



**INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL**

**Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura**

**Unidad Zacatenco**

**Sección de Estudios de Posgrado e Investigación**

**MODELACION DE LA CIRCULACION DE CORRIENTES  
PARA EL GOLFO DE MEXICO.  
GENERACION DE ESCENARIOS HIDRODINAMICOS**

**T E S I S**

**Que para obtener el grado de:**

**MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN HIDRAULICA**

**P R E S E N T A**

**RAUL GONZALEZ SANTAMARIA**

**Director : Dr. Hermilo Ramírez León**

**Director interno: Dr. Miguel A. Vergara Sánchez**



**México, 2005**



# INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

## COORDINACIÓN GENERAL DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

### ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de México, D. F. siendo las 18:00 horas del día 30 del mes de mayo del 2005 Se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada

por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de E.S.I.A.- U.Z. para examinar la tesis de grado titulada: "MODELACIÓN DE LA CIRCULACIÓN DE CORRIENTES PARA EL GOLFO DE MÉXICO. GENERACIÓN DE ESCENARIOS HIDRODINAMICOS"

Presentada por el alumno:

GONZALEZ

SANTAMARÍA

RAUL

Apellido paterno

materno

nombre(s)

Con registro: 

B0	0	1	3	0	6
----	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN HIDRAULICA

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACIÓN DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA  
Director de Tesis

DR. MIGUEL A. VERGARA SANCHEZ

DR. HERMILO RAMIREZ LEÓN

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO

M. EN C. J. ROBERTO RUIZ Y ZURVIA F.

DR. JUAN MANUEL NAVARRO PINEDA

EL PRESIDENTE DEL COLEGIO

DR. HÉCTOR A. SÁNCHEZ SÁNCHEZ



COLEGIO DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

## ***DEDICATORIA***

A mis padres: **Cristina Santamaría** y

**Gonzalo† González**

Porque sin su incondicional apoyo  
no hubiera llegado hasta aquí.

A mis hermanos:

**Gonzalo, Víctor y Eduardo**

Por su apoyo hacia mí.

A mis máximos amores en la vida

**Sandra, Diego y Daniel.**

Gracias por la paciencia y apoyo  
en la realización de esta tesis.

# **AGRADECIMIENTOS**

Al **Instituto Politécnico Nacional (IPN)**, *alma mater*.

A la **Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Zacatenco**, la cual me dio formación profesional en licenciatura y maestría.

Al **Instituto Mexicano del Petróleo (IMP)**, por el valioso apoyo económico-tecnológico otorgado para la realización de esta tesis, además de haberme permitido el uso de equipo e instalaciones. En especial a la **Unidad de Negocio de Medio Ambiente** y por haberme invitado a participar en el proyecto Sonda II.

Al **Dr. Hermilo Ramírez León** por haber dirigido acertadamente esta tesis, a quien además le gratifico el haberme dado la oportunidad de colaborar con él. Agradezco su confianza y amistad.

Al **Dr. Miguel A. Vergara Sánchez** por la co-dirección de esta tesis y por sus enseñanzas a lo largo de mi formación profesional.

Al **Dr. Jorge Zavala, Dr. Rubén Morales** y al **Dr. Eugenio Gómez**, por sus valiosos comentarios y aportaciones en el desarrollo de la tesis.

A los miembros de la comisión revisora:, **Dr. J. Manuel Navarro, M.C. Jaime R. Ruiz y Zurvia**, agradezco profundamente sus constantes comentarios y sugerencias realizadas para mejorar la presente tesis; igualmente un reconocimiento a todos los profesores de la maestría en hidráulica del IPN.

Mis más sinceros agradecimientos a mis colegas y amigos: **Enrique Herrera, Juan Pablo Islao, Clemente Rodríguez, Armando Laurel, Héctor Barrios, Carlos Couder e Ivan Campos**, por sus sugerencias y comentarios al contenido de la tesis. Y a todas aquellas personas que de una u otra forma, colaboraron o participaron en la realización de esta tesis,

A mis **compañeros y amigos de la maestría**, por tener el placer de conocerlos y de convivir en esta etapa de estudios. A todos aquellos que de forma directa o indirecta colaboraron con el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos: **Enrique Talavera, Javier Cosme y Alejandro Zamora**, que iniciamos una amistad incondicional, por las charlas en común de toda la vida.

## RESUMEN

El interés de estudiar la circulación de corrientes oceánicas en el Golfo de México (GDM) por la comunidad científica, data a partir de la segunda mitad del siglo pasado, con el fin de entender la dinámica de este ecosistema. Actualmente el GDM es un sitio muy estudiado y en el que a pesar de la avanzada tecnología en modelación numérica no se tiene la certeza de hacer pronósticos reales en la interacción océano-atmósfera-continente, o no se puede dar una explicación única del balance de flujo entre el canal de Yucatán y el estrecho de Florida. Ello ha llevado a incluir el aporte continental a través de los grandes ríos.

El presente trabajo parte de los trabajos de Reid *et al*, (1972), y de Hulburt y Thompson (1980), de caracterizar al GDM en un rectángulo con una entrada y una salida (canal de Yucatán y estrecho de Florida, respectivamente), para generar una batimetría idealizada del GDM y aplicarla a una serie de experimentos con el modelo numérico en desarrollo YAXUM/3D, para los modos barotrópico (Integrado en la vertical y multicapas) y baroclínico (multicapas). Se realizó una revisión bibliográfica histórica y actual de la información existente, con el objetivo de conocer y entender la hidrodinámica del GDM.. De esta revisión se decidió repetir los trabajos de Reid *et al*, (1972), y de Hulburt y Thompson (1980), esto sólo con el objetivo de validar y calibrar el modelo. Las ecuaciones que se aplican para el modelo YAXUM/3D son las ecuaciones de Navier-Stokes-Reynolds modificadas para el caso de aguas someras, descritas para las velocidades de U y V, para la velocidad W se aplica la ecuación de continuidad. A estas ecuaciones se le suman las de transporte para la temperatura y salinidad y consecuentemente una ecuación de estado para la densidad y así incluir el término baroclínico; el sistema requiere para su solución de condiciones de frontera en donde se hace necesario inferir los esfuerzos cortantes para la superficie (efecto del viento) y el fondo (fricción).

Los resultados se analizaron en paquetes de visualización de datos masivos. Se capturaron bases de datos para el GDM como batimetría, vientos, temperaturas, salinidades, mareas y se ajustaron al dominio en estudio. Todas las variables antes mencionadas se aplicaron para modificar el algoritmo del modelo YAXUM/3D y adecuarlo para el estudio de corrientes de circulación en medios marinos.

## **ABSTRACT**

The interest to study the ocean circulation in the Gulf of Mexico (GOM) for the scientist community begins in the second half of the last century in order to understand the dynamical behavior of this ecosystem. In our days the GOM is a much studied site and in despite of the technology and in development in numerical models, there isn't a certainty to real prognostic in the ocean-atmosphere interaction, or it can not be a unique explanation of the flow balance between Yucatan channel and Florida straight. For this reason the continental contribution given by the biggest rivers is accounted for.

This work recaptures the papers contribution of Reid *et al.*, (1972) and Hulburt &Thompson (1980), characterizing the GOM in a rectangle with an input condition (Yucatan channel) and an output condition (Florida straight), in order to generate an idealized bathymetry of GOM applied it in a series of experiments using the numerical model YAXUM/3D, for the barotropic mode (vertical average and multilayer) and baroclinic mode (multilayer). The equations applied in YAXUM/3D are the Navier-Stokes ones modified for the case of shallow waters, specified for the U, V velocities, and for the W component is applied the continuity equation. For this equations were added the temperature and salinity transport equations, and the equation of state for the density that includes the baroclinic mode, the system requires boundary conditions with shear stress for the surface (wind effect) and the bottom friction.

The results were analyzed in massive data visualization softwares. Data bases were captured for bathymetry, winds, temperature, salinity fields, tides, etcetera. All this variables were applied in order to modified the original YAXUM/3D algorithm and adequate it for the ocean circulation modeling.

# ***INDICE***

Resumen	I
Abstract	iii
Indice	v
Relación de figuras	xi
Introducción	xvii
a) Antecedentes y Justificación	xvii
b) Objetivos y alcance del estudio	xix
<b>1. GENERALIDADES</b>	<b>1</b>
1.1 El Golfo de México	1
1.2 Entorno colindante	4
1.3 Geo-morfología	5
1.4 Condiciones climatológicas	8
1.4.1 temperatura	8
1.4.2 Vientos y huracanes	10
<b>2. MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE MEXICO</b>	<b>15</b>
2.1 Transporte de masas de agua en el GDM	15
2.2 Corrientes del océano Atlántico	17
2.2.1 Atlántico Norte	17
2.2.2 Suroeste del Atlántico Norte	18
2.3 Corriente ecuatorial	18
2.3.1 Corriente ecuatorial Norte	18
2.3.2 Contracorriente ecuatorial	18
2.3.3 Corriente ecuatorial Sur	18

2.4	Circulación de corrientes en el Golfo de México	19
2.5	Mar Intra-Americano	21
2.5.1	Influencia de los ríos	22
2.5.2	Clima	23
2.5.3	Circulación de corrientes	23
2.6	Canal de Yucatán	25
2.6.1	Corriente del Lazo	26
2.7	Estrecho de Florida	30
2.8	Mareas en el GDM	33
2.9	Influencia del régimen rivereño	35
2.10	Corrientes a lo largo de la plataforma continental	37
2.10.1	Plataforma continental de Estados Unidos	37
2.10.2	Plataforma continental de México	42
2.11	Giros ciclónicos y anticiclónicos en el GDM	44
2.11.1	Región central del GDM	45
2.11.2	Frente a la costa Este de México	48
2.11.3	Frente a la costa Sur de E.U.	49
<b>3.</b>	<b>MODELOS DE CIRCULACIÓN OCEANICA</b>	<b>51</b>
3.1	Antecedentes	51
3.1.1	El papel que tiene el océano en el cambio climático	53
3.1.2	Cambios para el futuro	53
3.2	Características de los modelos oceánicos	54
3.2.1	Modelo numérico	54
3.2.2	Modelos oceánicos	54
3.2.3	Ecuaciones en aguas someras	56
3.2.4	Modelos con modo separado (splitting)	57
3.2.5	Modelos en coordenadas sigma	57
3.2.6	Estructura en la coordenada vertical	59
3.3	Clasificación de los modelos oceánicos	60
3.4	Tipos de modelos oceánicos	61
3.4.1	Modelos barotrópicos	61
3.4.1.1	Ecuaciones para modelos barotrópicos	62
3.4.1.2	Fricción del fondo	63



3.4.1.3 Fricción lateral	63
3.4.1.4 Base de datos requeridos	64
3.4.1.5 Esquemas numéricos	65
3.4.2 Modelos barotrópicos con tapa rígida	65
3.4.3 Modelos de superficie libre y tapa rígida	66
3.4.4 Modelos de gravedad reducida	66
3.4.5 Modelos de capas mezcladas	67
3.4.6 Modelos cuasi-geostróficos	69
3.5 Modelos aplicados al Golfo de México	69
3.5.1 Paskausky y Reid, 1972	69
3.5.2 Wert y Reid, 1972	70
3.5.3 Hulburt H.E. y Thompson J. Dana, 1980	70
3.5.4 Sturges W., Evans J.C., Welsh S, Holland W., 1993	75
3.5.5 Lie Yauw Oey, 1995	77
3.5.6 Moores Christopher N.K., Maul George A., 1998	78
3.5.7 Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra A. y Ochoa J., 2001	79
3.5.8 J.J. O'Brien , S.L. Morey, y Zavala-Hidalgo, J., 2003	82
<b>4. MODELO NUMERICO YAXUM/3D</b>	<b>85</b>
4.1 Introducción	85
4.2 Ecuaciones fundamentales	86
4.2.1 Ecuación para las velocidades de U, V, W	86
4.2.2 Ecuaciones para las aguas someras	87
4.3 Ecuación de estado para la densidad	88
4.4 Ecuación de transporte para temperatura	90
4.5 Ecuación de transporte para salinidad	91
4.6 Ecuaciones auxiliares	93
4.6.1 Condición de frontera en la superficie libre	93
4.6.2 Condición de frontera en el fondo	94
4.7 Mezclado producido por el flujo turbulento	95
4.7.1 Mezclado horizontal	95
4.7.1.1 Coeficiente de mezclado horizontal	96
4.7.2 Mezclado vertical	96
4.7.2.1 Coeficiente de mezclado vertical	97

