por el Canal de San Lorenzo. El nivel disminuye dentro de la Bahía, llegando a 50 cm bajo su nivel normal en algunos puntos cercanos a la costa. Al alejarse Isis y perder intensidad, el agua recupera poco a poco su estabilidad.

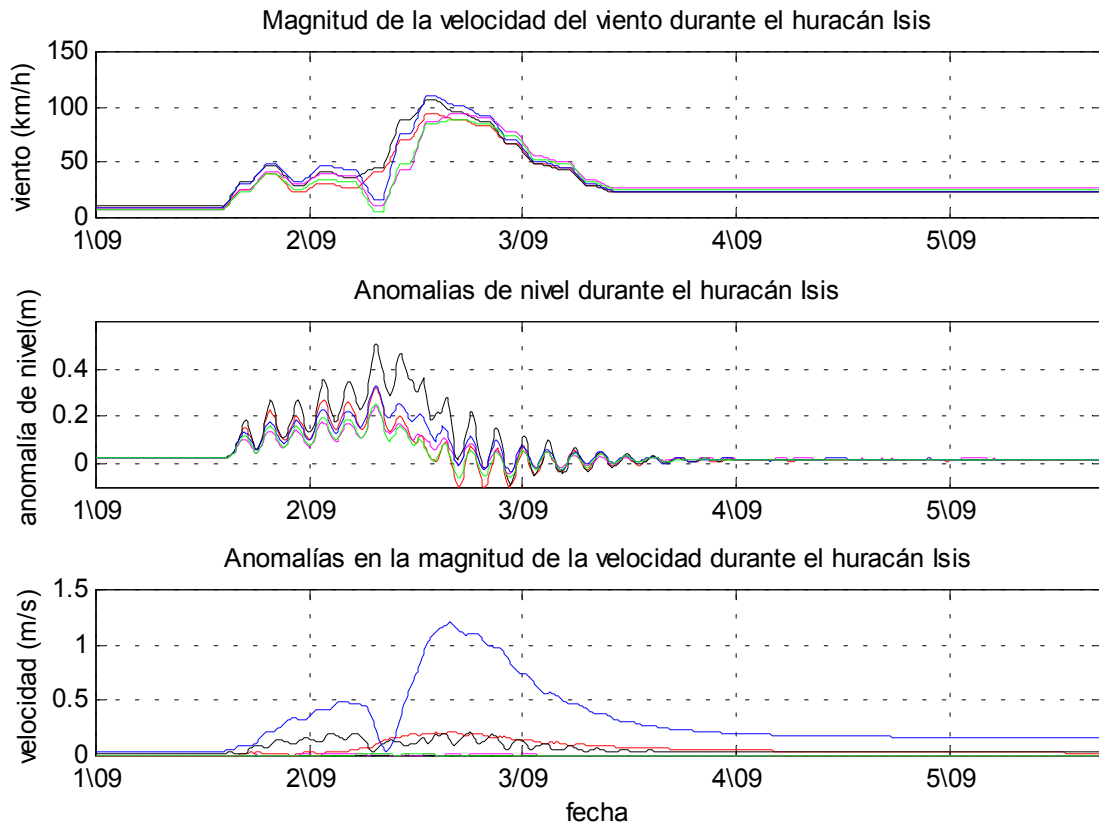


Figura 4.33 Resultados de la modelación del huracán **Isis** en la Bahía de La Paz, del 1 al 3 de septiembre de 1998. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

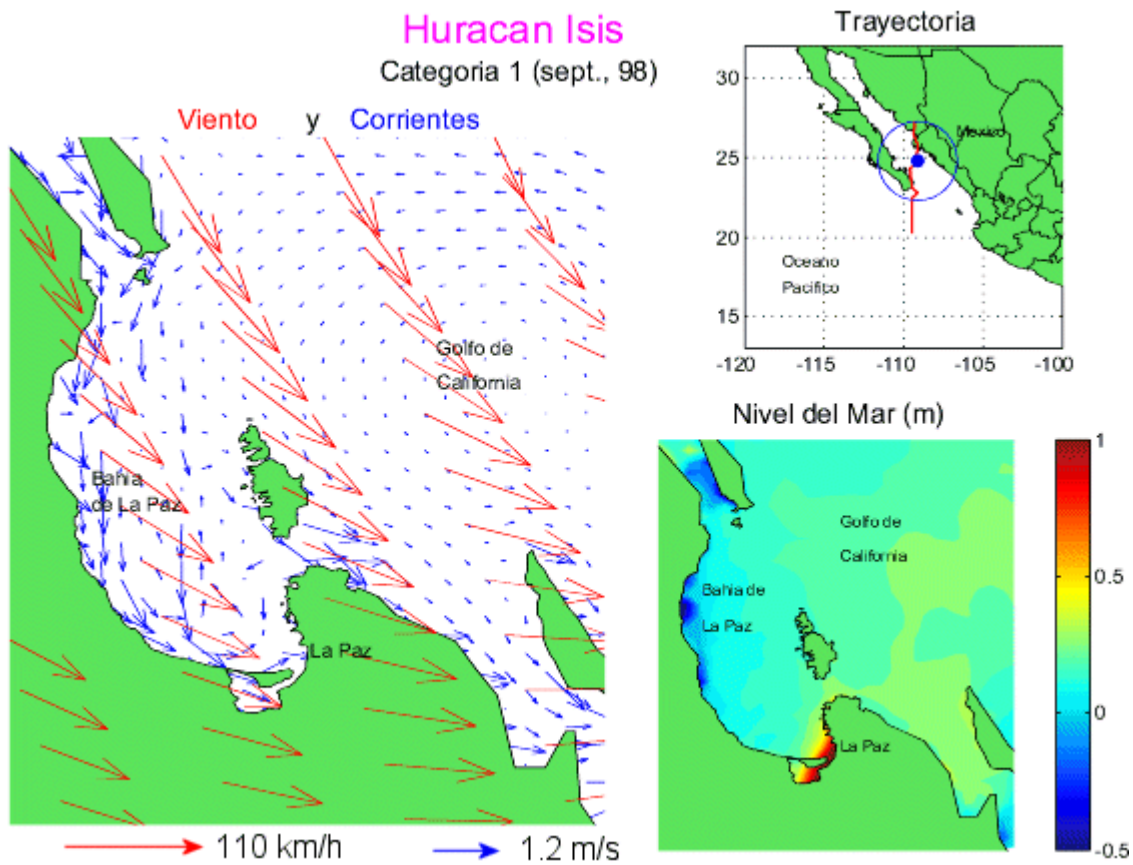


Figura 4.34 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Isis** (1989) en la Bahía de La Paz.

Región Los Cabos

Isis se forma muy cerca de la región de Los Cabos y desde su inicio presenta categoría de tormenta tropical, lo cual genera un repentino incremento del viento en la región, como puede observarse en la figura 4.35 a. El viento se sostiene por unas horas y cae repentinamente, debido al rápido avance del ciclón, el cual avanza 300 km en 6 horas, para situarse a menos de 50 km de Cabo San Lucas, quedando la región dentro del radio de vientos de menor intensidad. Horas más tarde el ciclón arriba en San José del Cabo y el punto G1 queda dentro del ojo del huracán, por lo cual en ese momento el viento es cero en este punto. Al alejarse el ciclón e incrementar su intensidad a huracán de categoría 1, los vientos se incrementan nuevamente en la región, hasta alcanzar 100 km/h, comenzando a decaer conforme el huracán se aleja y se debilita.

La onda de tormenta que se genera es de apenas 30 cm (fig. 4.35 b), sin embargo esta elevación se sostiene durante 18 horas. La circulación también presenta variaciones de poca intensidad, ya que alcanza tan solo 25 cm/s en ambos puntos de control (fig 4.35 c). Se observa una caída en la velocidad, seguida de una recuperación, lo cual indica un posible cambio de dirección de las corrientes

La animación, dada en el archivo IsisLC.avi del disco anexo muestra las variaciones de nivel y la circulación en la región de Los Cabos para diferentes posiciones del huracán. En el momento que Isis se encuentra a escasos kilómetros de Los Cabos, un movimiento de las aguas se da en dirección suroeste, en la parte inferior de la Península. El nivel del mar presenta un incremento gradual que se inicia con 40 cm en la parte inferior de la región en estudio, disminuyendo al acercarse a las costas.

Cuando la tormenta toca tierra en San José del Cabo, ya se ha iniciado un movimiento de las aguas, con dirección sur-sureste en la parte oeste de la región. El nivel presenta una elevación de aproximadamente 25 cm en la parte inferior de la Península (fig. 4.36).

Después del paso del ojo del huracán por la región, la velocidad del movimiento horizontal de las aguas, en la parte inferior de Los Cabos disminuye, para posteriormente incrementarse en sentido opuesto, generándose una circulación que rodea el sur de la Península, en sentido contrario a las manecillas del reloj. El agua

retoma rápidamente su nivel de equilibrio, aun cuando el desplazamiento de agua continua después de que se ha desvanecido la tormenta.

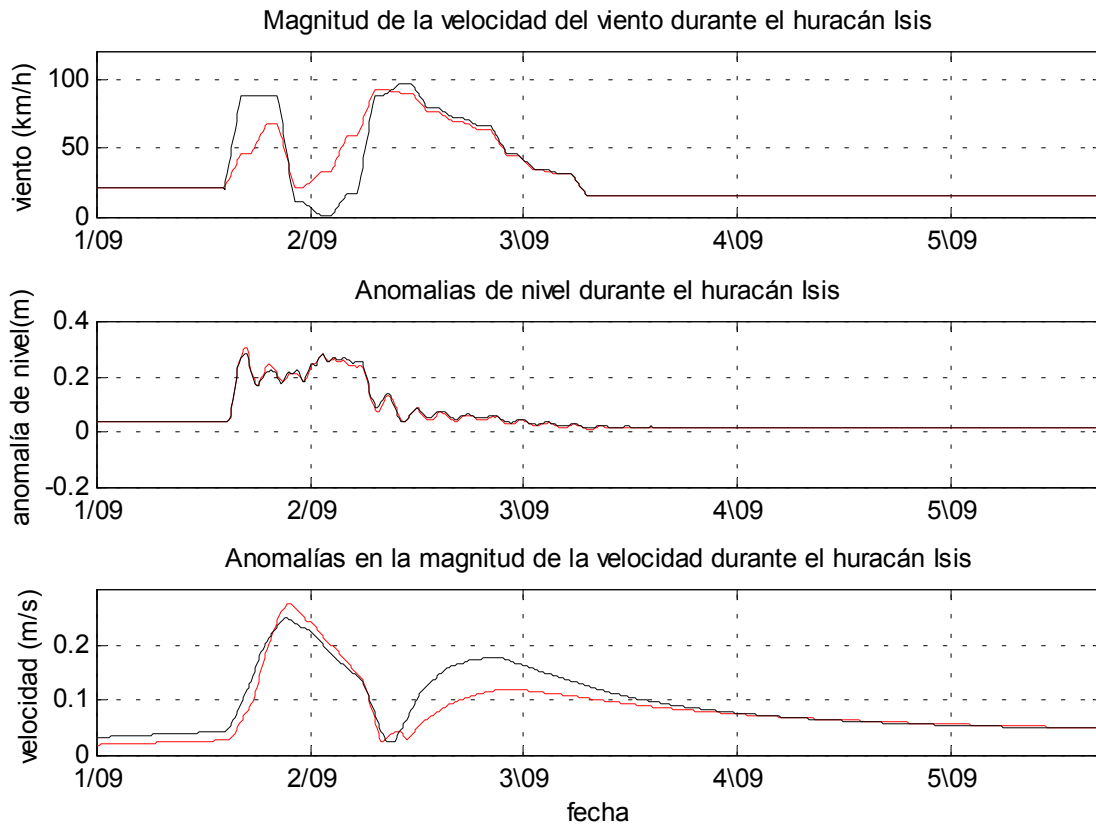


Figura 4.35 Resultados de la modelación del huracán **Isis** en la Región de Los Cabos, del 25 al 29 de agosto de 1989. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel u onda de tormenta, **c)** Anomalías de la magnitud de la Velocidad.

En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

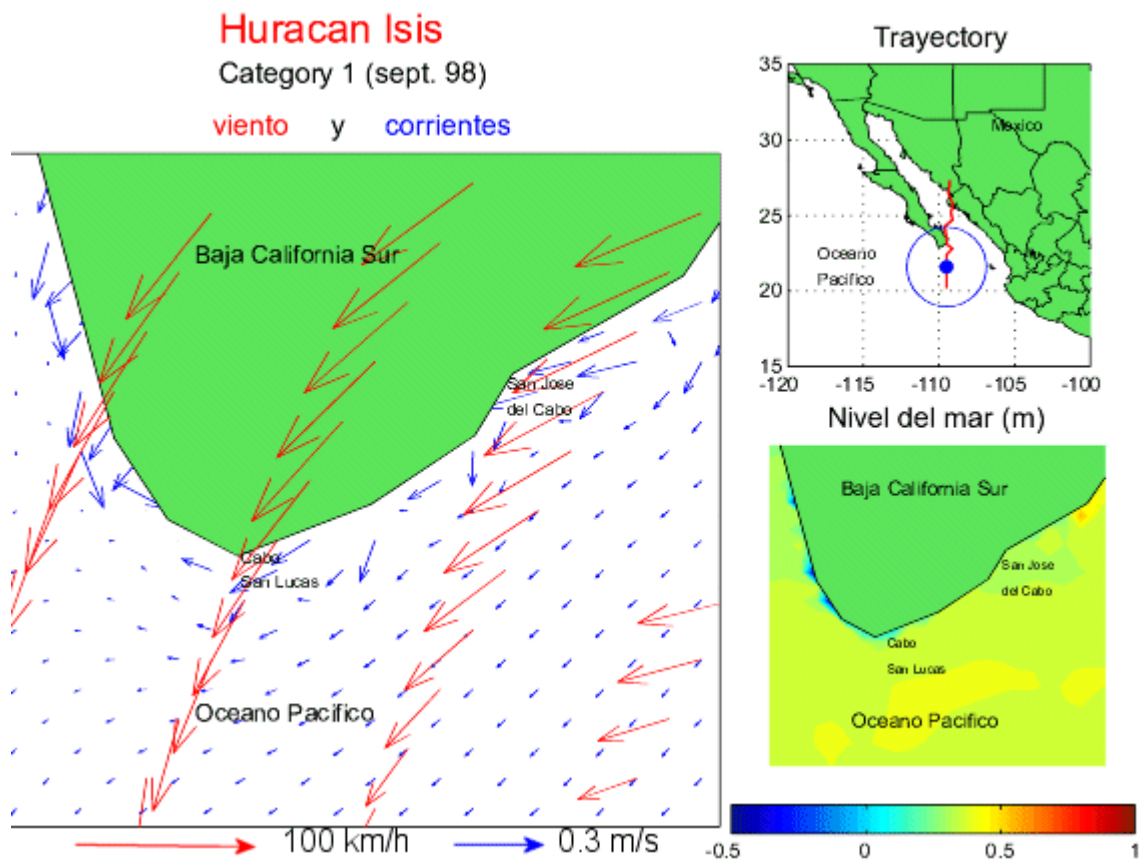


Figura 4.36 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán Isis (1998) en la región de Los Cabos.

4.6.8.- Huracán Juliette (Septiembre de 2001)

Bahía de La Paz

Cuando Juliette alcanza la categoría 4 se encuentra aún muy alejado de la Península, por lo cual los vientos máximos que se observan en la Bahía son de 120 Km/h (fig. 4.37 a).

Aunque la onda de tormenta tan sólo alcanza 40 cm en el Punto G1, 30 cm en G3, G4 y G5 y 20 cm en G2, este nivel se sostiene por mas de 24 horas, debido a que el huracán se mueve muy lentamente y permanece casi estacionario frente a Todos Santos por cerca de 48 horas (fig. 4.37 b).