4.8	Término de gradientes de presión	99
4.9	Aproximación del plano-beta	100
4.10	Solución numérica, método numérico semi-implícito	101
4.10.1	Ecuaciones en 2D (promediado en la vertical)	101
4.10.2	Ecuaciones gobernantes en 3D	102
4.10.3	Discretización euleriana-lagrangiana	103
4.10.3.1	Término advectivo-lagrangiano	104
4.10.3.2	Método de las características	105
4.10.3.3	Condición de estabilidad de Courant-Frederich-Levy	106
4.10.4	Término explícito-euleriano. Difusión turbulenta	107
4.10.5	Discretización de celdas	109
4.10.6	Discretización semi-implícita	109
4.10.6.1	Discretización de las condiciones de frontera	111
4.10.7	Formación de matrices para el cálculo de U y V	111
4.10.7.1	Coeficientes de la matriz A	113
4.10.8	Cálculo de la superficie libre	114
4.10.8.1	Discretización y coeficientes de matriz pentadiagonal	114
4.10.9	Celdas secas y húmedas	116
4.10.10	Componente de velocidad W	116
<b>5.</b>	<b>APLICACIÓN DEL MODELO YAXUM/3D</b>	<b>119</b>
	<b>AL DOMINIO IDEALIZADO DEL GDM</b>	
5.1	Antecedentes	119
5.2	Dominio real del GDM	120
5.3	Dominio idealizado del GDM	121
5.4	Modelación en 2D (integrado en la vertical)	123
5.4.1	Introducción	123
5.4.2	Generación de malla	123
5.4.3	Condiciones de frontera	124
5.4.4	Condiciones iniciales	124
5.4.4.1	Inicialización de campos	124
5.4.4.2	Campos de temperatura	124
5.4.4.3	Campos de salinidad	125
5.4.5	Simulación hidrodinámica en 2D (integrado en la vertical)	126

## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

5.4.5.1	Inicialización del modelo YAXUM/3D	126
5.4.5.2	Resultante de las velocidades U, V	127
5.4.5.3	Superficie libre	129
5.4.5.4	Simulación de la temperatura	131
5.4.5.5	Simulación de la salinidad	133
5.4.6	Discusión de resultados	134
5.5	Modelación en 3D (multicapa)	137
5.5.1	Introducción	137
5.5.2	Generación de malla tridimensional	137
5.5.3	Capas constantes y variables	139
5.5.4	Condiciones Iniciales	139
5.5.4.1	Campos de velocidad	139
5.5.4.2	Campos de temperatura	141
5.5.4.3	Campos de salinidad	142
5.5.5	Simulación hidrodinámica en 3D	143
5.5.5.1	Campo resultante del modelo YAXUM/3D	143
5.5.5.2	Superficie libre	147
5.5.6	Discusión de resultados	148
	<b>Conclusiones generales</b>	149
	<b>Líneas futuras de trabajo</b>	151
	<b>Referencias Bibliográficas</b>	153
	<b>Referencias en internet</b>	165
	<b>ANEXOS</b>	
A1	Glosario de términos	169
A2	Algoritmo y estructura del modelo YAXUM/3D	183

# ***RELACION DE FIGURAS***

Figura 1.1	Localización del Golfo de México	1
Figura 1.2	Zona Económica Exclusiva del territorio mexicano	2
Figura 1.3	Principales Ciudades y Puertos del Golfo de México	3
Figura 1.4	Provincias Geológicas del Golfo de México	6
Figura 1.5	Morfología del Golfo de México	7
Figura 1.6	Principales Climas y Corrientes Oceánicas de la Zona Costera de México	8
Figura 1.7	Ilustración esquemática de los componentes del sistema climático atmósfera-hielo-tierra-agua	9
Figura 1.8	Esquema idealizado del patrón general de vientos a escala sinóptica sobre la cuenca atmosférica de GDM	10
Figura 1.9	Esquemas de circulación atmosférica térmica cerca de la costa: a) brisa de mar promovida por una diferencia del calentamiento por radiación solar; b) brisa de mar reforzada por el efecto de una isla de calor urbana; c) brisa de tierra promovida por una diferencia de enfriamiento	12
Figura 1.10	Huracán en el Golfo de México	13
Figura 2.1	Masas de agua en el GDM	16
Figura 2.2	Transportes en el Atlántico Norte. Los números en círculo son transporte en Sverdrups (Semar, 1974)	17
Figura 2.3	Circulación de Corrientes en el GDM	19
Figura 2.4	Topografía del Mar Intra-Americano	21
Figura 2.5	Mar Intra-Americano, cuencas y canales que lo conforman	22
Figura 2.6	Circulación de corrientes en el Mar Intra-Americano	24
Figura 2.7	Trayectorias de deriva en el MIA	24
Figura 2.8	Canal de Yucatán con la localización de los instrumentos de medición anclados, durante el programa Canek (Candela <i>et al</i> , 1996-2001)	25

## Relación de figuras

---

Figura 2.9	Mapa del Mar Caribe y Golfo de México, indicando los pasajes mencionados en el texto	26
Figura 2.10	Corriente del Lazo para verano (azul), e invierno (rojo)	28
Figura 2.11	Posición de la Corriente del Lazo	29
Figura 2.12	Localización del cable submarino de Florida a las Bahamas	32
Figura 2.13	Mareas dominantes en el GDM	34
Figura 2.14	El GDM tiene en términos generales marea diurna	35
Figura 2.15	Sistema Fluvial para la cuenca del GDM	36
Figura 2.16	Ciclo anual de navegación en 2° de banda ancha a lo largo del límite Oeste del GDM	38
Figura 2.17	Rizo del viento en el Oeste del GDM en los 24° N	39
Figura 2.18	Climatología mensual del esfuerzo de viento derivado del COADS	41
Figura 2.19	Diagrama esquemático de la circulación estacional de la costa Este de México	44
Figura 2.20	Lenguetas con giro ciclónico, de diferente densidad, hacen el efecto de estrangulación a la Corriente del Lazo	45
Figura 2.21	Posiciones representativas de la Corriente del Lazo y localización del Track-A	47
Figura 2.22	Altura anormal de la superficie del mar (m), a lo largo del track-A del Topex/Poseidon en el periodo de 1993 a 2000	48
Figura 2.23	Localización de (arriba) 745 estaciones hidrográficas para primavera, (en medio) 822 estaciones para verano, (abajo) 615 estaciones para finales de otoño	50
Figura 3.1	Sistema en Coordenadas Sigma	58
Figura 3.2	Discretización vertical de los modelos oceánicos	59
Figura 3.3	Discretización vertical de los modelos oceánicos	59
Figura 3.4	Clasificación de Modelos Oceánicos	60
Figura 3.5	Modelo barotrópico donde la región del océano en su columna de agua	61
Figura 3.6	Integración de los modelos barotrópicos	62
Figura 3.7	Estado Inicial del flujo entrante y se propaga hacia el Oeste del GDM	69
Figura 3.8	Líneas de corriente del volumen de flujo en Sv	70

## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

Figura 3.9	Batimetría del GDM basada en Nowlin (1972), donde el rectángulo muestra el dominio para el modelo numérico	71
Figura 3.10	Batimetría idealizada del GDM para el modelo numérico	71
Figura 3.11	Primeros ensayos para el modelo de gravedad reducida	72
Figura 3.12	Secuencia de mapas sinópticos de PA a 70 días	74
Figura 3.13	Corrientes de superficie del MIA con el modelo POM en el día 1200 de simulación	78
Figura 3.14	Localización del Oeste del Golfo de México y sitios de Interés	79
Figura 3.15	Promedio mensual de la corriente superficial en la plataforma continental al Oeste del GDM	80
Figura 4.1	Perfil promedio de la distribución de la densidad en el océano	89
Figura 4.2	Sección vertical de la distribución de la temperatura promedio en el Oeste del océano Atlántico	91
Figura 4.3	Sección vertical de la distribución de la salinidad promedio en el Oeste del océano Atlántico	92
Figura 4.4	Distribución de salinidad de la superficie del mar (superficie isohalina)	92
Figura 4.5	Perfil discretizado en 2D de la fluctuación de la superficie libre	102
Figura 4.6	Perfil discretizado en 3D de la fluctuación de la superficie libre	103
Figura 4.7	Notación empleada, mostrada en un malla unidimensional	105
Figura 4.8	Método de las características para cualquier número de Courant	106
Figura 4.9	Discretización de celda en diferencias finitas	109
Figura 5.1	Golfo de México y Mar Caribe digitalizado de ETOPO2	120
Figura 5.2	Golfo de México y Mar Caribe digitalizado de ETOPO2 (Visualizado con MatLab)	121
Figura 5.3	Aproximación del dominio para el modelo numérico, se indica la localización de entrada y salida de flujo (Hulburt y Thompson 1980)	122
Figura 5.4	Batimetría Idealizada para el Golfo de México	122
Figura 5.5	Estructura vertical (dos capas) de la malla del DI10, y vista general del plano horizontal	123
Figura 5.6	Inicialización de campos de velocidad, con flujo entrante constante	124

## Relación de figuras

---

Figura 5.7	Inicialización del campo de temperatura en el DI10	125
Figura 5.8	Inicialización del campo de salinidad en el DI10	125
Figura 5.9	Malla integrada en la vertical en volumen con entrada (frontera Sur) y salida (frontera Este) del flujo	126
Figura 5.10	Inicialización del modelo numérico YAXUM/3D	127
Figura 5.11	Seriación para campos de velocidad en el DI10	128
Figura 5.12	Resultante de las componentes U y V para 20 días de simulación	129
Figura 5.13	Evolución de la Corriente del Lazo con la superficie libre (m), a 3 semanas de simulación	129
Figura 5.14	Evolución de la Corriente del Lazo y la elevación de superficie (m) a 2 meses de simulación	130
Figura 5.15	Elevación de superficie para 3 meses de simulación	130
Figura 5.16	Elevación de superficie con campo vectorial para 5 semanas de simulación	131
Figura 5.17	Inicialización de la evolución de la temperatura (°C) para 2 días de simulación	131
Figura 5.18	Evolución de la temperatura (°C) para 8 días de simulación	132
Figura 5.19	Evolución de la temperatura (°C) para 20 días de simulación	132
Figura 5.20	Inicialización de la salinidad (ups) para condiciones iniciales del DI10	133
Figura 5.21	Evolución de la salinidad (ups) en el DI10	133
Figura 5.22	Evolución de la salinidad (ups), en el DI10 para 2 semanas de simulación	134
Figura 5.23	Simulación en 2D para 3 meses de con flujo constante de 80 cm/s. Nótese un vórtice desprendido dentro de la Corriente del Lazo	135
Figura 5.24	Temperatura a 4 semanas de simulación	135
Figura 5.25	Temperatura a 3.5 meses de simulación	136
Figura 5.26	Resultados preliminares de los modelos de Hulburt y Thompson (1980)	136
Figura 5.27	Malla del DI10 con 4 capas en la vertical.	138
Figura 5.28	Malla base del DI10 con 11 capas en la vertical	138
Figura 5.29	Contorno del DI10 asignando 11 capas o niveles en la vertical	139
Figura 5.30	Estructura promedio del campo de velocidad a través del Canal de Yucatán (Sheinbaum <i>et al.</i> , 2002)	139

## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

Figura 5.31	Campo de velocidad inicial en la entrada del DI10	140
Figura 5.32	Campo vectorial del DI10	140
Figura 5.33	Campos de temperatura (°C) promedio anual para a) -10 m, b) -200 m, c) -1,000 m, d) -3,000 m	141
Figura 5.34	Campos de salinidad (ups) promedio anual para a) -10 m, b) -200 m, c) -1,000 m, d) -3,000 m	142
Figura 5.35	Primeros ensayos para el DI10 visualizando resultante de velocidades, con flujo entrante constante	143
Figura 5.36	2 meses de simulación para la resultante de velocidades	144
Figura 5.37	2 meses de simulación para la resultante de velocidades	144
Figura 5.38	4 meses de simulación, visualizando resultante de velocidades y líneas de corriente	145
Figura 5.39	5 meses de simulación, visualizando resultante de velocidades y líneas de corriente	145
Figura 5.40	6 meses de simulación, visualizando resultante de velocidades y líneas de corriente	146
Figura 5.41	7 meses de simulación, visualizando el contorno del DI10 y líneas de corriente	146
Figura 5.42	8 meses de simulación, visualizando la elevación de superficie y líneas de corriente (vista en perspectiva)	147
Figura 5.43	8 meses de simulación, visualizando la elevación de superficie y líneas de corriente (vista superior)	147



# ***INTRODUCCION***

## **a) ANTECEDENTES Y JUSTIFICACION**

Expediciones que en un principio se hicieron para exploración, conquista y colonización en el Golfo de México (GDM), comenzaron a finales del siglo XV y continuaron por muchos siglos más. Las primeras expediciones científicas fueron al final del siglo XIX y a lo largo de la primera mitad del siglo XX, por ejemplo, Bencker (1930), en un documento hizo una compilación de las expediciones oceanográficas mundiales de 1800-1930, lista 133 expediciones a las regiones del Artico, 36 a la Antártica, 10 al océano Indico y 15 alrededor del mundo. De estas sólo 3 fueron para el GDM.