En la figura 4.37 c se observa que se presenta una fuerte entrada de agua a la Bahía por el Canal de San Lorenzo, teniendo velocidades de hasta 1.25 m/s en el punto G4. Por otro lado los demás puntos de control no muestran velocidades significativas. Se presentan corrientes de 25 m/s en la entrada de la Ensenada y de 20 cm/s en G1.

La animación, dada en el archivo JulietLP.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. Cuando Juliette se encuentra aproximadamente a 200 km al suroeste de Cabo San Lucas, el agua ingresa por el Canal de San Lorenzo, así como por la parte superior de la Bahía, aunque con mucho menor intensidad. El agua sale por la Boca Grande. El nivel en las costas se eleva 40 cm y una baja de nivel se observa en la Boca de la Ensenada. Al situarse la tormenta frente a Todos Santos (fig. 4.38), las corrientes son mas intensas y el nivel en las costas se eleva cerca de un metro. En la Boca de la ensenada y parte de la misma, el nivel desciende 50 cm. Este movimiento permanece por mas de 48 horas, tiempo en que Juliette permanece casi estacionaria. Cuando Juliette continúa su trayectoria, debilitada a tormenta tropical, la intensidad de las corrientes disminuye y el agua retoma rápidamente su nivel.

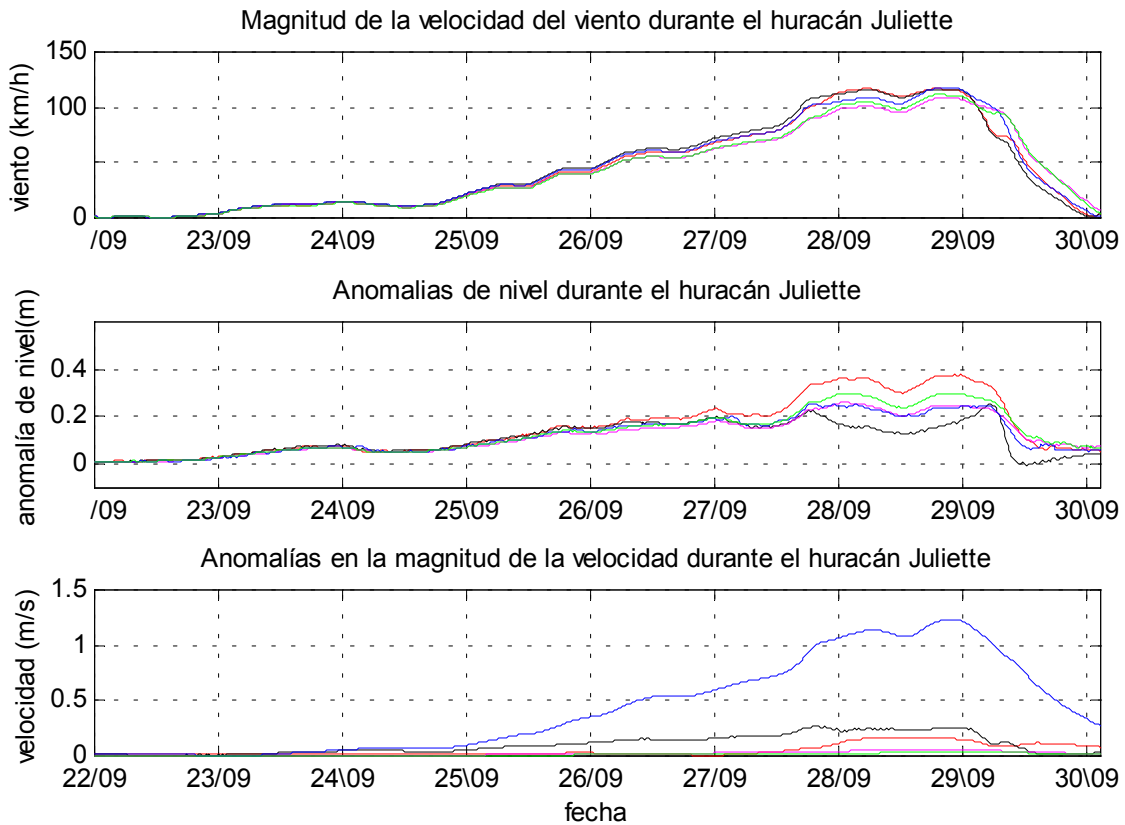


Figura 4.37 Resultados de la modelación del huracán **Juliette** en la Bahía de La Paz, del 21 de septiembre al 3 de octubre de 2001. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

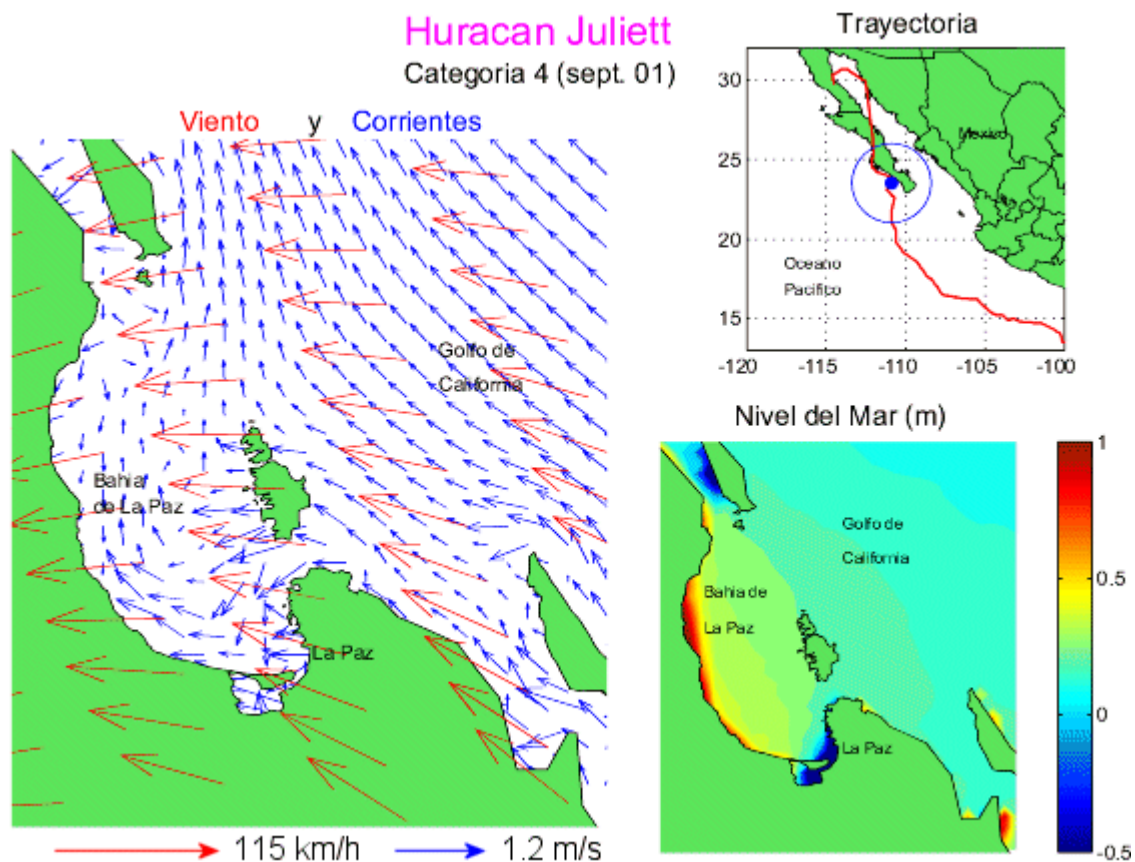


Figura 4.38 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Juliette** (2001) en la Bahía de La Paz.

Región Los Cabos

Durante el huracán Juliette, el viento máximo en la región de Los Cabos llega a 120 km/h, como puede observarse en la figura 4.39 a) y cabe notar que los vientos sobrepasan los 100 km/h por más de 18 horas continuas y se encuentran por encima de los 75 km/h por cerca de 24 horas. El nivel del mar se eleva 50 cm sobre su punto de equilibrio (fig. 4.39 b). Cabe resaltar la duración de la onda de tormenta generada por Juliette, la cual sobrepasa los 30 cm por más de 48 horas. Por su parte las corrientes tampoco son muy intensas, pero la circulación en los puntos de control se ve alterada por más de 5 días (4.39 c).

La animación, dada en el archivo JulietLC.avi del disco anexo, muestra las variaciones de nivel y la circulación en la Bahía de La Paz para diferentes posiciones del huracán. Desde que Juliette se encuentra frente a las costas de Colima, a más de 1000 km de Los Cabos y ya con intensidad de Huracán categoría 4, las aguas del Pacífico que rodean la parte sur de la Península, ya presentan movimiento, el cual, en la región ubicada al sureste de la Península, es en dirección suroeste y en el costado oeste es en dirección sur-sureste. Al acercarse Juliette a una distancia de 500 km de los Cabos, el nivel del mar comienza a presentar variaciones de nivel. Conforme Juliette se acerca más a las costas de la Península, las corrientes en la región de estudio son más intensas y cambian su dirección en el costado oeste, donde ahora presentan un movimiento en dirección noroeste, rodeando la península. El nivel en la región se ha incrementado entre 25 y 30 cm. Cuando Juliette se sitúa a menos de 50 km de Cabo San Lucas (fig. 4.40), las corrientes en la región oeste son muy intensas y el nivel en toda la región ha subido más de 50 cm y en algunos puntos de la costa alcanza los 80 cm. Al avanzar la tormenta, colocándose frente a Todos Santos, la dirección de las corrientes de la región sur-sureste se invierte y la corriente se separa en dos ramas que rodean la Península, una con dirección noroeste y otra con dirección este-noreste. El agua comienza a recuperar su nivel de equilibrio, pero las corrientes continúan en movimiento por varias horas.

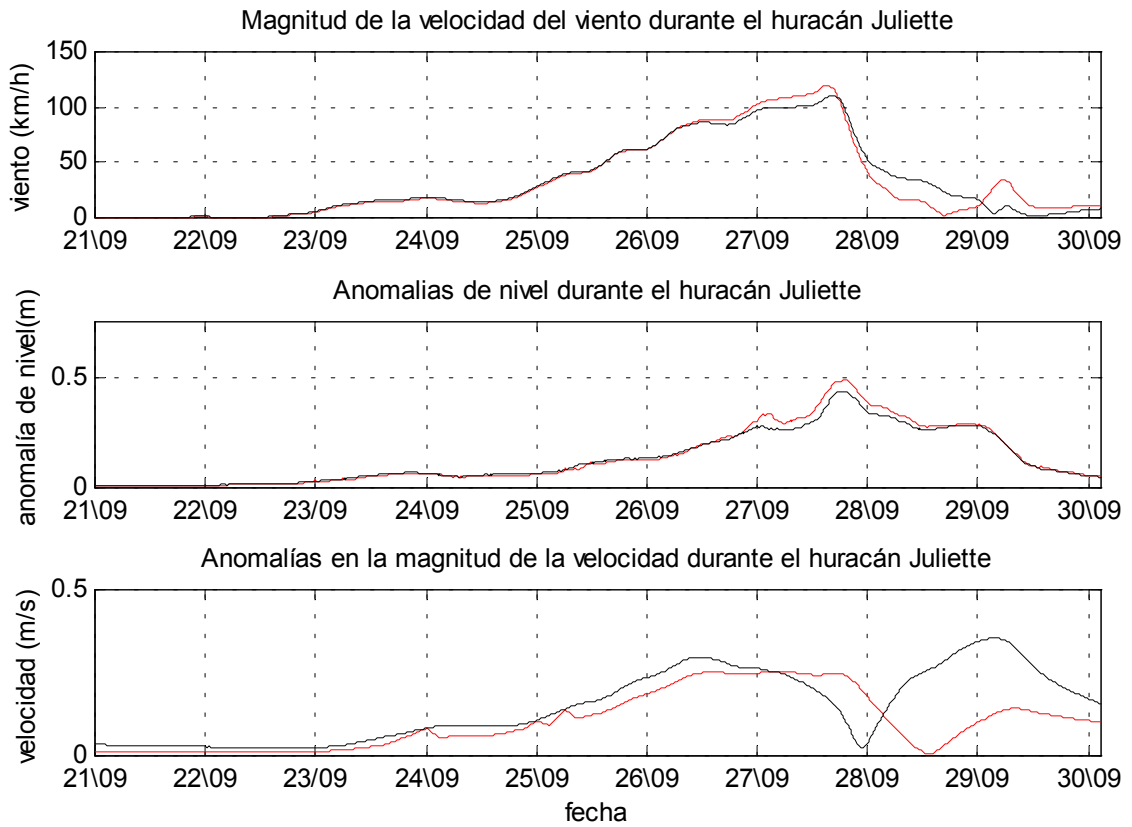


Figura 4.39 Resultados de la modelación del huracán **Juliette** en la Región de Los Cabos, del 21 de septiembre al 3 de octubre de 1998. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

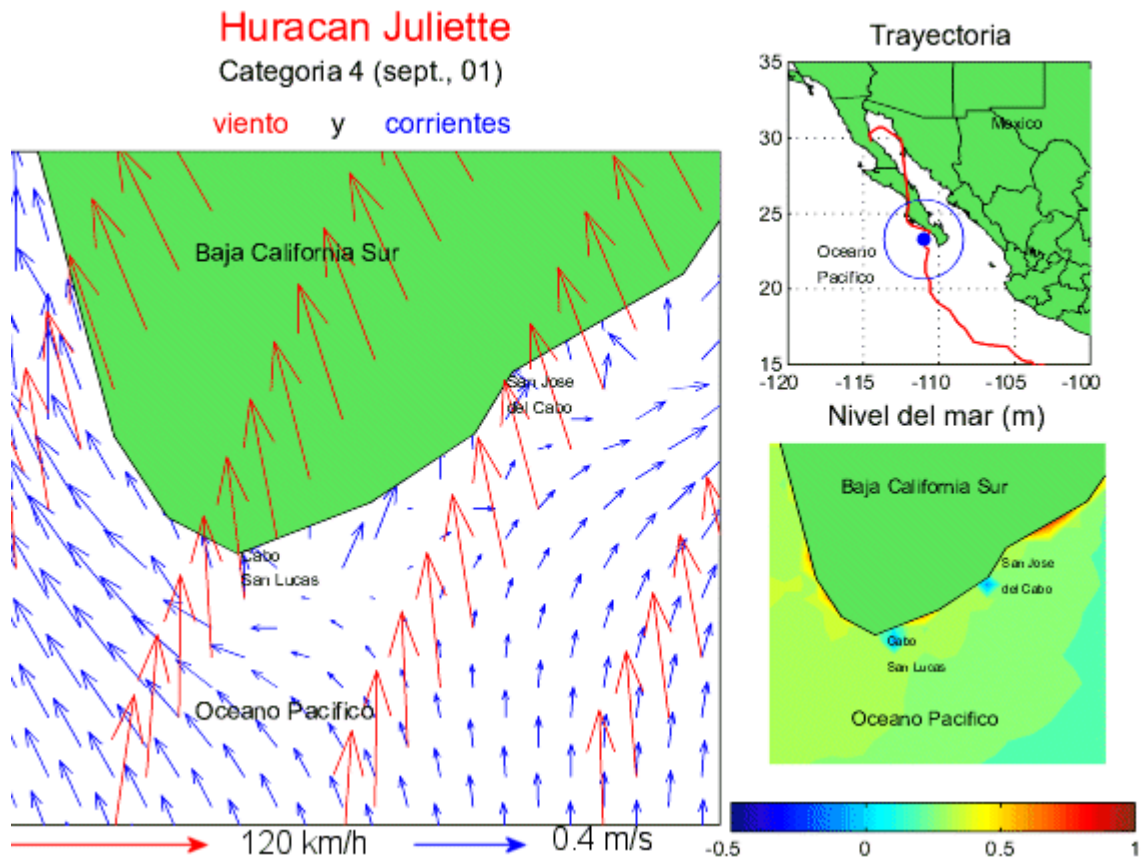


Figura 4.40 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Juliette** (2001) en la región de Los Cabos.

4.6.9.- Huracán extremo 1

Bahía de La Paz

La simulación del huracán extremo 1 muestra como un huracán que presente vientos de 250 km/h, viajando paralelo a las costas oeste de la Península, generaría elevaciones del nivel del mar por encima de 1m, con una caída en el nivel en la entrada de la Ensenada de La Paz (punto G2). Las velocidades en el Canal de San Lorenzo podrían ser de más de 2 m/s, siendo mucho menores en los otros puntos de control (fig.4.40). La figura 4.41 y la animación de este huracán, dada en el archivo Ext1lp.avi del disco anexo, muestran que la región oeste de la Bahía es la que presenta una mayor elevación de nivel, mientras que la Ensenada de La Paz presentaría una baja de nivel cercana a 1m.

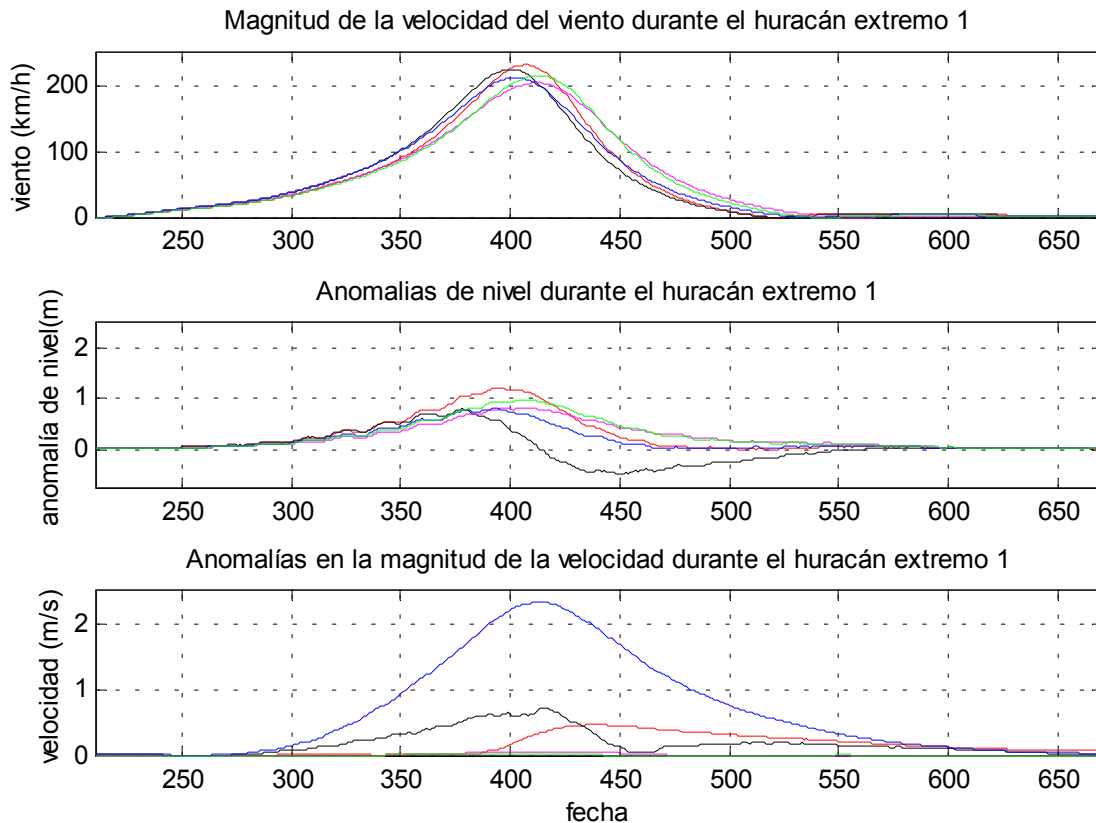


Figura 4.40 Resultados de la simulación del huracán **extremo 1** en la Bahía de La Paz. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad.

En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

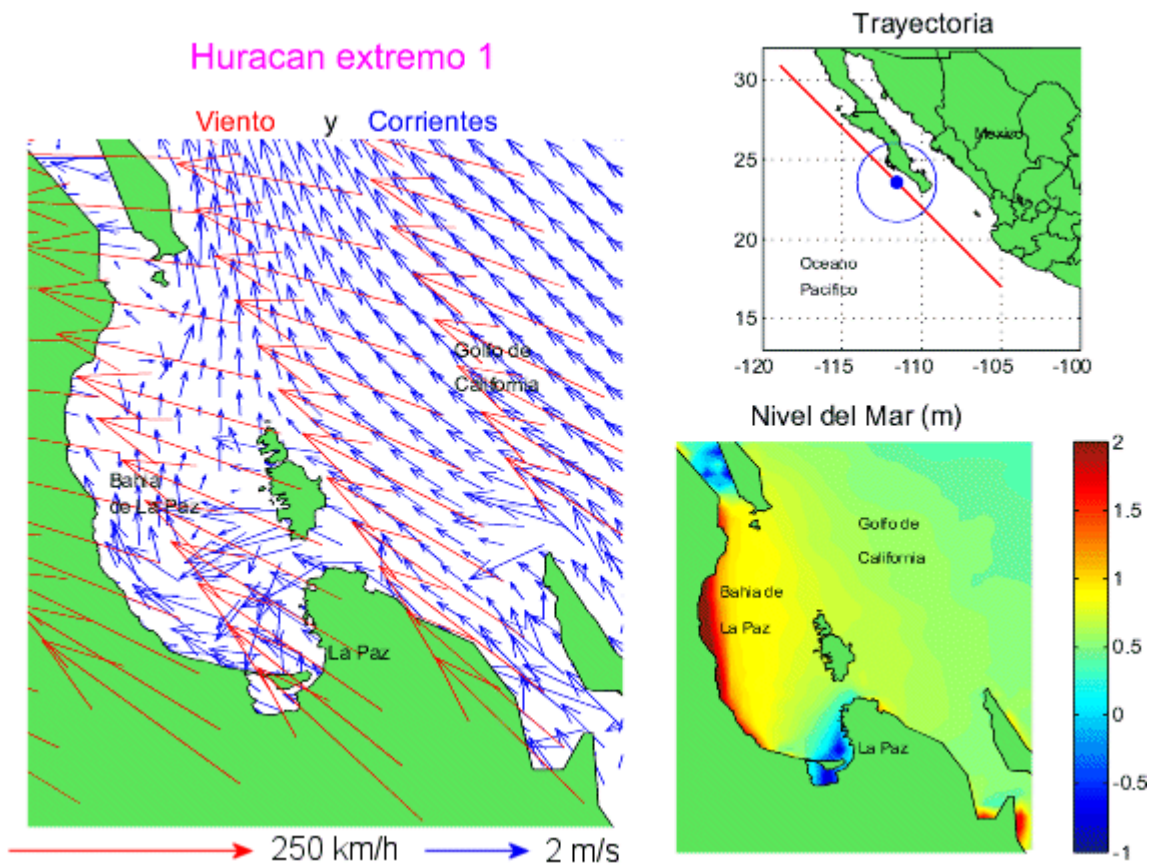


Figura 4.41 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Extremo 1** en la Bahía de La Paz.

Región de Los Cabos

En los puntos de control establecidos para la región de los cabos se observa que el nivel del mar podría alcanzar 1.25 m, con velocidades de 1 m/s para el punto de control dado frente a Cabo San Lucas y de 0.6 m/s frente a San José del Cabo (fig. 4.42). La figura 4.43 y la animación dada en el archivo ext1lc.avi del disco anexo, muestran los cambios que se generarían en el patrón de circulación. Se observa una circulación donde las corrientes rodean el extremo sur de la Península con dirección oeste noroeste, las cuales se modifican una vez que el huracán se aleja. El nivel en la parte noreste de la región podría alcanzar 1.5 m.

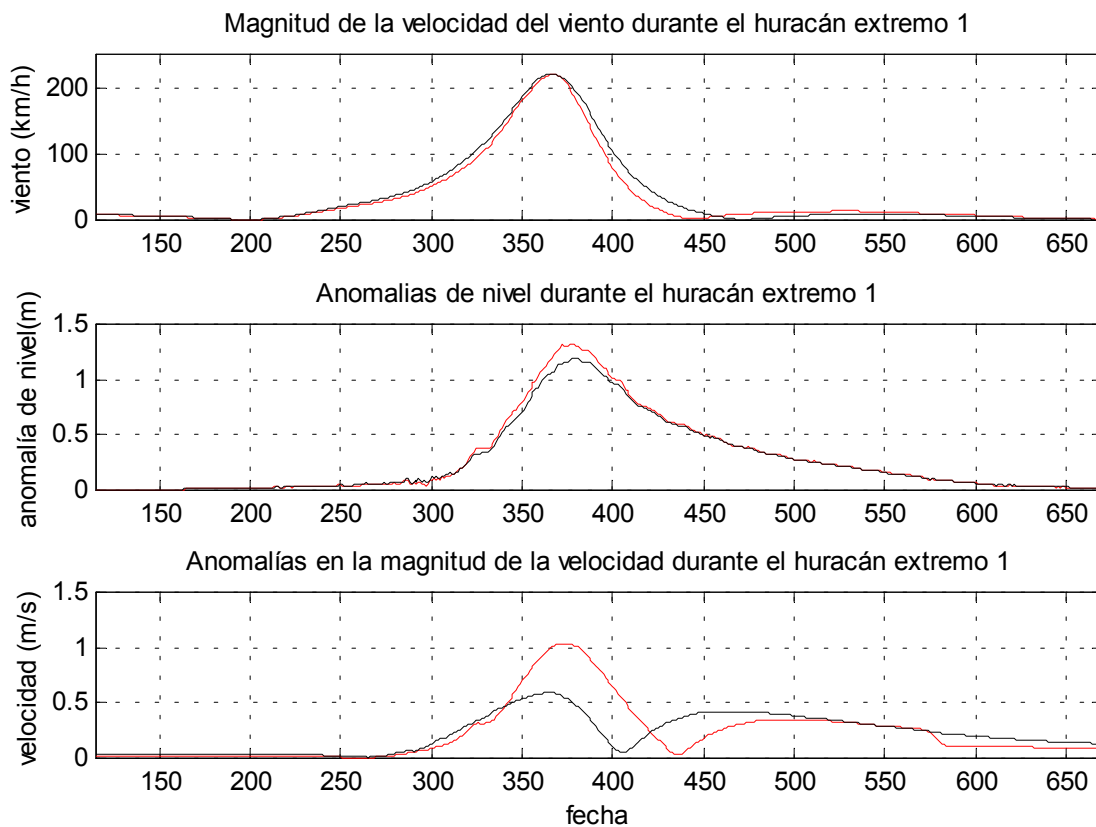


Figura 4.42.- Resultados de la modelación del huracán **extremo 1** en la Región de Los Cabos. a) Magnitud de la velocidad del viento. b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

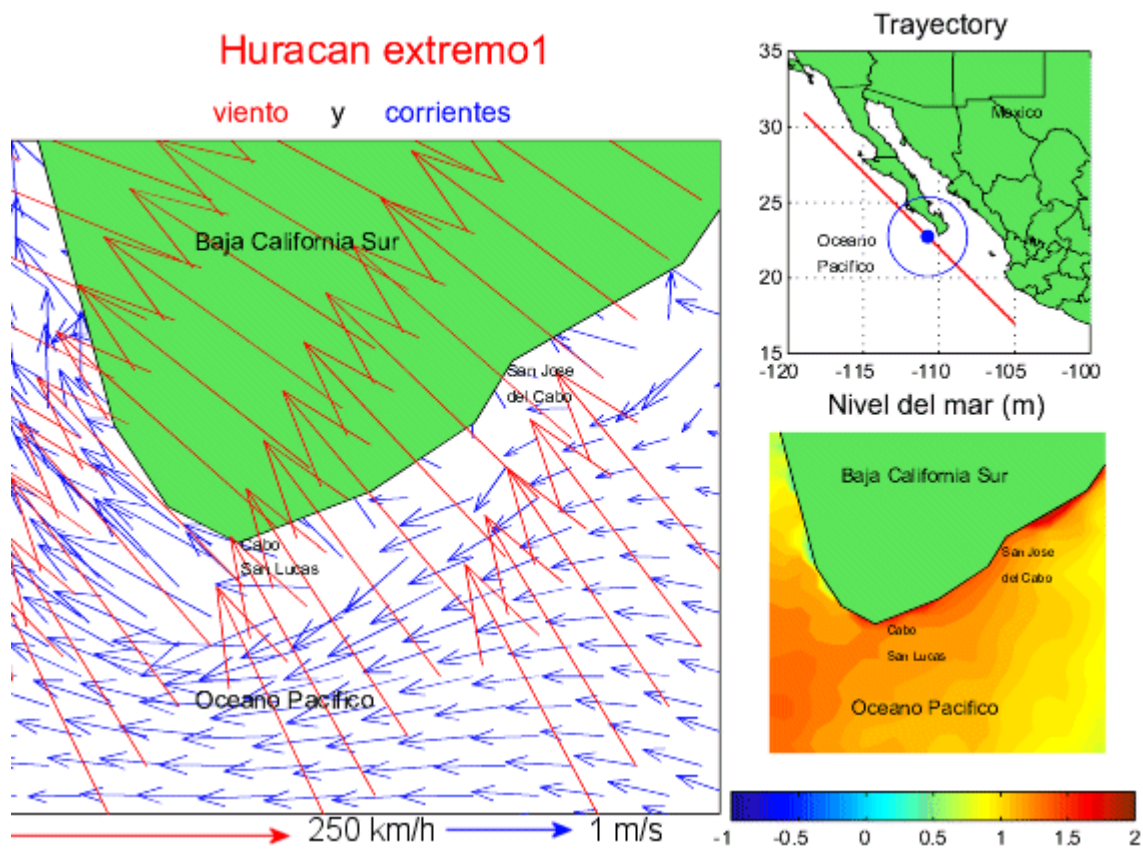


Figura 4.43 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Extremo 1** en la región de Los Cabos.

4.6.10.- Huracán extremo 2

Bahía de La Paz

El huracán extremo 2 simula las condiciones de un huracán que viaja paralelo a las costas del este de la Península, entrando al Golfo de California con vientos de 250 km/h. Un huracán con éstas características podría generar elevaciones de mas de 2 m en el nivel del mar en el punto de control establecido en la entrada de la Ensenada de La Paz, y cercanas a 1.5 m en los demás puntos. Las velocidades en el canal de San Lorenzo podrían alcanzar los 2 m/s (fig.4.44). La figura 4.45 y la animación dada en el archivo extr2lp.avi del disco anexo, muestran el fuerte impacto que un huracán con estas características tendría en la parte sur de la Bahía, donde podrían presentarse elevaciones de nivel de más de 2m.