El presente trabajo trata sobre la modelación numérica del GDM, que es uno de los sitios más estudiados a nivel mundial, por su complejidad e interacción océano-atmósfera-continente que esto conlleva.

Actualmente el GDM constituye un dominio atractivo particularmente para la comunidad científica en lo que se refiere a la modelación oceánica, porque permite introducir modelos numéricos que pueden resolver los problemas de corrientes y sus anillos desprendidos de la Corriente del Lazo y que contiene uno de los mayores sistemas energéticos de corrientes que desprenden anillos anticiclónicos con los mayores diámetros reportados en el Planeta. Pero también la industria del petróleo tiene particular interés ya que mediante los modelos numéricos se pueden pronosticar

## Introducción

---

eventos extraordinarios que puedan afectar las instalaciones petroleras marinas, es el caso de derrame de hidrocarburos, que se puede pronosticar la dispersión de contaminantes en el mar; otra aplicación de los modelos lo es para el diseño de estructuras marinas, por ejemplo es posible implementar en el modelo las ecuaciones que nos describen las variaciones de los esfuerzos cortantes dinámicos y estáticos, en el tiempo y en el espacio; estos esfuerzos son importantes ya que nos permiten el diseño de las estructuras marinas y sus dispositivos, y evitar con ellos posibles riesgos de falla o bien sobredimensiones de los mismos.

De esta forma el trabajo está organizado de la siguiente manera. El Capítulo 1, trata las generalidades del GDM, como su ubicación geográfica y su entorno, su importancia para los países colindantes, estructura y cuencas geológicas, condiciones climáticas como vientos y huracanes; en el Capítulo 2, se habla de las masas de agua que conforman el GDM, las corrientes oceánicas globales que influyen, la circulación de corrientes dentro del GDM, la influencia de los aportes de ríos, y la importancia que tienen los remolinos anticiclónicos y ciclónicos en el GDM; el Capítulo 3, da una clasificación y justificación general de los modelos de circulación oceánica, propiedades, ecuaciones, tipos de coordenadas horizontal y vertical, y de manera simbólica se presentan algunos trabajos de diferentes autores, donde aplican modelos de circulación oceánica al GDM; en el Capítulo 4, se presenta el modelo numérico YAXUM/3D, sus ecuaciones gobernantes y auxiliares, condiciones de frontera, mezclado para flujo turbulento, ajuste geostrófico, el método de solución numérica semi-implícito y el algoritmo del modelo; en el Capítulo 5, es la aplicación del modelo YAXUM/3D a un dominio idealizado propuesto por Reid *et al.* (1972), y Hulburt y Thompson (1980), se presentan imágenes y animaciones para la simulación en 2D y 3D, analizando y discutiendo los resultados. Finalmente se describen las principales conclusiones y recomendaciones obtenidas en el desarrollo del presente trabajo.

## b) OBJETIVOS Y ALCANCE DE ESTUDIO

El objetivo fundamental de este trabajo es el disponer de un modelo numérico para el estudio de las corrientes oceánicas en el GDM, utilizando diferentes técnicas computacionales modernas.

Objetivos particulares:

1. Recopilación de información bibliográfica histórica y actual de la circulación de corrientes y modelación numérica en el GDM.
2. Revisión de los principales modelos oceanográficos que se han aplicado al GDM
3. Modificar las ecuaciones gobernantes, así como el código del programa para adaptar y adecuar el modelo numérico YAXUM/3D (que originalmente se aplica en aguas bajas), a aguas profundas oceánicas con ajuste geostrófico (dominios con escalas espaciales del orden de km), y anexar ecuaciones auxiliares para la modelación oceánica.
4. Aplicar el modelo YAXUM/3D al dominio propuesto en los trabajos de Reid *et al*, (1972), y Hulburt y Thompson (1980). Analizando y discutiendo los resultados. Se incluye un análisis y discusión de los resultados.

El alcance de estudio es:

Una vez validado el modelo, con los trabajos antes mencionados, se puede pasar de un dominio idealizado al dominio real del GDM y obtener patrones de circulación en tiempo real (Barrios, 2005; Couder, 2005), así como información del modelo para fines de ingeniería y pronósticos ambientales.



## CAPITULO 1

# GENERALIDADES

### 1.1 El Golfo de México

**E**l Golfo de México (GDM), que está situado en la zona subtropical entre las latitudes 18° y 30° Norte y longitudes 82° y 98° Oeste, con una superficie de  $1.6 \times 10^6$  km<sup>2</sup>. Constituye una cuenca semi-cerrada que se comunica con el Océano Atlántico Norte y con el Mar Caribe, a través del estrecho de Florida y el Canal de Yucatán, respectivamente. El agua de la zona más profunda del GDM tiene propiedades diferentes a las de los estrechos de Florida y Canal de Yucatán. La cuenca del Golfo alcanza en su parte profunda poco más de los 4000 m, mientras que en la zona de los estrechos esta entre los 1,500 y 2,000 m (Figura 1.1).

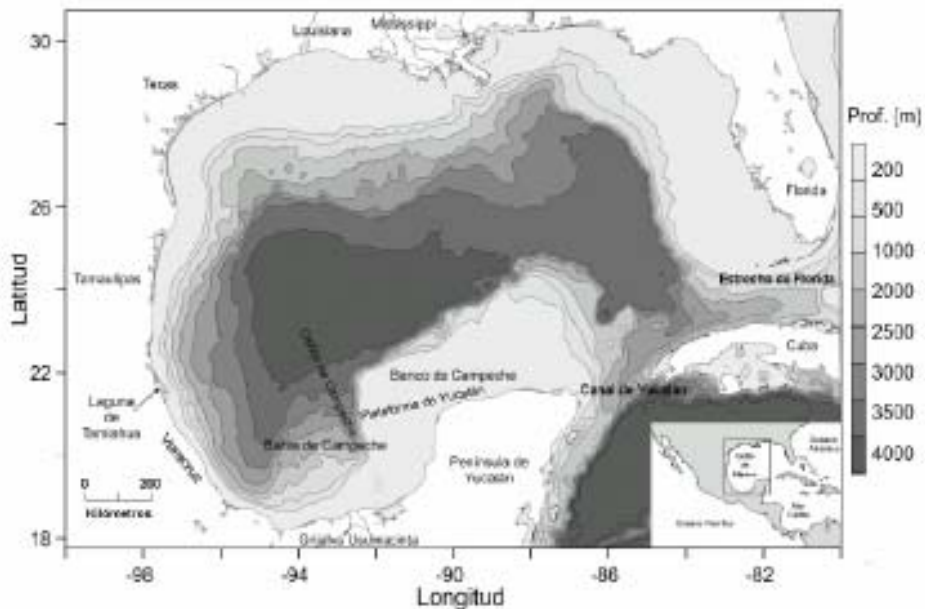


Figura 1.1 Localización del Golfo de México.

## Capítulo 1. Generalidades

---

La zona económica exclusiva mexicana en el GDM es del orden de  $0.9 \times 10^6$  km<sup>2</sup> y representa aproximadamente el 55% de la superficie total del GDM ( $1.6 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) (Figura 1.2).



Figura 1.2 Zona Económica Exclusiva del territorio mexicano.

Su contribución económica está fincada en la extracción, procesamiento y distribución de los hidrocarburos, en su dinámica actividad pesquera, en sus desarrollos agropecuarios y turísticos, en los intensos movimientos de sus complejos portuarios y en el tránsito marítimo requerido por las actividades industriales y comerciales.

En el Golfo se ubican unas de las mayores provincias petroleras en producción en el mundo: East Texas, Gulf Coast y Delta del Mississippi, en E.U.; Reforma-Tabasco y Sonda de Campeche, en México. Las reservas estimadas para cinco áreas de la región central del Golfo: el margen de Río Grande, el Plegamiento de Perdido, el Escarpamiento de Sigsbee, el Escarpamiento de Campeche y la Cuenca Abisal del Golfo, se estiman entre  $2.24$  y  $21.99 \times 10^9$  barriles de petróleo crudo y de  $15.52$  a  $125.74 \times 10^{13}$  litros de gas natural (Foote *et al*, 1983). Más del 96% de petróleo crudo y 80% de la producción nacional de gas se originan en el GDM y su planicie costera. La zona marina de Campeche aporta el 80% de la producción petrolera de México y el 90% de las instalaciones para el procesamiento del petróleo crudo y del gas natural se localizan en las costas del GDM (Botello *et al*, 1996).

## Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México

La República Mexicana posee 108 puertos marinos y fluviales, de los cuales 24 están concesionados a las Administraciones Portuarias Integrales, de la zona del GDM los que más influyen en la economía del país son: Altamira, Tampico, Tuxpan, Veracruz, Coatzacoalcos, Bos Bocas, Campeche y Progreso (Figura 1.3).

Los puertos llevan asociados otros tipos de servicios de apoyo dependiendo de su vocación (industrial, petrolera, comercial, turística o pesquera). Los puertos del Golfo mueven casi el 75% de la mercancía de importación y exportación nacional.



Figura 1.3 Principales Ciudades y Puertos del Golfo de México.

El desarrollo de las actividades portuarias, ha tenido un efecto positivo en la economía del país pero a su vez un efecto negativo en el ambiente. El transporte marítimo tiene dos tipos de impacto sobre las zonas costeras; el que corresponde al movimiento mismo, las rutas y los desechos de las embarcaciones y el otro se refiere a su unidad de recepción que son los puertos, las marinas y los muelles. En algunos casos se alternan las zonas de pesca, en otros ecosistemas costeros como los arrecifes coralinos, zonas de pastos marinos y se acentúan o inducen procesos de erosión del litoral. Otro riesgo son los accidentes que van desde los derrames, lavados de buques tanques o los encallamientos (en bajos, sistemas rocosos o en arrecifes coralinos).

## Capítulo 1. Generalidades

---

Otras industrias importantes en la zona costera incluyen a la Comisión Federal de Electricidad en zonas como Veracruz, así como los complejos petroquímicos en Altamira y Coatzacoalcos, también existen astilleros como el de Veracruz y Tampico.

En el GDM la pesquería más importante es la del camarón, la cual representa aproximadamente el 50% del volumen total nacional. En el mar territorial y en las costas mexicanas del Golfo se explota también la pesca de especies de escama (mojarra, huachinango, pargo, mero y sierra), crustáceos (camarón y jaiba), y moluscos (ostión). En la Sonda de Campeche se localizan más de la mitad de los peces demersales, 30% del camarón, 40% de los moluscos y el 20% de los túnidos existentes en las aguas costeras de México (Botello *et al*, 1996).