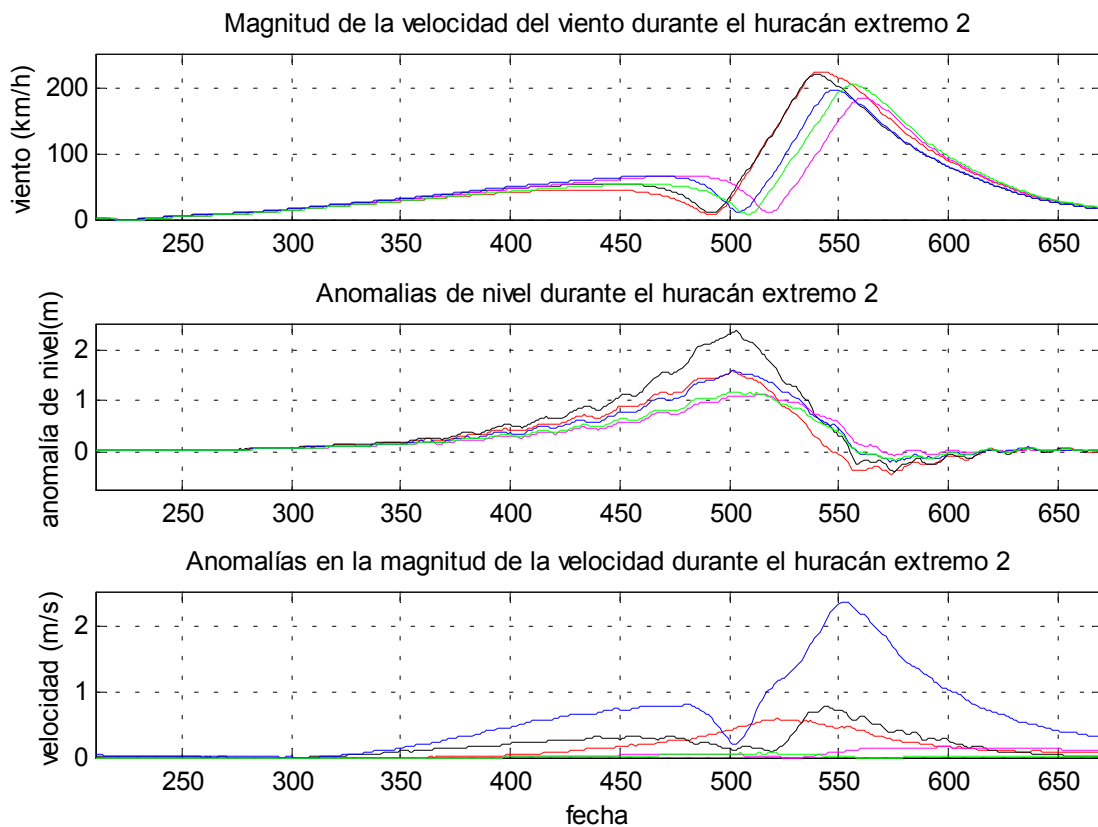


Figura 4.44 Resultados de la simulación del huracán **extremo 2** en la Bahía de La Paz. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad.

En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

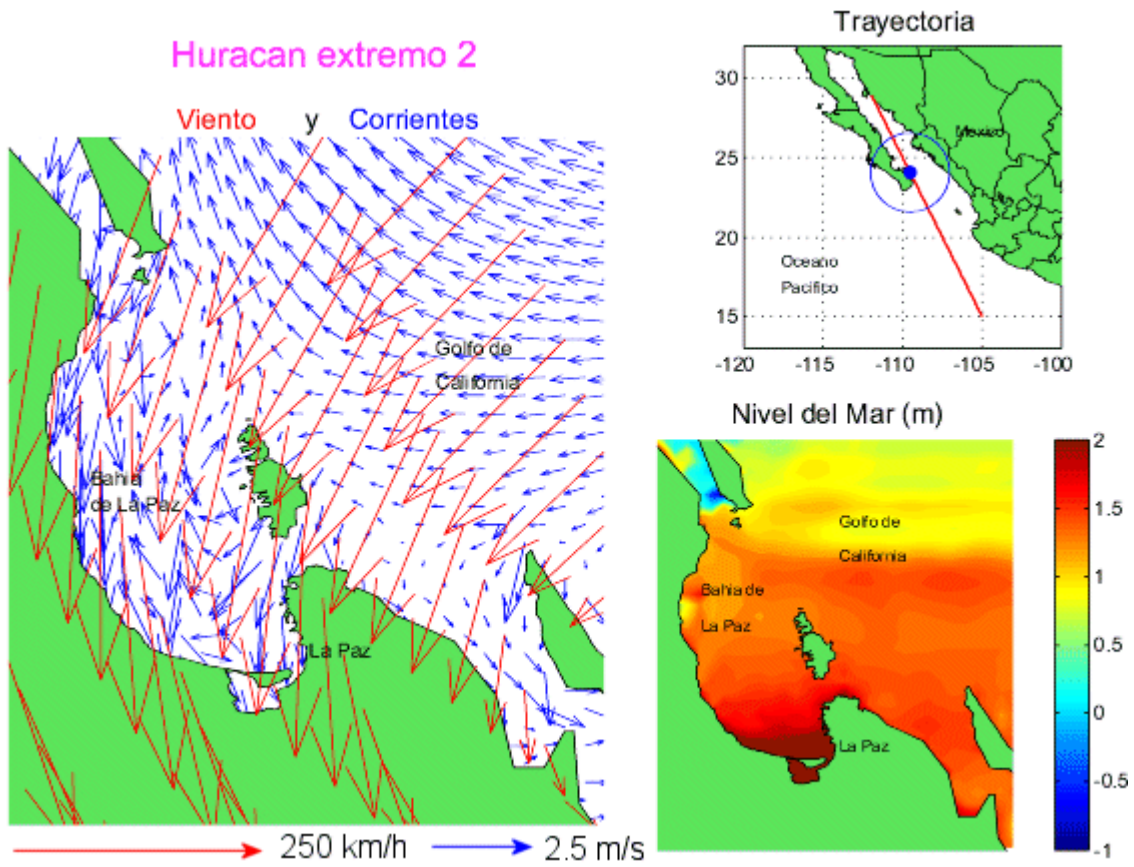
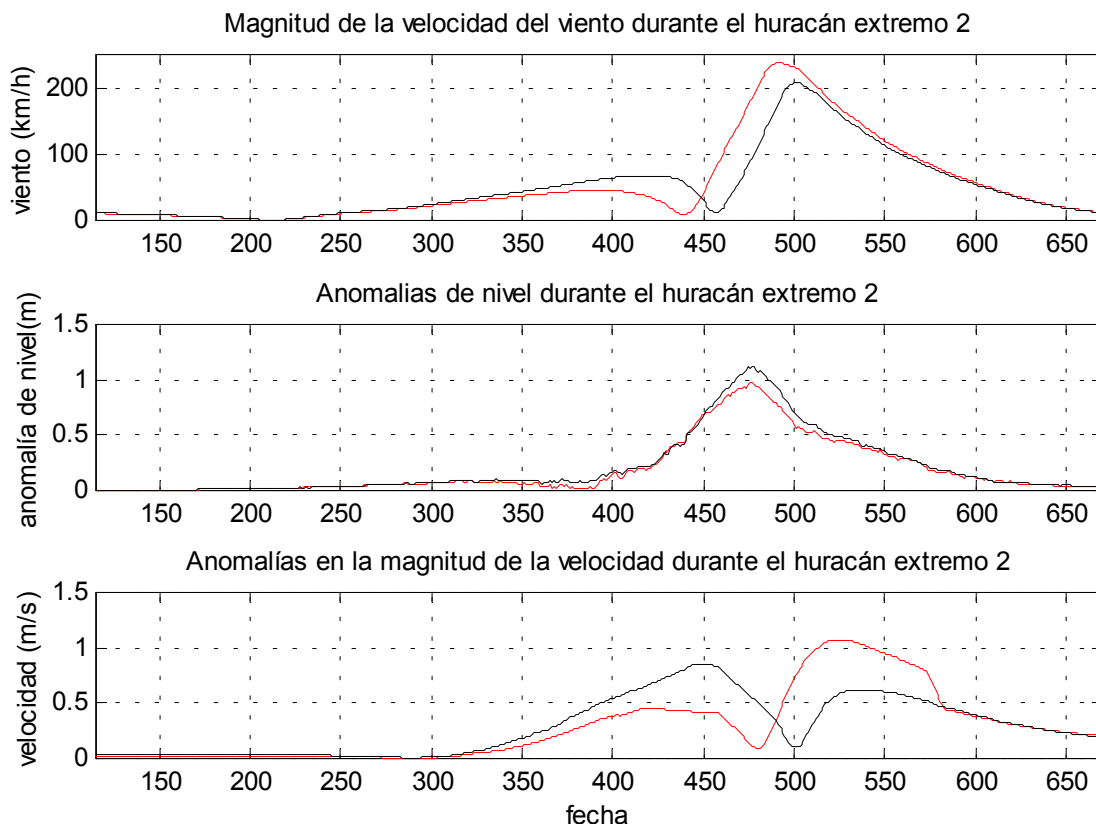


Figura 4.45 Resultados de la simulación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Extremo 2** en la Bahía de La Paz.

Región de los Cabos

En los puntos de control establecidos para la región de Los Cabos, el nivel del mar, bajo las condiciones de éste huracán, alcanzaría 1 m por encima de lo normal. Las corrientes podrían alcanzar velocidades de 1 m/s, en ambos puntos, aunque a diferentes tiempos (fig. 4.46). En la figura 4.47 y en la animación dada en el archivo extr2lc.avi del disco anexo, se observa que toda la región podría presentar elevaciones de nivel de cerca de 1 m, siendo mayores para el lado este de la región. El patrón de circulación también se vería fuertemente alterado, observándose corrientes procedentes de ambos lados de la península, con dirección norte, las cuales cambian de dirección, moviéndose hacia el este, una vez que el huracán avanza.



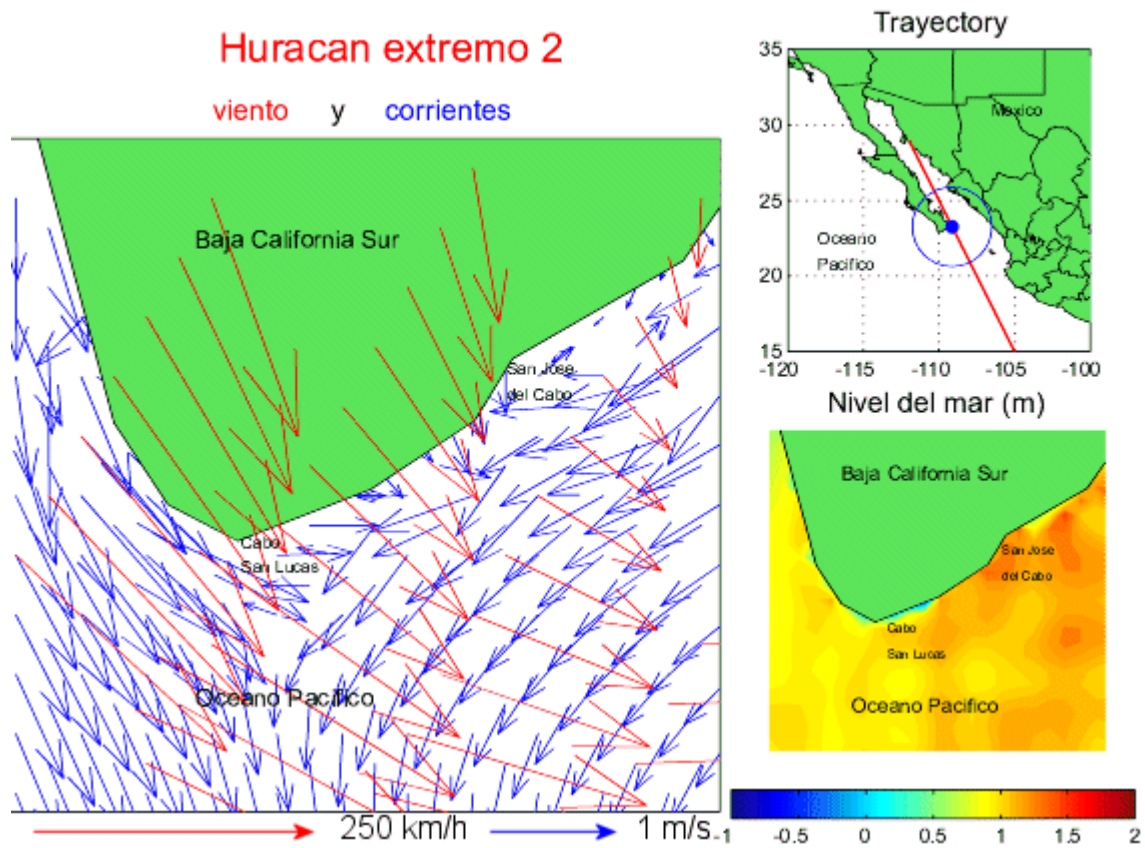


Figura 4.47 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Extremo 2** en la región de Los Cabos.

4.7.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados de la simulación muestran que los huracanes que tienen mayor impacto en la Bahía de La Paz son aquellos que entran al Golfo de California, como es el caso de Liza, generando elevaciones en el nivel por encima de los 2 m. El movimiento horizontal de las aguas de la Bahía también se ve fuertemente afectado, alcanzándose velocidades de corriente de más 2 m/s en el canal de San Lorenzo.

Otro huracán que ingresó al Golfo de California y que tuvo un fuerte impacto en esta región fue el huracán Kiko, que ingresa al Golfo con categoría 3 y produce levantamientos del agua de 1.5 m en la Ensenada y de 0.75 m en el resto de la Bahía. El punto con mayor movimiento es también el canal de San Lorenzo, con velocidades de 1m/s.

Fausto entra al Golfo después de atravesar la Península, aunque su mayor intensidad es de categoría 3, llega al Golfo ya debilitado a categoría 1. Los efectos de este huracán en la Ensenada de La Paz son de menor magnitud, con un levantamiento máximo del nivel del mar de 50 cm, posterior a una baja en el nivel de 50 cm. En el resto de la Bahía el nivel sube hasta 50 cm y en algunos puntos de la región costera el nivel se incrementa cerca de 1 m. Las corrientes alcanzan 1.25 m/s en el canal de San Lorenzo que es también el que presenta mayor movimiento.

Isis se sitúa frente a la Bahía como tormenta tropical incrementando en este punto su intensidad a huracán de categoría 1, a pesar de su poca intensidad genera un levantamiento de 70 cm en la Ensenada. En algunos puntos de la región costera se observa que el nivel decae hasta 50 cm. El canal de San Lorenzo también presenta fuertes movimiento, con velocidades de hasta 1.3 m/s.

No obstante, los huracanes de considerable intensidad que, aún cuando no entren al Golfo de California, pasen muy cerca de la región, también pueden tener efectos importantes en la región de La Paz, como Henriette, que toca tierra muy cerca de Cabo San Lucas con categoría 2, generando levantamientos de 1m, tanto en la Ensenada como en algunos puntos de la región costera.

Por su parte Lidia, aún cuando pasa mas alejado de la región, genera un levantamiento de la misma magnitud en la Ensenada, pero el movimiento horizontal no es muy intenso, alcanzando 70 cm/s en el Canal de San Lorenzo.

Doreen y Juliette que viajan por las costas del Pacífico, producen levantamientos en el nivel del mar de menor magnitud, debido a su poca intensidad cuando se sitúan cerca de las costas, sin embargo los resultados de la simulación del huracán extremo 1 muestran que la región oeste de la bahía puede ser fuertemente impactada.

En la figura 4.48 y 4.49 se resumen los resultados obtenidos, mostrando las variaciones de nivel, en las regiones estudiadas, para diferentes direcciones de viento. En la figura 4.48 a) se observa que las mayores elevaciones en la región sur de la península incluyendo la Ensenada de la Paz, se dan cuando se producen vientos del norte. Estos pueden presentarse cuando el huracán se sitúa frente a la Bahía, dentro del Golfo de California. Vientos del noreste (fig. 4.48 b) generan elevaciones a lo largo de toda la costa de la Bahía y se presentan cuando el huracán se localiza al sureste de ésta. Elevaciones en la región noroeste de la Bahía y disminuciones de nivel en la Ensenada de La Paz, son producidas por vientos del este (fig. 4.48 c), los cuales pueden presentarse cuando el huracán se localiza al sur de la Bahía. Vientos del sureste (fig. 4.48 d) también generan elevaciones en la región noroeste con bajas de nivel en la parte sur. Esta dirección de viento se presenta cuando el huracán se localiza al suroeste de la Bahía. Los vientos procedentes del sur (fig. 4.48e) generan una disminución del nivel del mar a lo largo de toda la costa de la Bahía, al igual que los vientos del suroeste (fig. 4.48f), los cuales se dan cuando el huracán se sitúa al oeste y noroeste de la Bahía. Cuando el huracán se sitúa al norte de la región, produciendo vientos del oeste (fig. 4.48 g), también se observa una baja de nivel a lo largo de toda la costa. Por último, vientos del noroeste (fig 4.48 h) generan elevaciones de nivel dentro de la Ensenada de la Paz y disminuciones del mismo al noroeste de la Bahía. Estos se dan cuando el huracán se encuentra al noreste de la Bahía.