No obstante las condiciones climáticas adversas, como son las frecuentes tormentas tropicales y los ciclones que azotan constantemente al Golfo y que lo convierten en una zona de alto riesgo para la navegación comercial, el movimiento portuario y el tránsito marítimo es intenso. La carga y descarga de hidrocarburos tiene una participación preponderante. Los grandes complejos portuarios de Galveston, Houston, New Orleans, Corpus Christi y Brownsville en el litoral estadounidense; y los puertos mexicanos de Altamira, Tampico, Veracruz, Coatzacoalcos, Cayo Arcas y Dos Bocas, movilizan petróleo crudo, gas natural, ácidos, álcalis, glicoles, nitratos, fenoles, etileno, polímeros y materias primas, como azufre y fósforo. El intenso Movimiento entre estos puertos y los de la costa del Pacífico de ambos países y los de Europa y el Sureste asiático hacen del GDM una zona estratégica e indispensable para la navegación.

### 1.2 Entorno Colindante

El GDM es un sistema ambiental de los más diversos y ricos de la Tierra, por sus dimensiones y características de cuenca semi-cerrada. A lo largo de 4,000 km de litoral entre las penínsulas de Florida y Yucatán: cayos, islas de barrera, dunas, playas arenosas, ríos, deltas, bahías, estuarios, lagunas costeras, humedales, manglares, arrecifes, bancos carbonatados y aguas oceánicas, integran una compleja combinación de habitats. En una cuenca que almacena cerca de  $2.3 \times 10^6$  km<sup>3</sup> de agua, se suceden una serie de procesos físicos, químicos y biológicos (corrientes oceánicas, anillos ciclónicos y anticiclónicos, tormentas tropicales y extratropicales, huracanes, nortes,



surgencias y cascadas) que hacen del GDM un inmenso almacén de energía del sistema océano-atmósfera (Elliott, 1982; Fernández *et al*, 1993).

### 1.3 Geo-Morfología

Geológicamente, el GDM es una provincia distributiva integrada por un área sedimentaria del orden de  $5.4 \times 10^6$  km<sup>2</sup>; incluye 159,890 km de ríos entre los que sobresalen los dos mayores sistemas fluviales de Norteamérica: el río Mississippi, en los Estados Unidos; y el río Grijalva-Usumacinta, en México. El 36% del área total de la provincia es agua y el 64% lo constituyen formaciones rocosas continentales situadas por encima del nivel del mar (Moody, 1967). Localizada en la parte central y meridional de Norteamérica, esta provincia comprende parte de 5 países: Canadá, Estados Unidos, México, Guatemala y Cuba.

Estructuralmente y como área de depositación, el GDM se divide en siete provincias geológicas (Figura 1.4): la cuenca del Golfo, la Plataforma Carbonatada del Golfo Nororiental; la Plataforma Carbonatada del Sur de Florida; la Plataforma de Yucatán y en la Sonda de Campeche; la Zona Itsmica; la Plataforma Oriental Mexicana; y la Plataforma Noroccidental del Golfo. Los procesos geológicos que determinan la distribución y el transporte de sedimentos se encuentran estrechamente vinculados con las corrientes y descargas fluviales (especialmente los ríos Mississippi, Pánuco, Papaloapan, Grijalva-Usumacinta), y con las corrientes de turbiedad asociadas a los cañones submarinos, principalmente el de Soto y el de Campeche (Bouma, 1972).

## Capítulo 1. Generalidades

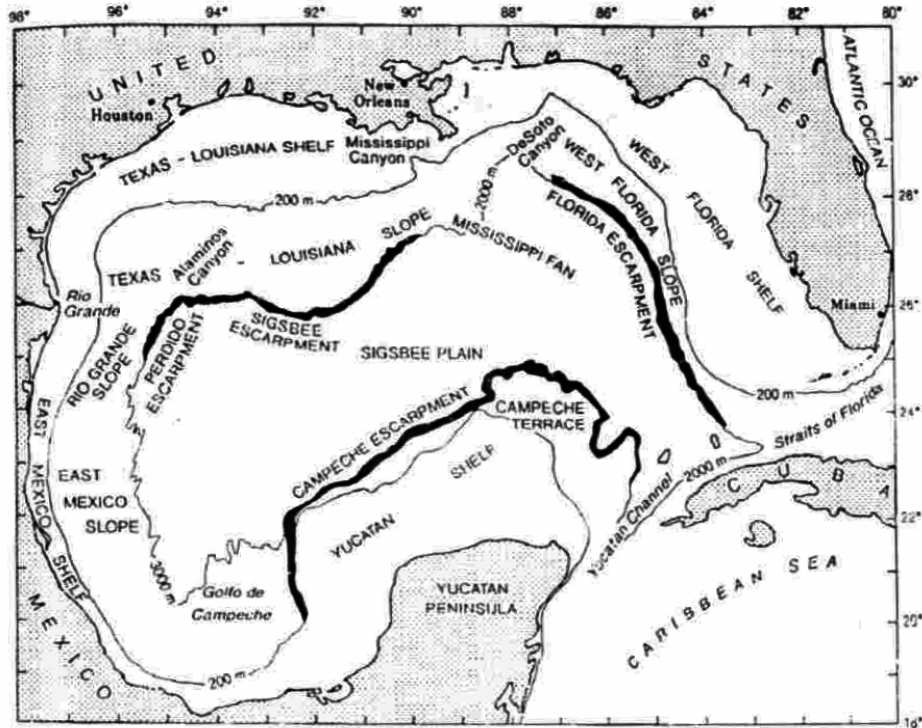


Figura 1.4 Provincias Geológicas del Golfo de México

La plataforma continental es una de las mayores morfoestructuras del piso oceánico del GDM. Se trata de una terraza casi continua que bordea sus márgenes y que se encuentra geológica y fisiográficamente vinculada con la masa continental. Es amplia frente a las planicies costeras y relativamente estrecha a la altura de los sistemas montañosos que corren paralelos a la costa (Figura 1.5). Está constituida por numerosas depresiones, lomeríos, montañas, bancos coralinos, escarpes y por algunos cañones submarinos. Frente a las costas occidentales de Florida alcanza extensiones de 180 km; frente a Louisiana y Texas, de 160 km; y hacia el territorio mexicano gradualmente se va estrechando. Alcanza 80 km frente a la desembocadura del río Bravo; 45 km frente a Tampico y a la altura de la zona volcánica de los Tuxtlas, Veracruz, experimenta su máximo estrechamiento de 6 a 16 km. A partir de ahí nuevamente empieza a ampliarse hasta alcanzar 130 km frente a la isla del Cármen; 170 km frente a Campeche y unos 260 km en el extremo norte de la Península de Yucatán (Lugo, 1985).

Entre los rasgos geomorfológicos más relevantes del GDM se encuentran la extensión de sus plataformas carbonatadas. Al Oeste de la Península de Florida y en la Sonda de Campeche, adquieren dimensiones que las convierten en lugares apropiados para el

## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

estudio de la naturaleza, el origen y la distribución de los sedimentos carbonatados biogénicas, las arenas limosas carbonatadas y los sedimentos lodosos que predominan en gran parte del piso del GDM; asimismo para estudiar la interrelación entre los sedimentos carbonatados y terrígenos, por la enorme variedad de ambientes que ahí existen (Bouma, 1972).

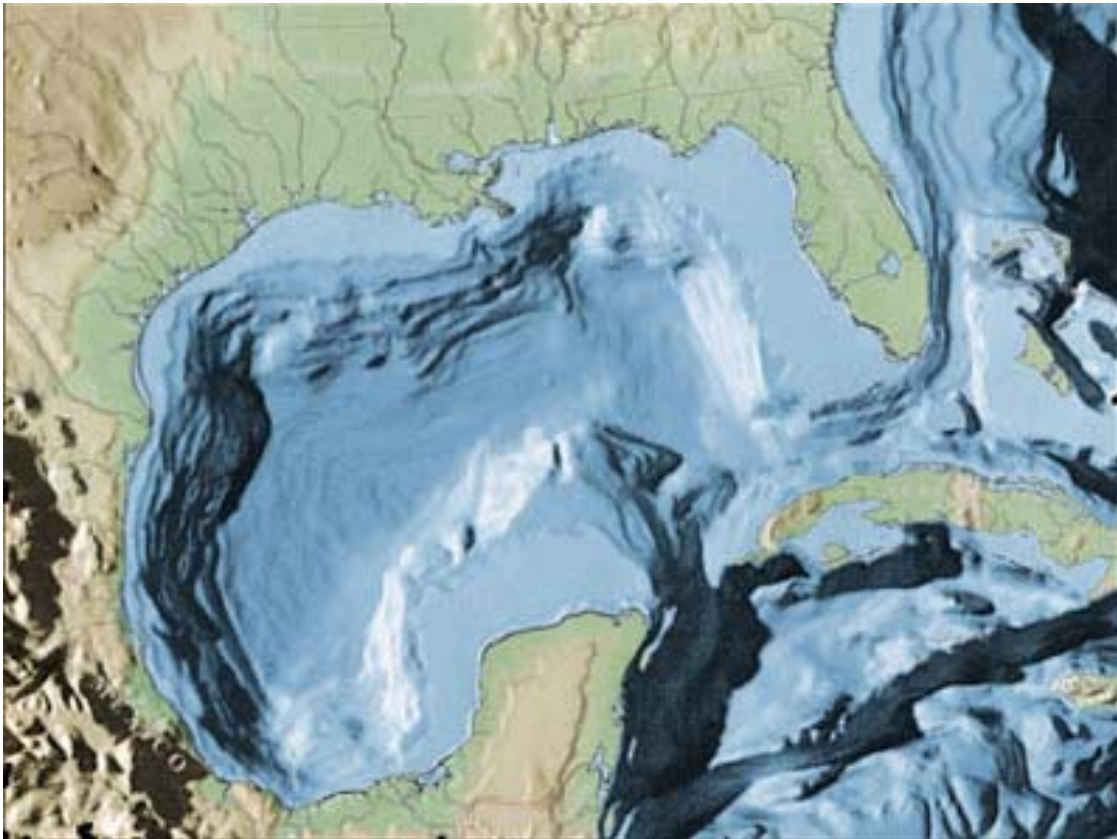


Figura 1.5 Morfología del Golfo de México

La intensidad de la acción erosiva de los vientos, las olas, las mareas y las corrientes sobre la línea costera depende enteramente del tipo de costa. Aquellas formadas por rocas ígneas son notablemente más resistentes que las constituidas por rocas sedimentarias. Las playas arenosas son altamente sensibles, mientras que en las bahías y estuarios se protegen mejor de sus efectos. La dinámica de estos procesos resulta importante para la construcción, mantenimiento y destrucción de los bancos arenosos, islas de barrera y penínsulas que bordean el GDM. (Botello *et al*, 1996).

## 1.4 Condiciones Climatológicas

### 1.4.1 Temperatura

El impacto que tiene el clima sobre la circulación del GDM y Mar Caribe (GDM-MC) es muy importante, la forma de mar semi-cerrado lo hace responder a variaciones térmica y dinámicamente en el forzamiento atmosférico. En el GDM-MC se almacena gran cantidad de agua caliente en el que pasan un número importante de huracanes en el año y constituye la fuente primordial de humedad y precipitación, no sólo para la región de México, sino para el Este de los EU. Aunando que la frontera continental que separa al GDM-MC del océano Pacífico (Centroamérica) es muy angosta, por lo que fenómenos climáticos de gran escala como “El Niño”, normalmente relacionados con el Pacífico, tiene un efecto muy marcado y son responsables de gran parte de su variación interanual. Se tienen también variaciones intraestacionales como la llamada sequía interestival; esto es, la ocurrencia de un mínimo relativo de precipitación durante los meses de julio a agosto en varios países de la región, la cual podría estar ligada a la migración hacia el norte de las máximas temperaturas superficiales en el GDM-MC. (Sheinbaum *et al*, 1997).

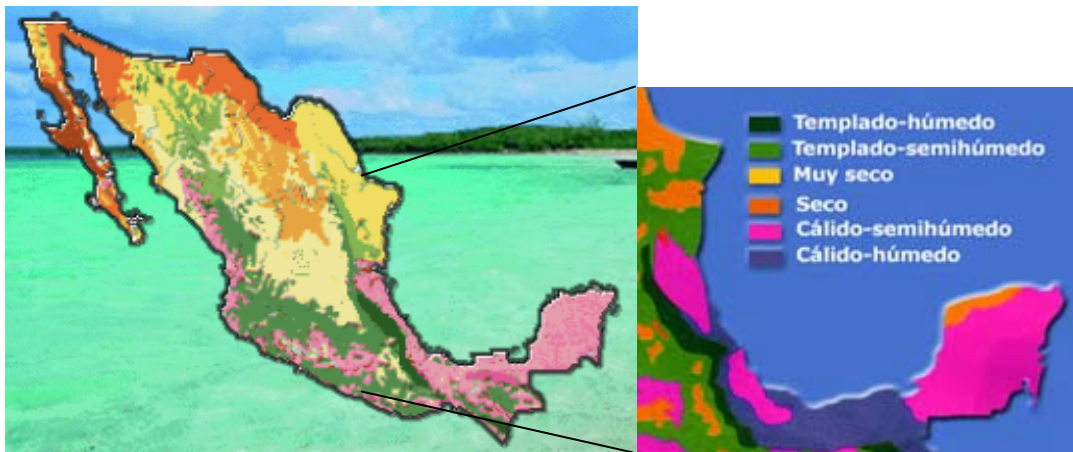


Figura 1.6 Principales Climas y Corrientes Oceánicas de la Zona Costera de México.

Un gradiente climático complejo y variado, que abarca seis mayores tipos climáticos de la Tierra, se despliega entre las regiones frías, desérticas, templadas y calido-húmedas del continente y sus costas. Atraviesa las áreas transicionales subtropicales de Estados Unidos y México, llega a las regiones tropicales lluviosas del sureste mexicano y culmina con las de clima seco de la Península de Yucatán.

## Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México

El clima en mares marginados, como el Mar Intra-americano, son ligados al sistema global climático, por efecto del aire y agua, que fluyen a través de esta región. Este sistema es conducido por la radiación solar y la radiación terrestre, en la figura (1.7) se muestra un balance de radiaciones donde interactúan los componentes del sistema como la radiación solar, nubes, invernaderos de gases  $H_2O$ , vapor de agua, dióxido de carbono ( $CO_2$  principalmente), hielo, volcanes, ríos, praderas (forestales, desérticas, de cultivo, etcétera), y los efectos de la termodinámica de cambio de calor entre el agua, el continente y la atmósfera (Maul, 1993).

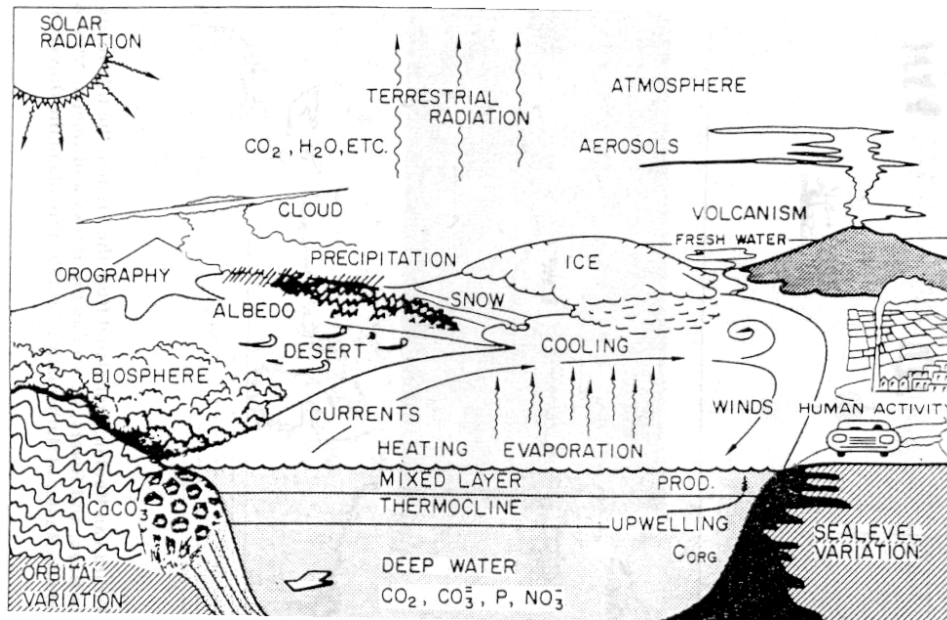


Figura 1.7 Ilustración esquemática de los componentes del sistema climático atmósfera-hielo-tierra-agua.

Alguno de los efectos que puede ocasionar el cambio climático regional es cuando la corriente superficial del agua cálida que proviene del Atlántico Sur, y se dirige hacia Europa, a través de la corriente del Caribe, que después pasa a ser la corriente del Golfo, acarrea pesticidas, contaminantes (producto de la extracción del petróleo), basura flotante, que pueden llegar hasta las playas y ocasionar grandes consecuencias negativas para la industria pesquera, turística, e industrial. Por ello que es importante entender y predecir el clima del Planeta y disminuir en la medida de lo posible problemas económicos, de salud y de exterminio para los seres vivos.

### 1.4.2 Vientos y Huracanes

En la cuenca meteorología atmosférica del Golfo de México se presentan dos movimientos particulares: escala sinóptica y mesoescala. El movimiento de la escala sinóptica se debe a que la mayor parte del año actúa sobre el GDM un sistema atmosférico de alta presión, el cual responde a fluctuaciones climáticas anuales. En variación a nivel de tierra se presentan bajas presiones, esta dualidad de baja presión / alta presión es resultado de un calentamiento diferencial de la superficie de la tierra respecto al agua.

El patrón de vientos horizontal a escala sinóptica originada por este sistema es en el sentido de las manecillas del reloj; en general, la dirección de vientos dominantes en la costa del GDM hacia el Este de Mérida y Coatzacoalcos, el viento cambia del Sureste y Sur para Veracruz y Tampico respectivamente y hacia el Oeste a lo largo de la costa de Texas, el sistema se refuerza con vientos alisios del Sur (Figura 1.8).

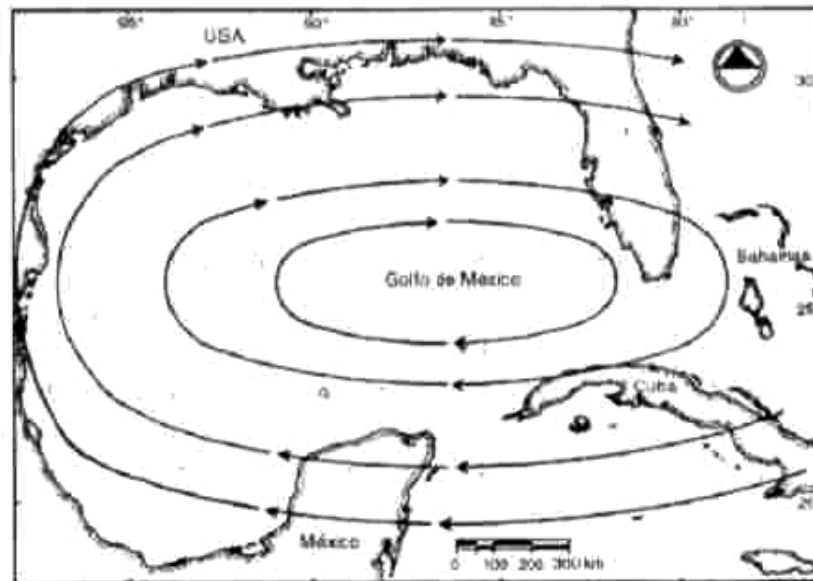


Figura 1.8 Esquema idealizado del patrón general de vientos a escala sinóptica sobre la cuenca atmosférica de GDM.

Este proceso determina un gran acarreo de humedad desde la parte central del GDM y Sur del país. Conforme se va acercando al continente, el efecto de la alta temperatura

reinante en tierra provoca movimientos convectivos<sup>1</sup> que generan nubes cumuliformes<sup>2</sup>, las cuales depositan su precipitación con mayor abundancia en el interior del continente, sobre el lado de barlovento de la Sierra Madre Occidental.

Un efecto notable se presenta frente a la costa de Campeche, donde al igual que en Cayo de Arcas y Cayo de Arenas la superficie es pequeña, lo que limita la convección atmosférica necesaria para la precipitación. Este efecto se produce también en la parte Norte de la Península de Yucatán. En ella la falta de convección por la capacidad calorífica natural del suelo no permite que se alcance con frecuencia la temperatura de convección adecuada, aunado a esto, no se cuenta con las barreras orográficas que estimulen la formación de nubes cumuliformes.

En contraste, a nivel de mesoescala, la diferencia de calentamiento entre las superficies de la tierra y del mar ocasiona una circulación vertical de vientos en las costas, efecto conocido como “brisa de mar” y “brisa de tierra”.

Durante el día el movimiento de ascenso sobre la tierra da por resultado un flujo horizontal desde el nivel de mar hacia tierra (brisa de mar), mientras que el flujo contrario se presenta durante la noche cuando el GDM es más caliente (brisa de tierra). La formación de nubes tipo *cumulus* por las tardes a lo largo de la costa, es indicativa de la presencia de brisa de mar. En la figura (1.9), se esquematiza las circulaciones térmicas asociadas a las costas y su efecto potencial de transporte sobre las emisiones antropogénicas de los contaminantes atmosféricos.

---

<sup>1</sup> Procesos de Convección: Movimiento ascendente del aire provocado principalmente por el efecto de calentamiento que ocasiona la radiación solar en la superficie terrestre. Este fenómeno origina la formación de nubes de tipo cúmulos, los cuáles se pueden convertir en cumulonimbos (nubes de tormenta) si la convección es muy fuerte

<sup>2</sup> Nube: Partículas de agua en estado líquido, sobreenfriada o congelada, suspendidas en el aire.  
Cumuliforme: Nube densa y potente, de considerable desarrollo vertical que produce lloviznas ligeras y continuas o chubascos y tormentas eléctricas.

## Capítulo 1. Generalidades

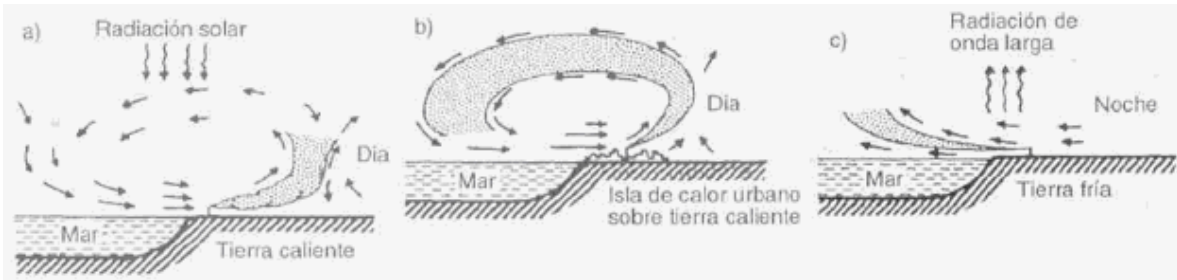


Figura 1.9 Esquemas de circulación atmosférica térmica cerca de la costa: a) brisa de mar promovida por una diferencia del calentamiento por radiación solar; b) brisa de mar reforzada por el efecto de una isla de calor urbana; c) brisa de tierra promovida por una diferencia de enfriamiento.

### Nortes:

Los “Nortes” son vientos que se caracterizan por presentar una onda de deformación isobárica de Norte a Sur en un conjunto de variaciones de presión atmosférica. Al desplazarse las masas anticiclónicas de aire frío procedentes del polo Norte hacia regiones de baja presión, se afecta directamente el sistema atmosférico del GDM y áreas cercanas. Dicho fenómeno tiene una duración de 1 a 6 días con intensidades de viento de 37 km/hr en promedio, su frecuencia es de 15 a 20 “Nortes” por año, entre los meses de noviembre a marzo.

Las condiciones atmosféricas sobre el GDM en el intercambio de masas de aire frío y seco que provienen del continente con las masas de aire tropical del mismo GDM marítimo, provocan los llamados “Nortes” que se presentan en la época de invierno principalmente, el resto del año la región es afectada por tormentas tropicales que en su mayoría tienen el grado de huracanes provenientes fuera del Golfo (Monreal y Salas, 1997).