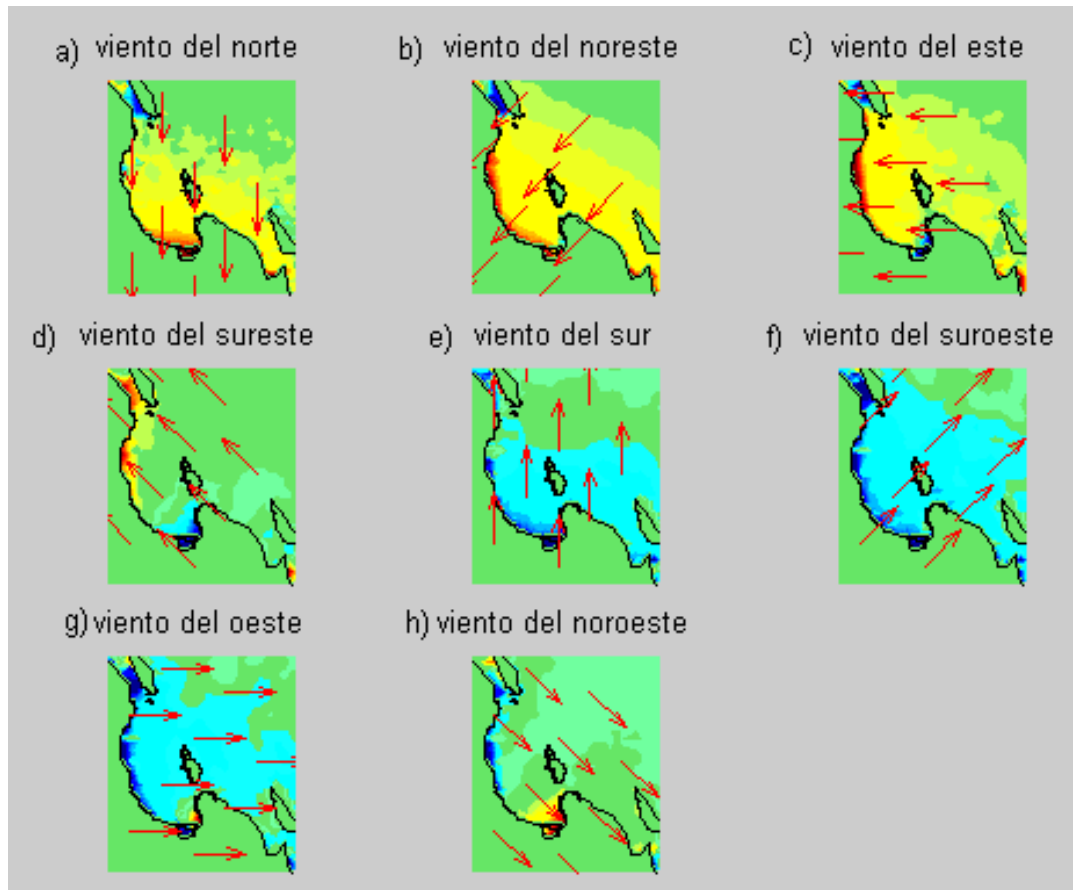


Figura 4.48 Variaciones de nivel en la Bahía de la Paz para ocho direcciones de viento

En la figura 4.49 c), d) e) y f) se observa que vientos procedentes del este, del sureste, del sur y del suroeste generan elevaciones en el nivel del mar en la región costera de los Cabos. Estas condiciones de viento se dan cuando el huracán viaja paralelo a las costas de la península por el lado del Pacífico. Huracanes que ingresan al Golfo de California producen vientos del norte, noreste, oeste y noroeste (fig. 4.49 a, b, g y h), los cuales generan disminuciones de nivel en la región de Los Cabos.

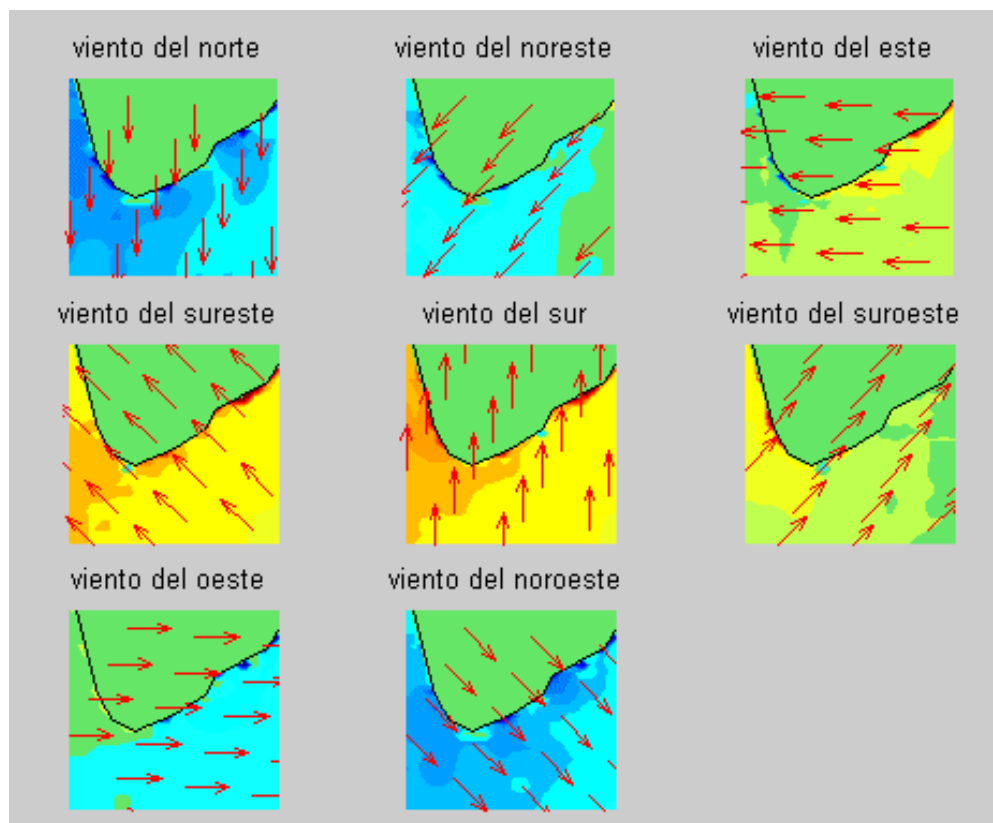


Figura 4.49 Variaciones de nivel en la región de Los Cabos, generadas por ocho direcciones de viento.

EL Canal de San Lorenzo es el que presenta un mayor movimiento horizontal durante un ciclón. Por este punto ingresa gran cantidad de agua a la Bahía, la cual sale por la Boca Grande, por el paso entre la Isla San José y la Península (Norte de la Bahía) o por el mismo Canal de San Lorenzo, al cambiar la dirección de los vientos. La Boca de entrada a la ensenada también presenta importante movimiento horizontal en presencia de un huracán, ya que es el único acceso para la entrada y salida de agua de la Ensenada.

Las figuras 4.50 y 4.51 muestran los patrones de circulación para 8 diferentes direcciones del viento en la Bahía de La Paz y la región de Los Cabos, respectivamente.

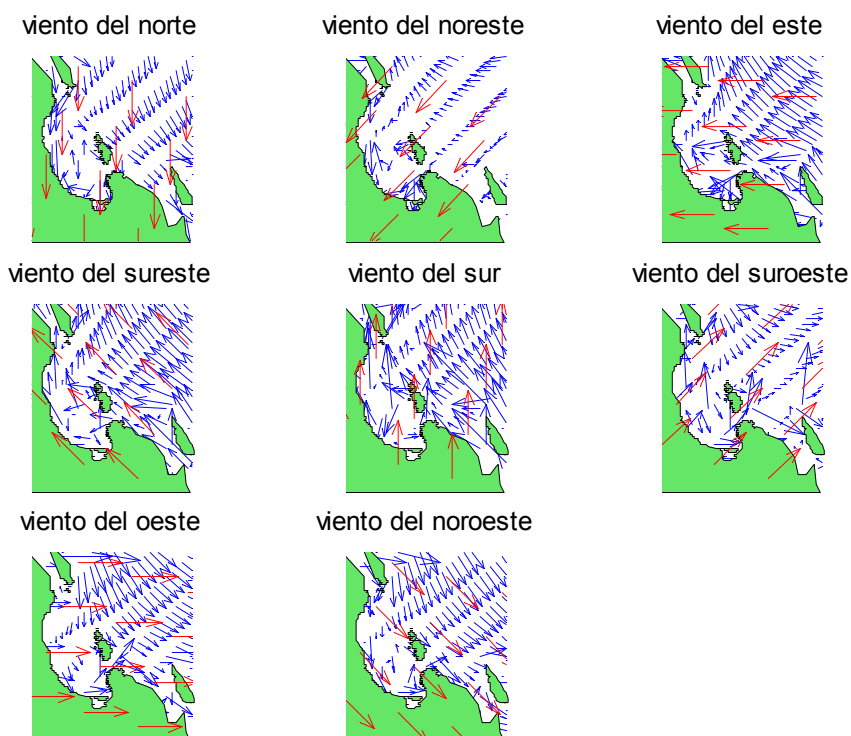


Figura 4.50 Patrón de circulación para 8 direcciones de viento en la Bahía de La Paz

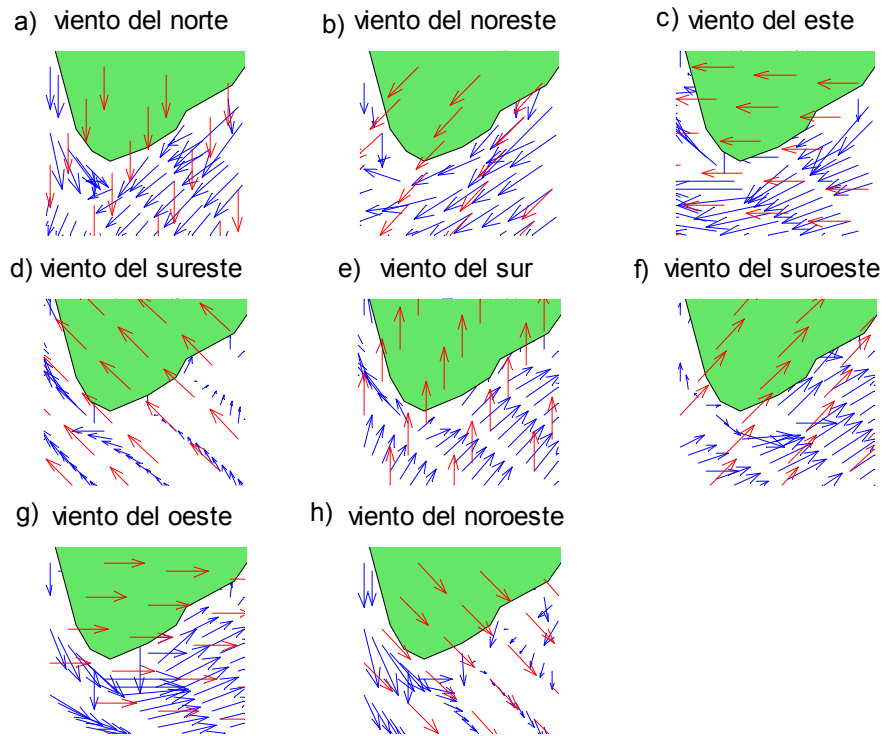


Figura 4.51 Patrón de circulación para ocho direcciones de viento en la región de los Cabos.

Otro aspecto importante que debe considerarse es la duración de las anomalías de nivel y de velocidad de corrientes, las cuales están íntimamente relacionadas con la velocidad de traslación y la trayectoria del ciclón, esto es, con el tiempo de permanencia de la tormenta cerca de las costas.

Entre los ciclones que se modelaron, los que presentan anomalías con mayor duración son Julitte cuya velocidad media de traslación es de 12 km/h y las anomalías de nivel y velocidad que genera, tienen una duración de 156 horas. Liza,

con velocidades de traslación promedio de 14 km/h y duración de las anomalías de 96 horas y Kiko y Fausto con anomalías de 72 horas de duración.

El nivel del mar en la región de los Cabos no alcanza niveles tan altos como en la Bahía, ya que la morfología de la región permite que las aguas que son empujadas hacia ella por la acción del viento, circulen hacia los lados de la punta de la Península y no se acumule frente a las costas. Los niveles mas altos obtenidos mediante la modelación son de 80 cm durante el huracán Liza y 70 cm durante Kiko. El paso de estos ciclones también genera las mas altas velocidades de corrientes, que son de 75 cm/s, seguidas de las alcanzadas durante Fausto de 70 cm/s.

Las duraciones de las anomalías de nivel (ondas de tormenta) y velocidad de circulación en la región de Los Cabos varían respecto a las observadas en La Bahía de La Paz, ya que como se menciona antes, estas dependen de la trayectoria del ciclón y su tiempo de permanencia cerca de la región de estudio. En esta región, la duración de las anomalías durante el huracán Juliette es de 144 horas, seguida por las de Fausto y Lidia de 72 horas.

La amplitud y duración de las ondas de tormenta obtenidas por el modelo son, en todos los casos, comparables con las observadas en los datos mareográficos, las cuales se presentan en el capítulo 3. En la tabla 4.4 se hace una comparación entre las elevaciones de nivel y las duraciones observadas contra las simuladas.

Nombre del ciclón	Elevación		Duración	
	Calculada (m)	Observada (m)	Calculada (h)	Observada (h)
La Paz				
Isis	0.45	0.45	24	28
Los Cabos				
Liza	0.75	0.75 y -0.6	24	24 + 30
Doreen	0.35	0.40	48	48
Lidia	0.30	0.47	84	144
Henriette	0.60	0.46	30	24
Fausto	0.55	0.60	54	48

Tabla 4.4 Tabla comparativa de las elevaciones y las duraciones de la onda de tormenta calculadas mediante el modelo contra las observadas.

La concordancia entre los resultados obtenidos mediante la simulación numérica con las observaciones mareográficas, nos llevan a la conclusión de que el modelo empleado funciona adecuadamente y puede ser empleado como una herramienta para el pronóstico de variaciones de nivel y corrientes generadas por posibles huracanes. Los resultados de la simulación de los huracanes hipotéticos “extremo 1” y “extremo 2” muestran que las elevación de nivel podrían sobrepasar los 2 m en la Bahía de la Paz y 1.5 m en la región de Los Cabos, bajo condiciones extremas.

CAPITULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Cada año, los ciclones tropicales del Pacífico este impactan las costas mexicanas en varias ocasiones. Baja California Sur recibe la influencia de un promedio de tres ciclones, anualmente. Estos, en su mayoría son tormentas tropicales y huracanes de categoría 1. Sin embargo, es importante resaltar que sólo un 20% de las tormentas tropicales llegan a las inmediaciones de B.C.S., mientras que el 28%, el 33% y el 25% de los huracanes de categoría 1, 2 y 3 respectivamente, entran en el radio de afectación. Los meses en los cuales alcanzan mayores latitudes son agosto, septiembre y octubre, siendo septiembre el mes en el cual se tiene mayor presencia de ciclones en las inmediaciones de Baja California Sur.