### Huracanes:

El 80% de los huracanes que se presentan en el GDM, se forman fuera de él, disolviéndose normalmente en su litoral Noroeste o en la península de Florida. Su centro normalmente se desplaza con velocidad de 18-20 km/hr y su dirección más común es hacia el Oeste, variando hacia el Noroeste y Noreste. La mayor frecuencia e intensidad de



## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

los ciclones se presenta en los meses de agosto, septiembre y octubre. Existe un promedio de 9 huracanes por año, alcanzando diámetros de 180 – 930 km (Buendía *et al*, 1991).

Durante el invierno la circulación de los vientos es primariamente anticiclónica, con velocidades intensas. Mientras los vientos Alizos soplan por el Sureste, fuertes vientos “Nortes” circulan por el occidente influidos por masas continentales de aire polar. De 20 a 30 Nortes se manifiestan en el invierno y algunos de ellos llegan a alcanzar velocidades de 40 km por hora. La región es una de las generadoras de huracanes del Atlántico Tropical (Figura 1.10). Estos fuertes vientos que sobrepasan los 120 km por hora y ocasionan lluvias superiores a los 1,000 mm, parten del Caribe y la Sonda de Campeche, para hacer del GDM una zona de alto riesgo para la navegación y las actividades humanas. (Botello *et al*, 1996).

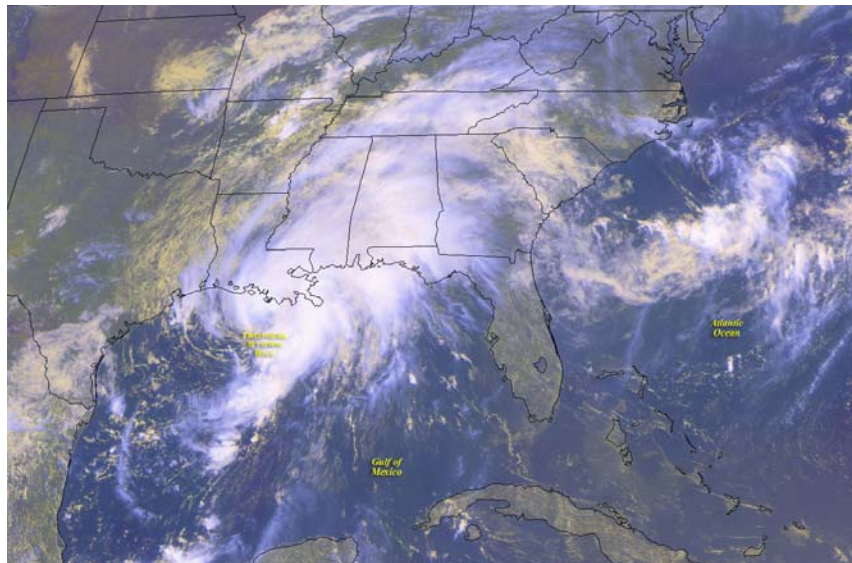


Figura 1.11 Huracán en el Golfo de México.

## **CAPITULO 2**

# **MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE MEXICO**

### **2.1 Transporte de masas de agua en el GDM**

**S**iete principales regiones de masas de agua se han identificado en el GDM (Figura 2.1): agua común del golfo, agua subtropical subyacente, agua de los 18°C del mar de los Sargazos, agua central del Atlántico tropical, agua Antártica intermedia, agua profunda del Atlántico Norte y mezcla de agua intermedia del Caribe con agua profunda del Atlántico Norte. Las cuatro primeras constituyen la capa cálida superior (0 a 500 m) y las tres restantes integran la capa fría inferior (500 a 3,650m) (Vidal *et al*, 1990).

En el GDM Oriental, las capas superficiales a profundidades entre los 150 y 250 m, presentan salinidades máximas entre 36.7 y 36.8 ups<sup>1</sup>, debido a la presencia de las aguas subtropicales subyacentes transportadas del Caribe por la Corriente del Lazo, llamadas “aguas del Lazo”. Por otro lado, en el occidente del Golfo, las capas por encima de los 250 m presentan salinidades entre 36.4 y 36.5 ups. A profundidades superiores a los 600 m las aguas tienen características de temperatura y salinidad bien definidas. Entre los 700 y 800 m se presentan temperaturas alrededor de 5°C y salinidades mínimas de 34.88 ups

---

<sup>1</sup> Abreviación de: *unidades prácticas de salinidad*, basada en la razón de conductividad eléctrica de la muestra estándar. Las unidades se dan en partes por mil (ppm), la salinidad en ups es adimensional.

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

que demuestran la presencia de las aguas antárticas intermedias. Por abajo de los 1,000 m las aguas manifiestan su estabilidad en las temperaturas de 5°C, mientras que las concentraciones de salinidad son prácticamente isohalinas (34.97 ups), lo que revela la presencia de las capas superiores de las aguas profundas del Atlántico Norte.

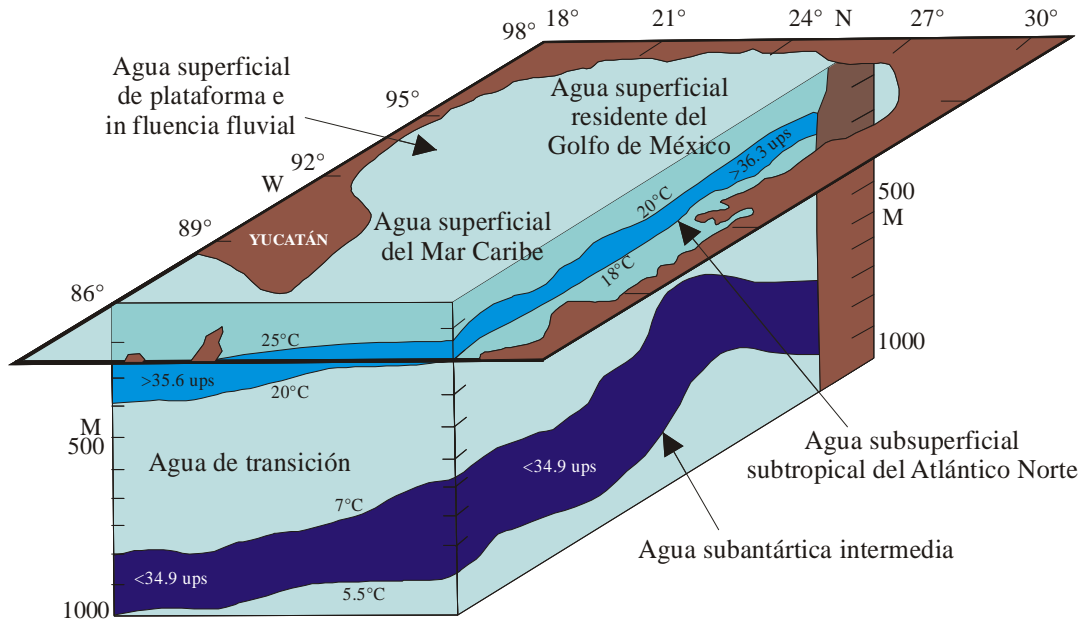


Figura 2.1 Masas de agua en el GDM

En el verano el calentamiento de las aguas superficiales del GDM alcanza sus niveles máximos. El campo de la temperatura superficial muestra un gradiente latitudinal. En esta época las aguas del Norte alcanzan temperaturas superiores a los 28°C, casi las mismas de la parte central y suroriental, que alcanzan los 29.7° y 28.9°C, respectivamente. Esta uniformidad en el comportamiento de la temperatura también se presenta en los niveles de salinidad, que oscilan entre los 36.0 y 36.7 ups (De la Lanza, 1991). En el invierno, en la región Noroccidental estadounidense, la temperatura de las aguas superficiales desciende hasta los 19°C y a partir de este mínimo, localizado sólo es esta área, asciende hasta alcanzar los 27°C en la plataforma de Yucatán. En el campo de la salinidad superficial guarda un comportamiento similar al de la temperatura. En la misma época presenta oscilaciones entre un mínimo de 31.07 ups, en el Norte, hasta un máximo de 36.68 ups, en el Banco de Campeche (Botello *et al*, 1996).

En la región Noroccidental del Golfo la capa de mínimo oxígeno se denota por una concentración de 2.0 ml/l entre los 200 y 600 m de profundidad. En la región del Sur, el mínimo de oxígeno es de 2.4 ml/l, a partir de los 200 m es afectado por los giros anticiclónicos. En la plataforma de Yucatán, se registra un ligero aumento en el contenido de la capa de mínimo oxígeno, resultado de la dinámica de la corriente de Yucatán. En esta zona se detectan surgencias de agua rica en nutrientes (Fernández *et al*, 1992).

## 2.2 Corrientes del océano Atlántico

### 2.2.1 Atlántico Norte

El sistema de corrientes del Atlántico Norte consiste principalmente en un gran movimiento de tipo anticiclónico constante. En el sur las corrientes Ecuatorial Norte y Ecuatorial Sur fluyen hacia el Oeste; en el Oeste las corrientes del Golfo fluyen hacia el Norte y Noroeste; en el Norte la corriente del Atlántico Norte fluye hacia el Noreste, y en el Este la corriente de las Canarias fluye hacia el Sur. Alejándose de estas corrientes hacia el centro del Atlántico Norte esta el mar de Sargazos, en el cual las corrientes son débiles y no tienen una dirección definida (Figura 2.2).

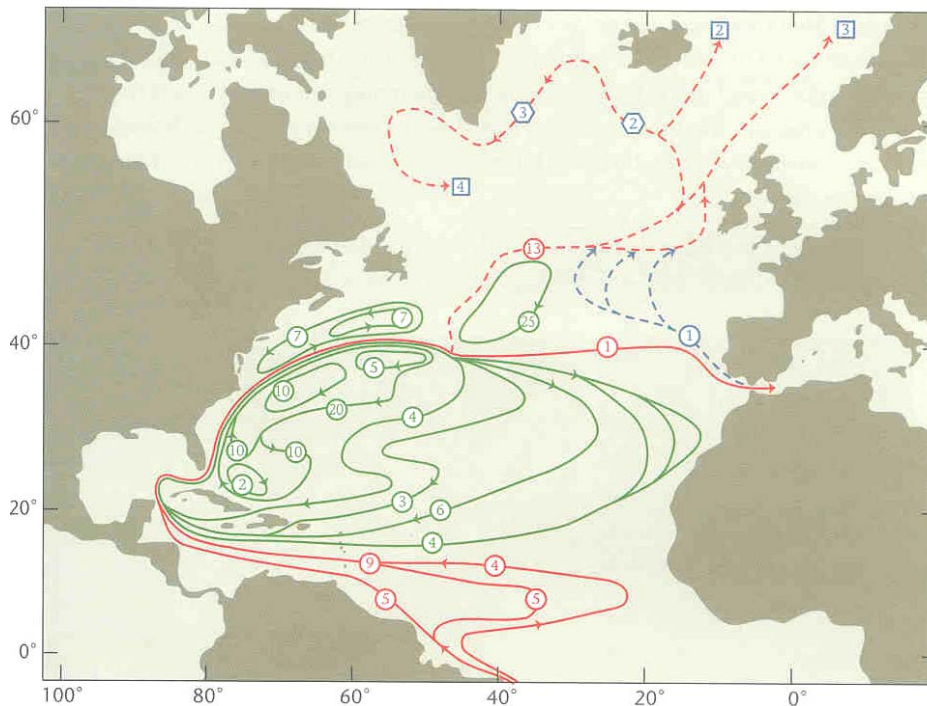


Figura 2.2 Transportes en el Atlántico Norte. Los números en círculo son transporte en Sverdrups (Semar, 1974)

La corriente del Golfo se ensancha gradualmente y pierde velocidad, hasta convertirse en la corriente del Atlántico Norte. Existe alguna evidencia en el sentido de que ésta débil corriente esta compuesta de remolinos o ramas separadas que están a menudo cubiertas por un flujo superficial somero producido por el viento; este flujo se le conoce como “derivación del Atlántico Norte” (Semar, 1974).