El tipo de impacto que estos fenómenos pueden tener en los diferentes puntos de la región costera, depende de su trayectoria e intensidad. Las trayectorias de los ciclones que afectan las costas del sur de Baja California se han separado en cuatro grupos. El primero lo conforman aquellos que viajan paralelos a las costas mexicanas. En éste tipo de trayectorias predominan las tormentas tropicales y los huracanes de categoría 1 y los meses con mayor frecuencia son agosto y septiembre. Entre los huracanes de éste grupo, los que ha tenido mayor impacto en la región sur de la Península en los últimos 50 años, son el huracán No. 10 (1959), el huracán Doreen (1977), y el huracán Juliette (2001), los dos primeros de categoría 1 y el tercero de categoría 4. Sin embargo cuando Juliette llegó a las inmediaciones de la Península ya había disminuido su intensidad a categoría 1.

El segundo tipo de trayectorias lo conforman aquellos ciclones que inician su viajan con dirección noroeste y recurvan hacia el noreste entre los 20° y los 25° N. Tienen su frecuencia máxima en septiembre y son, en su mayoría, huracanes de categoría 1. En ocasiones estos ciclones atraviesan el sur de la Península afectando la dinámica costera y causando grandes daños en las comunidades aledañas. Entre estos destaca, por la magnitud de su impacto, el huracán Fausto (1996).

Las trayectorias que pueden tener un mayor impacto en la Bahía de La Paz, son las de aquellos ciclones que ingresan al Golfo de California. Sin embargo estos son los menos frecuentes. Los meses en los cuales se han observado este tipo de trayectorias son

agosto, septiembre y octubre, siendo máxima la frecuencia en septiembre. Las categorías predominantes en este grupo son las tormentas tropicales y huracanes de categoría 1. El huracán que ha tenido mayor impacto en Baja California Sur, en el periodo estudiado, ha sido Liza (1976) que pertenece a este grupo de trayectorias.

El cuarto grupo está formado por los huracanes que viran hacia el oeste entre los 20° y 25° N. Estas trayectorias se han observado principalmente en julio, agosto y septiembre y lo conforman, en mayor número, tormentas tropicales y huracanes de categoría 2. Entre estos, el que ha impactado más fuertemente la región es el huracán Kiko (1989).

Uno de los factores que influyen en la trayectoria que siguen los ciclones tropicales es el campo de presión. El estudio de los campos de presión para los meses con mayor actividad ciclónica, muestra un cinturón de baja presión durante el mes de septiembre. En este mes se presentan las presiones mas bajas del año y los ciclones tropicales alcanzan mayores latitudes. Aún cuando se observa una menor presión promedio durante junio que durante julio, el número de huracanes que alcanzan latitudes por encima de los 20° N, afectando el sur de la Península de Baja California es menor para este mes, debido a que la temperatura del mar en esta región no se ha incrementado lo suficiente.

Como resultado del análisis de residuales de los datos históricos de la estación mareográfica de La Paz, se identifican elevaciones máximas de nivel asociadas al paso de un huracán que alcanzan 1m, como es el caso de la serie de septiembre de 1959, durante el paso del huracán No. 10.

En los registros históricos de la estación mareográfica de Los Cabos, la mayor elevación observada es de aproximadamente 75 cm, asociada con el paso del huracán Liza en septiembre de 1976.

Como resultado de éste análisis, se observa que en ocasiones, el cambio de dirección del viento, una vez que el ojo del huracán ha pasado, produce una caída en el nivel o surge negativo y posteriormente el nivel del agua continúa oscilando, hasta que regresa a su nivel normal.

Es poca la información mareográfica con que se cuenta para la realización de este análisis. Resulta de gran importancia para este tipo de estudios, que se mantengan en buen funcionamiento las estaciones mareográficas y sería de mucha utilidad la instalación de otras estaciones en diversos puntos de la región costera.

Por otro lado, la información que se obtiene del análisis de residuales es puntual y no nos permite cuantificar la magnitud de la onda de tormenta en toda la región. Por su parte, la modelación numérica nos permite estimar las variaciones de nivel asociadas a un huracán en cualquier punto de la región de estudio o en su conjunto. Mediante la modelación numérica puede obtenerse también el campo de corrientes generado por el paso de un ciclón, las cuales son muy difíciles de medir experimentalmente.

Los resultados de la modelación numérica muestran que los huracanes que tienen mayor impacto en la Bahía de La Paz, son aquellos que entran al Golfo de California, como es el caso de Liza, que ingresa con dirección norte y pasa frente a la Bahía con intensidad de huracán categoría 4, generando una elevación en el nivel del mar de 2 m sobre su nivel de equilibrio en la Ensenada de La Paz y 1m en la región costera de la Bahía. El movimiento horizontal de las aguas de la Bahía también se ve fuertemente afectado, alcanzándose velocidades de corriente de 2.5 m/s en el canal de San Lorenzo. La magnitud de la onda de tormenta estimada para el huracán Kiko (1989) también es de consideración. Los levantamientos del nivel del agua alcanzan 1.5 m en la Ensenada y 0.75 m en el resto de la Bahía. Seguidos en magnitud de sus efectos se encuentra Fausto (1996), con levantamientos máximos de aproximadamente 1 m y corrientes de 1.25 m/s.

Isis (1998) también ingresa al Golfo de California y a pesar de su poca intensidad genera un levantamiento de 70 cm en la Ensenada. El canal de San Lorenzo también presenta fuertes movimiento, con velocidades de hasta 1.3 m/s.

No obstante, los huracanes de considerable intensidad que, aún cuando no entren al Golfo de California, pasen muy cerca de la región, también pueden tener efectos importantes en la región de La Paz, como Henriette (1995), que toca tierra muy cerca de Cabo San Lucas con categoría 2, generando levantamientos de 1m, tanto en la Ensenada como en algunos puntos de la región costera.

Por su parte Lidia (1993), aún cuando pasa mas alejado de la región, afecta la entrada del Golfo, generando un levantamiento de 1m en la Ensenada, pero el movimiento horizontal no es tan intenso, alcanzando 70 cm/s en el Canal de San Lorenzo.

Los huracanes que viajan por las costas del Pacífico, en este caso Doreen (1977) y Juliette (2001) y el huracán extremo 1, producen levantamientos en el nivel del mar de menor magnitud. Esto se debe a que, cuando el huracán se encuentra a la altura de la Bahía, el viento en la región de estudio sopla con dirección noroeste, impulsando hacia

arriba las aguas que ingresan por el canal de San Lorenzo, las cuales salen por la Boca Grande y por el paso entre la Isla San José y la Península.

EL Canal de San Lorenzo es entonces el que presenta un mayor movimiento horizontal durante un ciclón. Por este punto ingresa gran cantidad de agua a la Bahía, la cual sale por la Boca Grande, por el paso entre la Isla San José y la Península (Norte de la Bahía) o por el mismo Canal de San Lorenzo, al cambiar la dirección de los vientos. La Boca de entrada a la ensenada también presenta importante movimiento horizontal en presencia de un huracán, ya que es el único acceso para la entrada y salida de agua de la Ensenada.

Otro aspecto importante que debe considerarse es la duración de las anomalías de nivel y de velocidad de corrientes, las cuales están íntimamente relacionadas con la velocidad de traslación y la trayectoria del ciclón, esto es, con el tiempo de permanencia de la tormenta cerca de las costas.

Entre los ciclones que se modelaron, los que presentan anomalías con mayor duración son Juliette, cuya velocidad media de traslación es de 12 km/h y las anomalías de nivel y velocidad que genera tienen una duración de 156 horas. Liza, con velocidades de traslación promedio de 14 km/h y duración de las anomalías de 96 horas y Kiko y Fausto con anomalías de 72 horas de duración.

Se observa también, que debido a la geometría y batimetría de la Bahía, el efecto del viento, al parecer, es dominante sobre el efecto bórico, mientras que, para la región de Los Cabos, las ondas bóricas juegan un papel dominante para el desarrollo de las ondas de tormenta, dada la geometría de la región.

El nivel del mar en la región de los Cabos no alcanza niveles tan altos como en la Bahía, ya que la morfología de la región permite que las aguas que son empujadas hacia ella por la acción del viento, circulen hacia los lados de la punta de la Península y no se acumulen frente a las costas. Los niveles mas altos obtenidos mediante la modelación son de 80 cm durante el huracán Liza y 70 cm durante Kiko. El paso de estos ciclones también genera las mas altas velocidades de corrientes, que son de 75 cm/s, seguidas de las alcanzadas durante Fausto de 70 cm/s.

Las duraciones de las anomalías de nivel (ondas de tormenta) en la región de Los Cabos varían respecto a las observadas en La Bahía de La Paz. En esta región, la duración de la onda de tormenta durante el huracán Juliette es de 144 horas, seguida por las de Fausto y Lidia de 72 hrs.

La amplitud y duración de las ondas de tormenta obtenidas por el modelo son comparables con las obtenidas mediante el análisis de residuales, lo cual indica que los resultados de la modelación son confiables. Esto nos permite utilizar el modelo como una herramienta para el pronóstico de variaciones de nivel y corrientes generadas por posibles huracanes. Los resultados de la simulación de los huracanes hipotéticos “extremo 1” y “extremo 2” muestran que las elevación de nivel podrían sobrepasar los 2 m en la Bahía de la Paz y 1.5 m en la región de Los Cabos, bajo condiciones extremas.

Para la aplicación de los modelos numéricos es necesaria la realización de pruebas numéricas y experimentales con el fin de determinar los valores mas adecuados para las constantes que intervienen, ya que de ello depende que el modelo proporcione resultados confiables.

El Paso de los ciclones tropicales cerca de las costas de Baja California Sur tiene un impacto importante en la dinámica y las modificaciones morfológicas, tanto de la Bahía de La Paz, como de la región de Los Cabos.

APENDICE I

DINÁMICA DE LOS CICLONES TROPICALES

Los ciclones se desarrollan a partir de un centro de baja presión, en océanos cuya temperatura es superior a los 27⁰ C. Estos se generan, normalmente, en los meses comprendidos entre mayo y octubre en la zona comprendida entre los 90⁰ y los 120⁰ de longitud oeste y entre los 8⁰ y los 15⁰ de latitud norte, fuera del cinturón ecuatorial de bajas presiones, ya que ahí no se deja sentir la fuerza de Coriolis, la cual es necesaria para formar el giro de viento alrededor del centro de baja presión.

El paso de un ciclón trae consigo fuertes vientos, que pueden causar gran destrucción en zonas densamente pobladas, así mismo, el viento y la disminución de presión producen perturbaciones en el nivel del mar (ondas de tormenta), las cuales producen cambios morfológicos en las playas y grandes inundaciones en algunas regiones. Pero al mismo tiempo, los ciclones son de gran utilidad ya que las lluvias que traen consigo reabastecen los mantos acuíferos y al mismo tiempo limpian la atmósfera de contaminantes.

Dada la velocidad del viento y la presión, los ciclones o perturbaciones tropicales se han clasificado en depresión tropical, tormenta tropical y huracán. Los huracanes a su vez se clasifican, según la escala de Saffir-Simpson, en 5 categorías que dependen de la presión y la velocidad de los vientos. La tabla 2.1 muestra esta clasificación.

Tabla A1.1.- Escala de **Saffir- Simpson para la clasificación de los ciclones tropicales, según la presión y velocidad de viento.**

	Categoría	Presión (milibars)	Viento (km/h)
Depresión tropical	DT	-----	<63
Tormenta Tropical	TT	-----	63-116
Huracán	1	>980	117-151
Huracán	2	965-980	152-176
Huracán	3	945-965	177-207
Huracán	4	920-945	208-248
Huracán	5	<920	>248

La formación de un ciclón tropical debe al calentamiento del aire húmedo en alguna región del océano. Este aire caliente y húmedo asciende y genera una baja presión en el centro. Esta baja presión es compensada por las masas de aire de alrededor, las cuales se mueven hacia el centro. La fuerza de coriolis hace que el aire adquiera un movimiento en espiral en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio sur. El movimiento se intensifica debido a la liberación del calor específico y el vapor de agua se condensa formando grandes nubosidades.

El campo de viento del ciclón se caracteriza por un fuerte viento espiral que gira alrededor del centro de baja presión. Al llegar a su máximo desarrollo, los vientos giran en espiral cada vez con mayor velocidad; alcanzando en ocasiones más de 200 km por hora. Las grandes fuerzas centrífugas que se forman, generan en el centro del huracán una zona de calma llamada ojo del huracán, con un diámetro de 15 a 30 km, donde la presión es muy baja y las nubes están organizadas en forma circular a su alrededor. El viento en el ojo del ciclón es ligero (Ayllón, 1996). Cuando el aire superficial contiene poco vapor, esto es en las latitudes norte o en tierra, el huracán pierde intensidad. La presión central deja de descender, la velocidad del viento comienza a disminuir y el área de la tempestad se extiende horizontalmente. El área de vientos más intensos en un ciclón tropical, se sitúa a la derecha de su dirección de desplazamiento. En la parte central la precipitación es abundante; pueden registrarse de 15 a 25 cm en 24 horas y en casos excepcionales puede alcanzarse hasta 100 cm. En la figura 2.1 muestra la estructura de un huracán.

Los ciclones se desplazan sobre el mar a una velocidad de 20 a 30 km por hora y su diámetro varía de 75 a 1300 km. Su duración varía de 9 a 25 días y puede recorrer trayectos hasta de 3000 km.

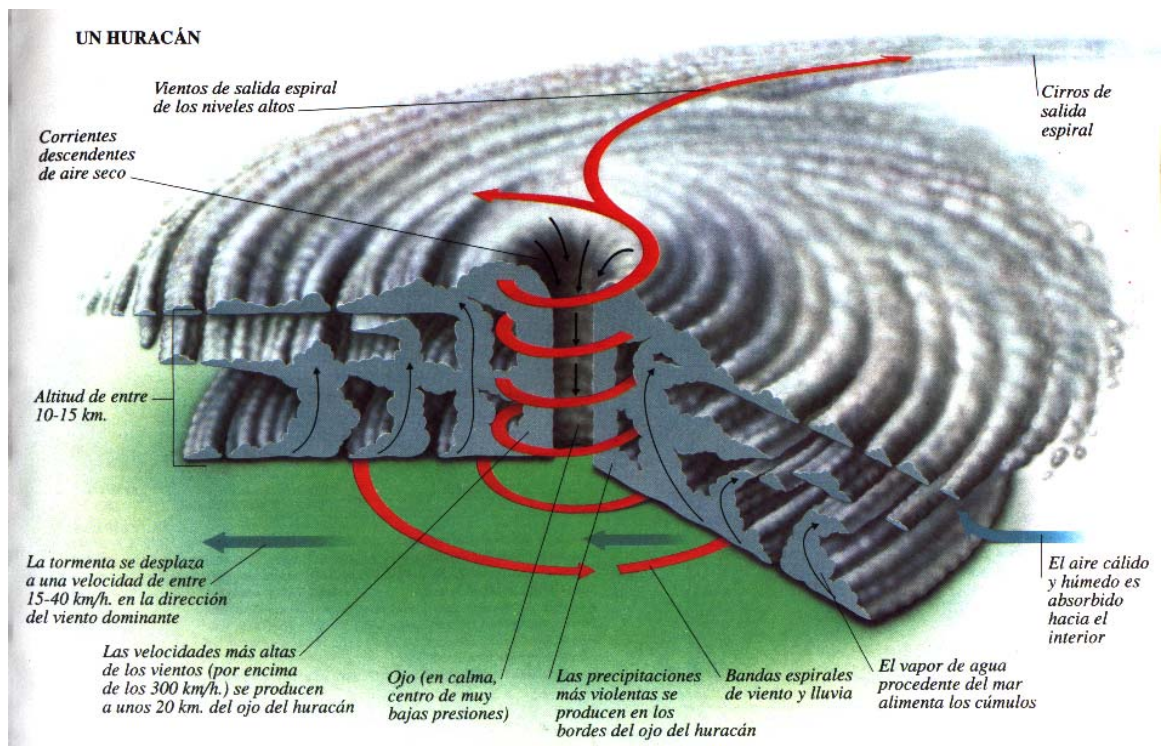


Figura A1.1 Estructura de un ciclón tropical.

APÉNDICE 2

MÉTODO DE SEPARACIÓN DE ARMÓNICOS DE GODIN

La sucesión de observaciones del nivel del mar puede representarse mediante una superposición de armónicos de la forma:

$$z(t) = z_0(t) + \sum_{k=-N}^N a_k \exp(2\pi i \sigma_k t) \quad (k \neq 0) \quad (\text{A.1})$$

donde N es el tamaño de la muestra, $i = \sqrt{-1}$, las σ_k son las frecuencias de las constituyentes y las a_k son las amplitudes complejas de las constituyentes presentes en el estudio, con las características locales. Dado que $z(t)$ es real, se tiene que $a_{-k}^* = a_k$, $\sigma_{-k} = -\sigma_k$.

Los valores de las a_k pueden obtenerse mediante un ajuste de mínimos cuadrados de las observaciones dadas en la ecuación (A.1) o mediante un ajuste de mínimos cuadrados del espectro dado por:

$$Z_{2N+1}(\sigma) = \Delta t \sum_{j=-M}^M a_k \exp(-2\pi i j \Delta \sigma t) \quad (\text{A.2})$$

donde M es el número de constituyentes armónicas.

Las a_k que se obtienen mediante el ajuste de mínimos cuadrados, para (A.1) y (A.2) son diferentes, pero los conjuntos tienden a ser idénticos cuando $N \rightarrow \infty$.

La estimación de las a_k mediante un ajuste de mínimos cuadrados, empleando (A.1) se obtiene al resolver la ecuación:

$$\sum_{j=-N}^N \frac{\partial}{\partial a_l} \left[z(j\Delta t) - \sum_{k=-n}^n a_k \exp(-2\pi i \sigma_k j\Delta t) \right] \times \left[z^*(j\Delta t) - \sum_{k=-n}^n a_k^* \exp(-2\pi i \sigma_k j\Delta t) \right] = 0, \quad (\text{A.3})$$

mientras que, empleando (A.2), las a_k se obtienen al resolver la ecuación:

$$\sum_{j=-M}^M \frac{\partial}{\partial a_l} \left[Z_{2N+1}(j\Delta \sigma) - \sum_{k=-n}^n a_k A'_{kj} \right] \left[Z_{2N+1}^*(j\Delta \sigma) - \sum_{k=-n}^n a_k^* A'_{kj} \right] = 0, \quad (\text{A.4})$$

donde

$$A'_{kj} \equiv \frac{\text{sen}[(2N+1)\pi\Delta t(\sigma_k - j\Delta\sigma)]}{\text{sen}[\pi\Delta t(\sigma_k - j\Delta\sigma)]} \quad (\text{A.5})$$

es la σ representación de $\exp(2\pi i \sigma_k t)$.

La solución de la ecuación (A.3) esta dada, en su forma matricial, por

$$a^* = ZA^{-1}, \quad (\text{A.6})$$

y la solución de (A.4) está dada por

$$a^* = ZA'^T(A'A'^T)^{-1}, \quad (\text{A.7})$$

donde la T indica transpuesta. Los elementos de A están dados por

$$A_{kl} \equiv \frac{\text{sen}[(2N+1)\pi\Delta t(\sigma_k - \sigma_l)]}{\text{sen}[\pi\Delta t(\sigma_k - \sigma_l)]}, \quad (\text{A.8})$$

los cuales son idénticos a los A'_{kj} , evaluados en $j\Delta\sigma = \sigma_l$. Sin embargo A es una matriz cuadrada de dimensión $2n \times 2n$ y A' es una matriz rectangular de dimensión $2n \times 2M+1$, Z es un vector con $2M+1$ elementos. Las dos soluciones son entonces diferentes, pero haciendo $N \rightarrow \infty$, el paso de frecuencia elemental $\Delta\sigma$ tiende a 0 y puede encontrarse un valor de j tal que

$$j\Delta\sigma = \sigma_k,$$

donde σ_k es una frecuencia de constituyente de marea. En este límite A es idéntica a A' .

Este análisis puede ser estudiado a detalle en Godin (1972).

REFERENCIAS

- Ayllón, T., 1996. Elementos de meteorología y climatología. Ed. Trillas, México. 197 pp.
- Banks, J. E., 1974. A mathematical model of a river-shallow sea system used to investigate tide, surges and their interaction in the Thames-Southern North Sea region. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London. A Mathematical and Physical Sciences*. 275 (1255): 567-609.
- Blier, W., S. Keefe, W. A. Shaffer y S. Kim, 1997. Storm Surges in the Region of Western Alaska. *Monthly Weather Review*. 125: 3094-3108.
- Blumberg, A. F. y L. H. Kantha, , 1985. Open boundary condition for circulation models. *Journal of Hydrologic Engineering, ASCE*. 111: 237-255.
- Blumberg, A. F. y G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, N. S. Heaps, Ed., *Coastal and Estuarine Sciences*. Vol.4, Amer. Geophys. Union, 1-16.
- Capurro, L.R.A.,1970. *Oceanography for Practicing Engineers*. Ed. Barnes & Noble, New York, 91-93.
- Chapman, D. C., 1985. Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropiccoastal ocean model. *Journal of Physical oceanography*. 15: 1060-1075.
- Cialone, M. A., 1991, Coastal Modeling System (CMS), User's Manual Coastal Engineering Research Center. Department of the Army, Washington, DC.
- Cialone, M. A., 1994, The Coastal Modeling System (CMS): A coastal Processes Software Package. *Journal of Coastal Research*, 10 (3): 576-587.

- Das, P. K., 1972. Prediction model from storm surges in the Bay of Bengal. *Nature*. 239: 211-213.
- Das, P. K.; Snha, M.C., y Balasubramanian, V., 1974. *Storm Surge in the Bay of Bengal*. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*. 100: 439-449.
- Das, P.K. 1994. Prediction of storm surge in the Bay of Bengal. *Proc. Indian Natl. Sci. Acad. Part A*. 60: 513-533
- Davies, A.M. y J.E. Jones, 1993. On Improving the Bed Stress Formulation in Storm Surge Models. *Journal of Geophysical Research*. 98 (C4): 7023-7038.
- Dube, S. K.; Sinha, P.C., y Rao, A.d., 1981. The response of different wind stress forcing on the surges along the east coast of India. *Mausam*. 32: 315-320.
- Falconer R.A. y P.H. Owens, 1987. Numerical simulation of flooding an drying in a depth-average tidal flow model. *Proceedings Institution Civil Engineers*. 83: 161-180.
- Fandry, C. B. y R. K. Steedman, 1994, Modeling the dynamics of the transient, barotropic response of continental shelf waters to tropical cyclones. *Continental Shelf Research*. 14 (15): 1723-1750.
- Forristall, G., 1980 A two-layered model for hurricane-driven currents on an irregular grid. *Journal of physical Oceanography*. 10: 1417-1438.
- Geernaert, G. L., 1990. Bulk parameterization for the wind stress and heat fluxes. *Surface waves and fluxes*. Vol. 1. G.L. Geernaert and W. J. Plant, Eds., Kluwer Academic, 336 pp.

- Gjevik, B., 1991 . *Simulation of sea response due to travelling storms*. *Continental Shelf Res.* 11(2):139-166.
- Gjevik, B. y M.A. Merrifield, 1993. Shelf sea response to tropical storms along the west coast of México. *Continental Shelf Research* 13(1): 25-47.
- Godin, G., 1972. *The Analysis of Tides*. University of Toronto Press. 246 pp.
- Godin, G., R. De la Paz, N Rodriguez y M. Ortiz, 1980. La marea y el nivel del mar a lo largo de la costa occidental de México. *Geofísica Internacional*. 19 (3): 239-258.
- Grivel, P. F. y F. V. Grivel, 1993. *Tablas de Predicción de mareas 1993. Puertos del Pacífico*. Servicio Mareográfico Nacional. Intituto de Geofísica . UNAM.
- Halper, F.B. y S y W. W. Schroeder, 1990. The response of waters to the passage of tropical Cyclones: observation from the Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research* 10: 777-793.
- Heaps, N. S., 1969. A two-dimensional numerical sea model. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London. A mathematical and Physical Sciences*. 265: 1160: 93-137.
- Heaps, N. S., 1973. Three dimensional numerical model of the Irish sea. *Geophysical journal Royal Astronomical Society*. 35: 99-120.
- Hearn C. J. y P. E. Holloway, 1990, A three-dimensional barotropic model of the response of the Australian North West Shelf to Tropical Cyclones. *Journal of Physical Oceanography*. 20(1): 60-80.
- Hebenstreit, G. T., E. N. Bernard y A.C. Vastano, 1980. Application of improved numerical techniques to the tsunami response of island system. *Journal of Physical Oceanography*. 10: 1134-1140.

- Heemink, A. W. Y I. D. M. Metzelaar, 1995, Data assimilation into a numerical shallow water flow model: a stochastic optimal control approach. *Journal of Marine Systems*. 6: 145-158.
- Hubbert, G., D. y K. L. McInnes, 1999. A Storm Surge Inundation Model for Coastal Planning and Impact Studies. *Journal of Coastal Research*. 15 (1): 168-185.
- Janssen, P. A. E. M., 1992. Experimental evidence of the effect of surface waves on the air flow. *Journal of Physical Oceanography*. 22: 1600-1604.
- Jauregui, B., 1981. Vulnerabilidad de las costas del NW de México a los ciclones tropicales del Pacífico Nororiental, *III Simposium Internacional sobre Emergencias Urbanas*, SAHOP, La Paz, B.C.S., México.
- Jelesnianski, C. P., 1965. A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf. *Monthly Weather Review*. 93: 343-358.
- Johns, B.; Dube, S. K.; Mohanty, U. C.; y Shina, P.C., 1981. Numerical Simulación of the surge generated by the Andhra cyclone. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*. 107: 919-934
- Jimenez I., A. R., Obeso N., M. y Salas, D. A., 1997. Oceanografía Física de la Bahía de La Paz, B.C.S. *La Bahía de la Paz, Investigación y Conservación*. Urbán R., J. y M. Ramirez R. Editores. UABCS - CICIMAR – SCRIPPS.
- Leatherman, S. P., 1989. Hurricane Hugo. Puerto Rico, The Virgin Islands and Charleston, South Carolina. September 17-22, 1989. *Natural Disasters Studies. An investigative Series of the Committee on Natural Disasters*. 6.
- Liu, K. S. y J. C. L. Chan, 1999. Size of tropical Cyclones as Inferred from ERS-1 y ERS-2 Data. *Monthly Weather Review*. 127: 2992-3001.

- Lizano, O., 1991. Simulación de oleaje durante el huracán David (1979) a su paso por el Mar Caribe al Sur de Puerto Rico. *Ciencia y Tecnología*. 15: 5-12. San José, Costa Rica.
- Maat, N.; C. Kraan. y W. A. Oost, 1991. The roughness of wind waves. *Boundary-Layer Meteorology*. 54: 89-103.
- Marinone, S.G. y Lavín M. F., 1997. Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, Editor Miguel F. Lavín. 111-137.
- Marinone, S. G., 1997. Tidal residual currents in the Gulf of California: Is the M_2 tidal constituent sufficient to induce them? *Journal of Geophysical Research*. 102(C4): 8611-8623.
- Mastenbroek, C., 1992. The effect of waves on surges in the North Sea. *Coastal Engineering*.
- Mastenbroek, C. G. Burgers y P. A. E. M. Janssen, 1993. The Dynamical Coupling of a Wave Model and a Storm Surges Model through the Atmospheric Boundary Layer, *Journal of Physical Oceanography*. 23: 1856-1866.
- Martinsen, E. A. y B. Gjevik, 1979. A numerical Model for Long Barotropic Waves and Storm Surges along the Western Coast of Norway. *Journal of Physical Oceanography*, 9: 1126-1138.
- Mathew, J. P., R. Mahadevan, B. H. Bharatkumar, y V. Subramanian 1996. Numerical Simulation of Open Coast Surges. Part I: Experiments on Offshore Boundary Conditions, *Journal of Coastal Research*, 12(1): 112-122.

- Mathew, J. P., R. Mahadevan, 1996. Numerical Simulation of Open Coast Surges. Part II: Experiments With Storm Parameters and Shelf Geometry, , *Journal of Coastal Research*. 12(1): 123-132.
- Merrill, R. T. , 1984: A Comparasi3n of large an small tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*. 112: 1408-1418
- Morales, R. A. y G. Gutierrez de Velasco, 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofisica Internacional*. 28(1): 25-46.
- Morales, R. A. y E. Romero, 2000. An3lisis Estad3stico de la actividad cicl3nica en el Pac3fico Nororiental y su relaci3n con el fen3meno de El Ni3o. XI Congreso Nacional de Hidr3ulica. Memorias. Avances en Hidr3ulica. 6: 203-214.
- Murray S. P.; 1970. Bottom Currents near the Coast during Hurricane Camille. *Journal of Geophysical Research*. 75 (24): 4579-4582.
- Myers, V. A. 1954. Characteristics of United States Hurricanes Pertinent to Levee Design for the Lake Okeechobee, Florida. *Hidrometeorological Report*. No. 32, US Weather Bureau, Department of commerce and US Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Morales, R. A. y G. Gutierrez de Vel3sco, 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofisica Internacional*. 28(1): 25-46.
- Nava S., E, F. Salinas, R. Cruz-orozco, S. Rueda y L. Godinez, 1994. Beach profiles and their relation to waves and grain size at the southern tip of the Peninsula of Baja California, M3xico. *Investigaciones Marinas, CICIMAR*. 9(1).
- Neshyba, S., 1987. *Oceanography. Perspectives on a fluid Earth*; John Wiley and Sons.
- Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*. 21: 251-269.

- Parsons, M. L. 1998. Salt Marsh Sedimentary Record of the Landfall of Hurricane Andrew on the Louisiana Coast: Diatoms and Other Palioindicators. *Journal of Coastal research*. 14(3): 939-950.
- Peralta-Fabi, R. 1993. Fluidos: Apellido de Líquidos y Gases. La Ciencia desde México. *Fondo de Cultura Económica, México*.
- Peredo J. I., I. Jimenez, V. J. Ledezma y B. C. Nava, 1998. Un modelo estadístico para la estimación del periodo de retorno de huracanes en el Nor-Pacífico Mexicano. *Oceanología*. 19. DECYTEM, SEP, México.
- Pitts, P.A., 2001. Interactions between Florida Bay and Atlantic Shelf Waters in Response to Tropical Storm Gordon. *Estuarine, Coastal Shelf Science*. 52: 225-235.
- Pritchard, D.W. y J. DiLorenzo, 1985. Assessment of the Effects of Inlet Geometry on Currents in Moriches Inlet and on Tidal Ranges and Storm Surges Elevations In Moriches Bay. *Marine Sciences Research Center State University of New York*. Reporte.
- Proctor, R. y R. A. Flather, 1988. Storm surge predictions in Bristol Chanel- The flood of 13 December 1981. *Contin. Shelf Res*. 9: 889-918
- Reid, R. O. y B. R. Bodine, 1968. Numerical model for storm surge in Galveston Bay. *Journal Waterways and Harbors Division*. 9: 35-57
- Scheffner, N. W., y P.J. Fitzpatrick, 1998, Real-Time Predictions of Surge Propagation. *Estuarine and Coastal Modeling*. 34: 374-388.
- Shelden, J.G. y J. D. Martin, 1998. Hydrodynamic Modeling Croatan/ Pamlico sound System, NC. *Estuarine and Coastal Modeling*. 36: 309 – 322.