### **2.2.2 Suroeste del Atlántico Norte**

Una parte de la corriente Ecuatorial Norte que se dirige al Oeste fluye por las Antillas menores y a través del Caribe y otra parte fluye al Norte de las Islas Bahamas como la corriente de las Antillas. Se pueden formar contracorrientes a lo largo de la costa de Panamá y Colombia, principalmente en los meses de Agosto a Octubre.

## **2.3 Corriente ecuatorial**

### **2.3.1 Corriente ecuatorial Norte**

Esta corriente es una continuación de la corriente de las Canarias, que a su vez proviene del Atlántico Norte, se dirige hacia el Oeste todo el año a una velocidad media aproximada de 0.5 nudos y se extiende hacia el sur hasta el límite Norte de la contracorriente ecuatorial, la cual migra estacionalmente (Semar, 1974).

### **2.3.2 Contracorriente ecuatorial**

La contracorriente ecuatorial esta localizada en la zona de las calmas ecuatoriales, una región de calma o vientos variables entre la zona de vientos alisios que se encuentran sobre las corrientes ecuatorial Norte y Sur, que se dirigen hacia el Oeste; si no existe viento para impulsarla en la región de las calmas, el agua fluye hacia el Este por la pendiente oceánica y forma una contracorriente débil cuya extensión e intensidad cambian con la variación estacional del viento (Semar, 1974)

### **2.3.3 Corriente ecuatorial Sur**

La corriente ecuatorial Sur es la más fuerte y más constante que las otras dos antes mencionadas; generalmente se extiende hacia el Norte de Ecuador y alcanza una máxima velocidad de 3 nudos frente a la costa Noreste de Brasil. Las variaciones de la corriente son primordialmente en su velocidad, ya que la dirección de la corriente permanece

constante la mayor parte del año. La persistencia del flujo en la dirección predominante rara vez es menor que 65% de febrero a abril, y puede llegar al 90% de mayo a julio (Semar, 1974).

### 2.4 Circulación de corrientes en el Golfo de México

Las corrientes superficiales del Golfo se forman al Noroeste del banco de las pequeñas Bahamas, donde se encuentran las corrientes de las Antillas y la corriente de Florida. La información respecto a fluctuaciones de la corriente del Golfo es incompleta, pero existe evidencia que la corriente forma meandros hacia el Norte y hacia el Sur de su eje, en especial cuando la corriente se ensancha hacia el Noreste. Cuando los meandros alcanzan una etapa máxima se forman grandes remolinos ciclónicos con núcleo de agua fría que se dirigen hacia el Norte (Figura 2.3).

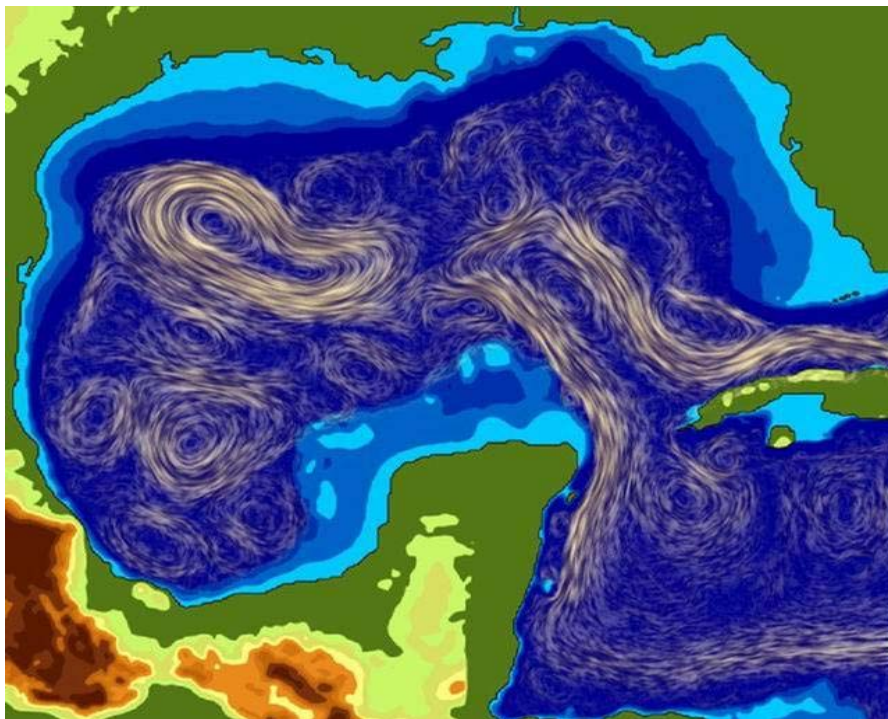


Figura 2.3 Circulación de Corrientes en el GDM.

La circulación media en el océano puede calcularse promediando mediciones en determinados puntos, trayectorias de cuerpos de deriva, y recientemente con mediciones de altimetría realizadas de imágenes de satélite. Otra forma para estimar la circulación promedio es a partir de modelaciones numéricas, las cuales indican que el forzamiento

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

---

por viento es el principal causante de la circulación ciclónica en la bahía de Campeche. Por otro lado los resultados de estos experimentos complementados con el análisis de la contribución estacional en la circulación (Sheinbaum *et al*, 1997) muestran que el rotacional de viento en el GDM induce una corriente occidental de frontera que se ve reforzada por la interacción de remolinos anticiclónicos de la corriente de Lazo, al trasladarse hacia el oeste del GDM. Los campos de velocidad de estos estudios muestran corrientes más intensas en la CL y en el giro Noroeste; también se intensifica la circulación ciclónica en la margen occidental de la bahía de Campeche. (Sheinbaum *et al*, 1997).

Se han encontrado frentes oceánicos provocados por la descarga de los ríos Grijalva-Usumasinta a lo largo de la corriente continental del GDM; además de los ríos la zona tiene influencia de varias lagunas costeras como: laguna de Términos, laguna de Alvarado, Laguna Madre, entre otras; con gran importancia en los ciclos de vida de varias especies marinas de la región. Para entender la evolución de estos frentes a lo largo del año y las condiciones para su formación, se deben conjuntar observaciones y modelos numéricos. Las corrientes perpendiculares a la costa son el mecanismo más importante en la renovación de aguas de la plataforma continental, uno de los procesos que inducen estas corrientes es la interacción de remolinos con talud, especialmente cuando dos remolinos giran en sentido opuesto y se encuentran al lado de la plataforma continental (Vidal *et al*. 1994).

Datos obtenidos en 1962 indican una contracorriente profunda directamente debajo de la corriente del Golfo. Se observaron velocidades de hasta 20 cm/s cerca del fondo a lo largo de la plataforma continental a profundidades mayores a 800 metros. Una frontera existe entre el flujo al Suroeste y el flujo al Noreste (unas cuantas millas al Este). En 1960 las medidas directas en la vecindad de 38°30'N, 65°00'W, a profundidades de 3,000 m revelaron la existencia de un flujo con una velocidad aproximada de 10 cm/s en la misma dirección de la corriente superficial (Semar, 1974).

## 2.5 Mar Intra-Americano

En la región del mar Intra-Americano (MIA) o Golfo de México y Mar Caribe, se puede considerar como una cuenca semi-cerrada que interactúa con el océano Atlántico mediante pequeños estrechos (Figura 2.4). La dinámica interior del MIA está gobernada por el intercambio de calor y cantidad de movimiento en la superficie y por el intercambio de masa, cantidad de movimiento y vorticidad por los estrechos que la conectan con el océano Atlántico.

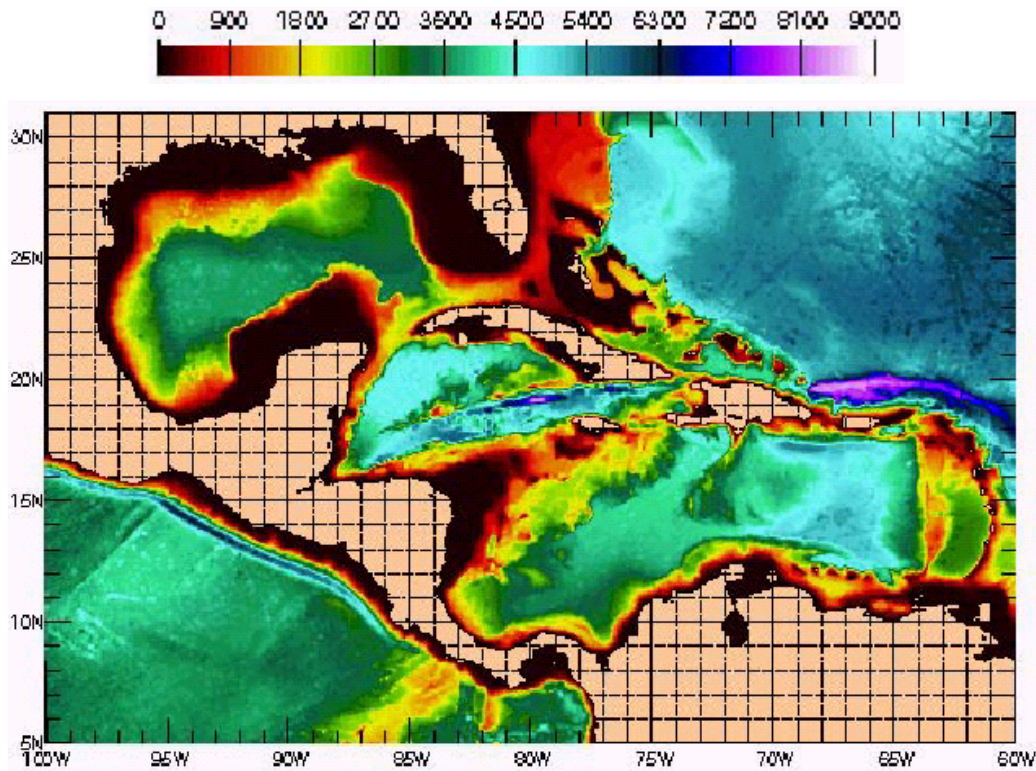


Figura 2.4 Topografía del Mar Intra-Americano

En promedio el MIA esta bajo la influencia del viento, el cual es estable en esta región en los meses de verano. En una escala primaria temporal, durante el verano se presenta un *oleaje semanal del Este*, el cual se desarrolla de los ciclones tropicales o huracanes que transitan en el MIA, los cuales afectan la circulación oceánica, como la estructura vertical de las masas de agua, entre otras. Los huracanes generalmente se propagan hacia el Oeste y Norte del MIA, que en invierno se presentan los llamados “Nortes” o masa de aire frío del continente hacia el mar, los cuales modifican las condiciones de la costa, en tanto



## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

el invierno avanza. El tránsito de las tormentas tropicales y huracanes es uno de los factores dominantes del régimen atmosférico del MIA, los cuales en promedio ocurren cuatro eventos al año.

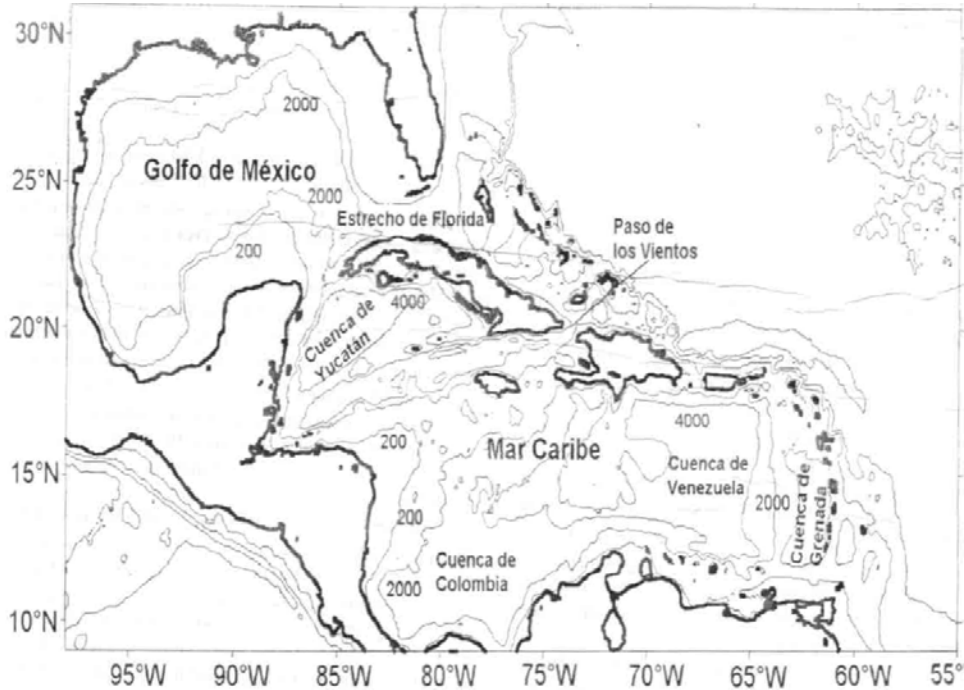


Figura 2.5 Mar Intra-Americano, cuencas y canales que lo conforman.