- Scholoemer . R. W., 1954. Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida. *Hydrometer Report* No. 31, Washington, CC.
- Shepard, F. P., 1964. Sea-Floor valleys of Gulf of California. *En: Van Andel, T. H. y G. G. Shor, Jr., eds; Marine Geology of the Gulf of California: A symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir. 3: 157-192.*
- Sielecki, A. y M. G. Wurtele, 1970. The numerical integration of the nonlinear Shallow-water equations with sloping boundaries. *Journal computational Physics. 2: 219-236.*
- Silvester, R. 1974. *Coastal Engineering, 2.* Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.
- Tang, Y. M. y R. Grimshaw, 1996. The effect of wind-wave enhancement of bottom stress on the circulation induced by tropical cyclones on continental shelves. *Journal of Geophysical Research, 101(C10): 22705-22714.*
- Tang, Y. M.; R.; Grimshaw; B. Sanderson, y G. Holland, 1996 A Numerical Study of Storm Surges and Tides with Application to the North Queensland Coast *Journa of Physical Oceanography. 26(12.)*
- Tang, Y. M., P.; Holloway, y R. Grimshaw, 1997. A Numerical Study of the Storm Surge Generated by Tropical Cyclone Jane. *American Meteorological Society. 27: 963-976.*
- Wanstrath, , J.J.; R. E. Whitaker, R. O. Reid, y A. C. Vastano, 1976. Storm surge simulation in transformed coordinates, Vol. 1, Theory and application. *Technical Report No. 76-3*, U.S. Army Corps of Engineers, CERC, Fort Belvior, Virginia.

- Watson, C., 1995. The Arbiter of Storms. A High Resolution . Gis Based System for Integrated Storm Hazard Modeling. *National Weather Digest*. 20(2.)
- Welander, P., 1961. Numerical prediction of storm surges, Landsburg, H.E. and Van Mieghem, J. (eds.), *Advances in Geophysics*. Vol. 8, New York. Academic Press, 316-379.
- Yeh, G. T. y F. K. Chou, 1979. Moving boundary numerical surge model. *Journal Waterways and Harbors Division*. 105: 247-263.
- Zhang, K., B. C. Douglas, S. P. Leatherman, 1998. East Storm Surges Provide Unique Climate Record. *EOS*.
- Z.Flores, E. 1998. Geosudcalifornia. Geografía, agua y ciclones. *Universidad Autónoma de Baja California Sur*. México.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Circulo definido como región de afectación para la región del sur de la Península de Baja California

Figura 2.2 Número de tormentas tropicales y huracanes que se han generado entre 1949 y 1999 en el Pacífico Este.

Figura 2.3 Número de tormentas tropicales y huracanes que han afectado las costas de B.C.S. entre 1949 y 1999.

Figura 2.4 Media anual de ciclones del Pacífico Este por categoría.

Figura 2.5 Promedio mensual de ciclones que se generan en el Pacífico Este.

Figura 2.6 Densidad espacial de los puntos que tocan las trayectorias de los ciclones tropicales del Pacífico Este.

Figura 2.7 a) Ciclones del Pacífico Este que viajan hacia el noroeste, paralelos a las costas de México. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** frecuencia por mes de las trayectorias del primer grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del primer grupo de trayectorias

Figura 2.8 a) Ciclones del Pacífico Este que recurvan hacia el Noreste entre los 20° N y los 25° N. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** Frecuencia por mes de las trayectorias del segundo grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del segundo grupo de trayectorias.

Figura 2.9 a) Ciclones del Pacífico Este que viajan hacia el Norte, y entran al radio de afectación. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** frecuencia por mes de las trayectorias del tercer grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del tercer grupo de trayectorias.

Figura 2.10 a) Ciclones del Pacífico Este que cambian su trayectoria hacia el Oeste entre los 20° N y los 25° N. El color de la línea representa la categoría del ciclón: verde = Tormenta tropical, azul oscuro = huracán categoría 1, rosa = huracán categoría 2, rojo = huracán categoría 3, negro = huracán categoría 4 y azul claro = huracán categoría 5. **b)** frecuencia por mes de

las trayectorias del cuarto grupo. **c)** Frecuencia de las categorías de ciclones del cuarto grupo de trayectorias

Figura 2.11 Presión promedio por mes para 25°N y 110° W. Los valores se obtuvieron a partir de los datos de 1990 a 2000.

Figura 2.12 Mapa de presión atmosférica promedio (Mb) para los meses de **a)** Julio, **b)** Agosto, **c)** Septiembre y **d)** Octubre.

Figura 3.1 Comportamiento de las ondas de tormenta lejos de la costa. (Tomada de Neshyba, 1987).

Figura 3.2 Comportamiento de las ondas de tormenta cerca de la costa. Tomada de Neshyba, 1987.

Figura 3.3 Ubicación de la Bahía de La Paz al sur de la Península de Baja California.

Figura 3.4 Batimetría de la Bahía de la Paz y parte del Golfo de California.

Figura 3.5 Mapas cotidales de la amplitud y la fase de los componentes armónicos M_2 , S_2 , O_1 y K_1 . (tomados de Morales y Gutierrez de Velazco, 1989).

Figura 3.6 Ubicación de la región de Los Cabos en la Península de Baja California.

Figura 3.7 Batimetría de las inmediaciones de la región de Los Cabos.

Figura 3.8 Series de los años 1959, 1974, 1983 y 1998 de la estación mareográfica de La Paz y de los años 1976, 1977, 1983, 1995, y 1996 de la estación mareográfica de Los Cabos.

Figura 3.9 Pronóstico y residuales obtenidos para las series de 1996 en la estación Los Cabos

Figura 3.10 Residuales filtrados de la serie de 1996 de la estación Los Cabos

Figura 3.11 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 1 al 15 de septiembre de 1959, durante el paso del huracán número 10.

Figura 3.12 Trayectoria del huracán nº 10, que tuvo lugar del 4 al 11 de septiembre de 1959, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

Figura 3.13 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 20 al 30 de septiembre de 1974, durante el paso del huracán **Orlene**.

Figura 3.14 Trayectoria del huracán **Orlene**, que tuvo lugar del 21 al 24 de septiembre 1974, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

- Figura 3.15** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 14 al 20 de septiembre de 1983, durante el paso del huracán **Tico**.
- Figura 3.16** Trayectoria del huracán **Tico**, que tuvo lugar del 11 al 19 de octubre 1983, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.17** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 1 al 6 de septiembre de 1998, durante el paso del huracán **Isis**.
- Figura 3.18** Trayectoria del huracán **Isis**, que tuvo lugar del 1 al 3 de septiembre 1989, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.19** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 22 de septiembre al 5 de octubre de 1976, durante el paso del huracán **Liza**.
- Figura 3.20** Trayectoria del huracán **Liza**, que tuvo lugar del 22 de septiembre al 2 de octubre de 1976, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.21** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 10 al 20 de agosto de 1977, durante el paso del huracán **Doreen**.
- Figura 3.22** Trayectoria del huracán **Doreen** que tuvo lugar del 13 al 18 de agosto de 1977 alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.23** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 4 al 15 de septiembre de 1993, durante el paso del huracán **Lidia**.
- Figura 3.24** Trayectoria del huracán **Lidia** que tuvo lugar del 8 al 14 de septiembre de 1993, alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.25** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 4 al 16 de agosto de 1995, durante el paso del huracán **Flossie**.
- Figura 3.26** Trayectoria del huracán **Flossie** que tuvo lugar del 7 al 14 de agosto de 1995, alcanzando categoría 1 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.
- Figura 3.27** Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 29 de agosto al 17 de septiembre de 1976, durante el paso del huracán **Henriette**.
- Figura 3.28** Trayectoria del huracán **Henriette**, que tuvo lugar del 1 al 8 de septiembre 1995 alcanzando categoría 4 en escala de Saffir - Simpson. Los puntos en la trayectoria comprenden un lapso de seis horas.

Figura 3.29 Residuales obtenidos para el periodo comprendido del 7 al 15 de septiembre de 1996, durante el paso del huracán **Fausto**.

Figura 3.30 Trayectoria del huracán Fausto que tuvo lugar del 10 al 14 de septiembre de 1996 con categoría 3.

Figura 3.31 Tipos de onda de tormenta que se observan en las costas de La Bahía de La Paz y Cabo San Lucas.

Figura 4.1 Definición del sistema de coordenadas y malla para un esquema de diferencias finitas. $\eta_{i,j}$ representa el nivel del mar en el i -ésimo renglón y j -ésima columna. $u_{i,j}$ y $v_{i,j}$ representan las velocidades en las direcciones x y y , respectivamente. Δx y Δy representan el paso de longitud en las direcciones x y y , respectivamente.

Figura 4.2 Representación esquemática de las fronteras líquidas.

Figura 4.3 Cuadrantes del huracán.

Figura 4.4 Distribución del viento radial del huracán.

Figura 4.5 La máxima velocidad de viento ocurre donde el vector de velocidad de afluencia es paralelo al vector de velocidad de avance.

Figura 4.6 Resultados de las pruebas numéricas comparando los coeficientes de fricción del fondo de Manning y Chezy, así como la introducción o no de los términos inerciales y sus modalidades conservativa y no conservativa.

Figura 4.7 Puntos de control, Batimetría, malla y submalla empleada en la implementación de los modelos SPH y WIFM en la región de La Paz.

Figura 4.8 Puntos de control, Batimetría y malla y submalla empleada en la implementación de los modelos SPH y WIFM en la región de Los Cabos

Figura 4.9 Resultados de la modelación del huracán **Liza** en la Bahía de La Paz, del 25 de septiembre al 2 de octubre de 1976. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.10 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Liza** (1976) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.11 Resultados de la modelación del huracán **Liza** en la Región de Los Cabos, del 25 de septiembre al 2 de octubre de 1976. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.12 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Liza** (1976) en la región de Los Cabos.

Figura 4.13 Resultados de la modelación del huracán **Doreen** en la Bahía de La Paz, del 13 al 18 de agosto de 1977. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.14 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Doreen** (1977) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.15 Resultados de la modelación del huracán **Doreen** en la Región de Los Cabos, del 13 al 18 de agosto de 1977. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.16 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Doreen** (1976) en la región de Los Cabos.

Figura 4.17 Resultados de la modelación del huracán **Kiko** en la Bahía de La Paz, del 25 al 29 de agosto de 1989. **a)** Magnitud de la velocidad del viento, **b)** Anomalías de nivel y onda de tormenta y **c)** Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz.

La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.18 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Kiko** (1989) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.19.- Resultados de la modelación del huracán **Kiko** en la Región de Los Cabos, del 25 al 29 de agosto de 1989. a) Magnitud de la velocidad del viento. b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la Velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.20 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Kiko** (1989) en la región de Los Cabos.

Figura 4.21 Resultados de la modelación del huracán **Lidia** en la Bahía de La Paz, del 8 al 14 de septiembre de 1993. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.22 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Lidia** (1993) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.23 Resultados de la modelación del huracán **Lidia** en la Región de Los Cabos, del 8 al 14 de septiembre de 1993. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel u onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.24 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Lidia** (1993) en la región de Los Cabos.

Figura 4.25 Resultados de la modelación del huracán **Henriette** en la Bahía de La Paz, del 1 al 8 de septiembre de 1995. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.26 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Henriette** (1995) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.27 Resultados de la modelación del huracán **Henriette** en la Región de Los Cabos, del 1 al 8 de septiembre de 1995. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.28 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Henriette** (1976) en la región de Los Cabos.

Figura 4.29 Resultados de la modelación del huracán **Fausto** en la Bahía de La Paz, del 10 al 14 de septiembre de 1996. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.30 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Fausto** (1996) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.31 Resultados de la modelación del huracán **Fausto** en la Región de Los Cabos, del 10 al 14 de septiembre de 1996. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) anomalías de nivel y onda de tormenta y c) anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al

punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.32 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Fausto** (1996) en la región de Los Cabos.

Figura 4.33 Resultados de la modelación del huracán **Isis** en la Bahía de La Paz, del 1 al 3 de septiembre de 1998. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.34 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Isis** (1998) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.35 Resultados de la modelación del huracán **Isis** en la Región de Los Cabos, del 1 al 3 de septiembre de 1998. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.36 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Isis** (1998) en la región de Los Cabos.

Figura 4.37 Resultados de la modelación del huracán **Juliette** en la Bahía de La Paz, del 21 de septiembre al 3 de octubre de 2001. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.38 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Juliette** (2001) en la Bahía de La Paz.

Figura 4.39 Resultados de la modelación del huracán **Juliette** en la Región de Los Cabos, del 21 de septiembre al 3 de octubre de 1998. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.40 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **Juliette** (2001) en la región de Los Cabos.

Figura 4.40 Resultados de la modelación del huracán **extremo 1** en la Bahía de La Paz. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.41 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **extremo 1** en la Bahía de La Paz.

Figura 4.42 Resultados de la modelación del huracán **extremo 1** en la Región de Los Cabos a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.43 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **extremo 1** en la región de Los Cabos.

Figura 4.44 Resultados de la modelación del huracán **extremo 2** en la Bahía de La Paz. a) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea roja corresponde al punto G1, ubicado en la parte suroeste de la Bahía de La Paz. La línea negra corresponde al punto G2, ubicado en

la entrada a la Ensenada de La Paz. La línea rosa representa los resultados obtenidos para el punto G3, que se localiza en la Boca Grande de la Bahía de La Paz. La línea azul corresponde al punto G4, que se localiza en el Canal de San Lorenzo o Boca Chica de la Bahía y la línea verde esta asociada con el punto G5 al noroeste de la Bahía.

Figura 4.45 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **extremo 2** en la Bahía de La Paz.

Figura 4.46 Resultados de la modelación del huracán **extremo 2** en la Región de Los Cabos) Magnitud de la velocidad del viento, b) Anomalías de nivel y onda de tormenta y c) Anomalías de la magnitud de la velocidad. En las tres gráficas la línea negra corresponde al punto G1, ubicado frente a las costas de San José del Cabo. La línea roja corresponde al punto G2, localizado frente a las costas de Cabo San Lucas.

Figura 4.47 Resultados de la modelación del campo de viento (flechas rojas), campo de corrientes (flechas azules) y nivel del mar máximos, generados por el huracán **extremo 2** en la región de Los Cabos.

Figura 4.48 Variaciones de nivel en La Bahía de La Paz para 8 direcciones de viento.

Figura 4.49 Variaciones de nivel en la región de Los Cabos para 8 direcciones de viento.

Figura 4.50 Patrón de circulación para 8 direcciones de viento en la Bahía de La Paz.

Figura 4.51 Patrón de circulación para 8 direcciones de viento en la región de Los Cabos.

Figura A1.1 Estructura de un ciclón tropical.

LISTA DE TABLAS

- Tabla 3.1** Amplitud y periodo de los principales componentes armónicos de la marea en la Bahía de la Paz, B.C.S.
- Tabla 3.2** Amplitud y periodo de los principales componentes armónicos de la marea en la región de Los Cabos, B.C.S.
- Tabla 4.1** Constantes empleadas en la implementación del modelo.
- Tabla 4.2** Amplitud y fase de los constituyentes armónicos empleado en la función de forzamiento en la frontera transversal inferior en la región de la Bahía de La Paz.
- Tabla 4.3** Amplitud los constituyentes armónicos empleado en la función de forzamiento en la frontera transversal inferior en la región de Los Cabos.
- Tabla 4.4** Tabla comparativa de las elevaciones y las duraciones de la onda de tormenta calculadas mediante el modelo contra las observadas
- Tabla A.1** Escala de Saffir- Simpson para la clasificación de los ciclones tropicales, según la presión y velocidad de viento.