### 2.5.1 Influencia de los ríos

La superficie del agua del MIA está influenciada por la descarga de cuatro grandes ríos: Amazonas, Orinoco, Magdalena y Mississippi.

El río Magdalena (Colombia), es el único gran río que descarga directamente en el Mar Caribe y su pluma puede extenderse hasta Jamaica. Las descargas se pueden manifestar en la flotación de las plumas que pueden transportar nutrientes, biota de las aguas frescas y contaminantes sobre largas distancias.

De la dispersión temporal, de las plumas rivereñas, con imágenes satelitales se puede observar que la pluma del río Amazonas (Brasil), es la que tiene mayor influencia sobre el MIA durante invierno y primavera. Por otro lado la pluma del río Orinoco (Venezuela), tiene influencia anual sobre el MIA en el que envuelve el sur de las islas de las Antillas Menores y se extiende hacia el Mar Caribe por Puerto Rico.

La descarga del río Mississippi es observada por imágenes de satélite, en las cuales se observa que su pluma es afectada por la intrusión de la Corriente del Lazo, y parte de su transporte es conducido hacia el Atlántico Norte a través del estrecho de Florida.

### 2.5.2 Clima

Con un rango latitudinal desde el río Amazonas hasta los 30°N en el GDM (32°N tomando a las Bermudas), el MIA es un régimen oceánico tropical-subtropical. De acuerdo con la clasificación de Köppen, las Grandes Antillas y gran parte de América Central, con la costa de Guyana, son del tipo tropical, la lluvia tropical domina las Antillas Menores, la costa de Colombia, Panamá y Costa Rica. La parte Sur de la costa de los Estados Unidos y la costa de México (GDM), son clasificadas como subtropical húmedo.

### 2.5.3 Circulación de corrientes

El MIA forma parte de la circulación del giro subtropical del Atlántico Norte ubicado entre los 15° y 50°N, también está influenciado por la corriente costera de Brasil que luego se convierte en la corriente de Guyana y por la corriente Ecuatorial Norte; estas corrientes a su vez, están conectadas con la circulación del hemisferio Sur (Sheinbaum *et al*, 1997).

Existe una marcada variación estacional del transporte de la corriente Norte de Brasil y la corriente de Guayana. Durante verano y otoño, la dinámica de la zona está dominada por la llamada “retroflexión” de la corriente del Norte de Brasil que alimenta a la contracorriente Norecuatorial y a la subcorriente ecuatorial que se dirigen hacia el Este (Figura 2.6). Dos remolinos grandes casi-permanentes adyacentes a la costa a 4°N (Amazonas) y 8°N (Demerara) se encuentran íntimamente ligadas a esta dinámica. Durante el invierno y primavera la retroflexión de la corriente del Norte de Brasil disminuye significativamente, esto (se cree) permite un flujo cuasi-continuo pegada a la costa, lo que provoca que el transporte de masa y calor de la corriente de Guayana sea máximo y alcance a penetrar al mar Caribe.

Diversas cartas de la corriente superficial del Atlántico tropical indican que el flujo que resulta de la confluencia de la corriente de Guyana y la corriente Norecuatorial se bifurca justo antes de llegar a las Antillas Menores. Un flujo se dirige hacia el Norte por fuera del arco antillano y se le denomina “corriente de las Antillas”, desde el lugar de su bifurcación

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

hasta su convergencia con la corriente de Florida. El otro flujo penetra al mar Caribe a través de los diversos pasos de las Antillas Menores y se le conoce como “corriente del Caribe” (Figura 2.7) (Gallegos y Czitrom, 1997).

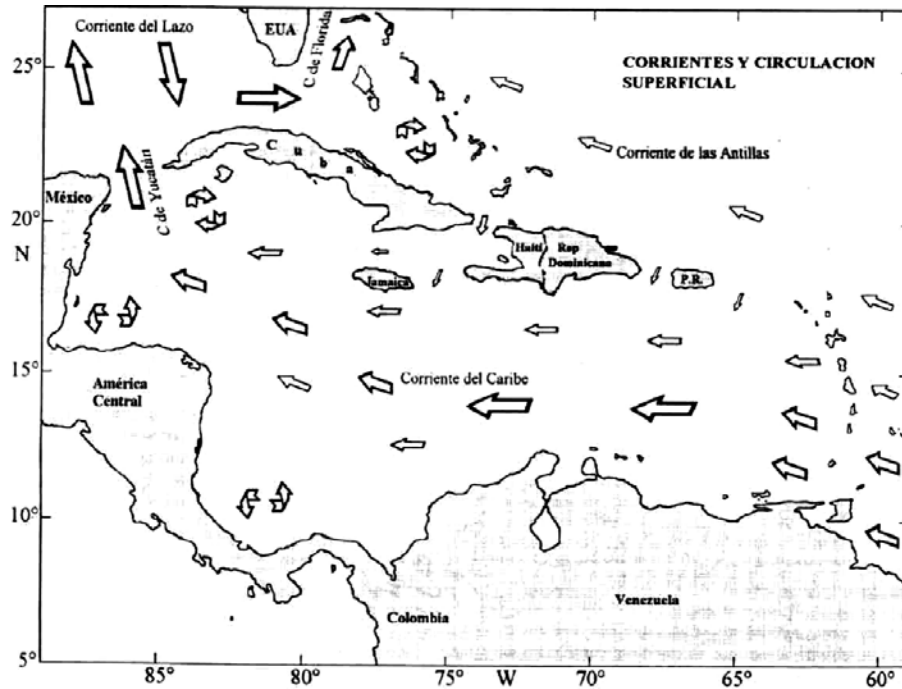


Figura 2.6 Circulación de corrientes en el Mar Intra-Americano.

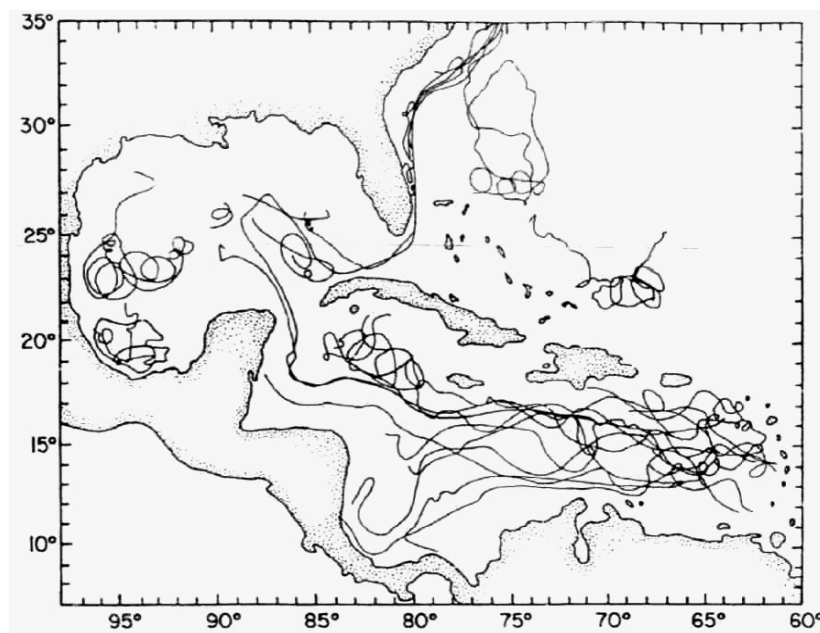


Figura 2.7 Trayectorias de deriva en el MIA

## 2.6 Canal de Yucatán

Corrientes superficiales provenientes del Mar Caribe generalmente se dirigen hacia el Norte del estrecho. Las velocidades aumentan desde 51 cm/s, cerca de la costa Nororiental en enero y febrero, hasta 2.57 m/s, en julio, agosto y septiembre, a una distancia de 20 a 30 millas náuticas al Este de la punta de la península de Yucatán. El eje de la corriente es angosto a razón de máxima velocidad y se ensancha disminuyendo la velocidad de la corriente. Se presentan remolinos anticiclónicos al Norte y Sur de la punta Oeste de Cuba, también en la parte oriental del banco de Campeche se presentan en ocasiones (Semar, 1974).

Del programa Canek, que inició en diciembre de 1996 por Candela *et al.*, para determinar la estructura del flujo que proviene del Mar Caribe hacia el GDM, conocido como el Canal de Yucatán, se concluyeron siete cruceros de 1996 al 2001 (Figura 2.8). Algunos resultados del programa Canek fueron que la estructura básica de la corriente promedio en el Canal de Yucatán consiste en un flujo donde intrusiona al GDM con capas en la parte superior y en la parte del fondo una contracorriente, del lado de Cuba el flujo que se presenta en la superficie es similar en el fondo.

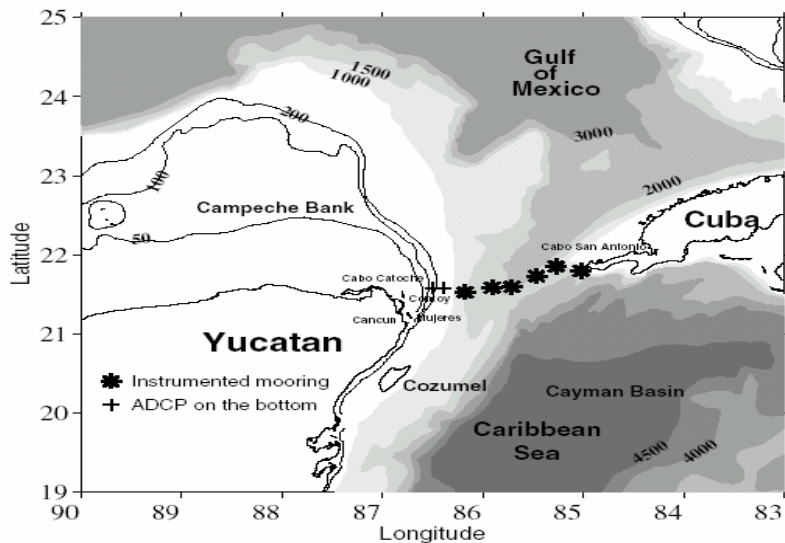


Figura 2.8 Canal de Yucatán con la localización de los instrumentos de medición anclados, durante el programa Canek (Candela *et al.*, 1996-2001).

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

El transporte total es un promedio de  $23.8 \pm 1 \text{ Sv}^2$ , (95% de confiabilidad), esto es 4-5 Sv menos que los 28 Sv aceptados y determinados con estimaciones hidrográficas previas y de las diferencias de transporte con el estrecho de Florida que son de 30-32 Sv. En los canales de las Antiguas Bahamas y NW Providence, se estima un transporte de 3 Sv y su desviación estándar de las fluctuaciones es de 3.4 Sv, que no es menos similar que al estrecho de Florida. Existe un transporte subinercial de las mediciones que van del mínimo de 13.5 Sv en marzo, a un máximo de 31.7 Sv en mayo. El transporte estimado, hacia el Mar Caribe, para el pasaje de las Antillas Menores da un promedio de 18.4 Sv con una desviación estándar de 4.7 Sv, pero se requieren más mediciones en las Antillas Mayores, principalmente en el pasaje de Windward, que se estima un transporte de 7-10 Sv, esto para satisfacer la condición de transporte que hay en el Canal de Yucatán (Figura 2.9) (Candela *et al*, 2002).

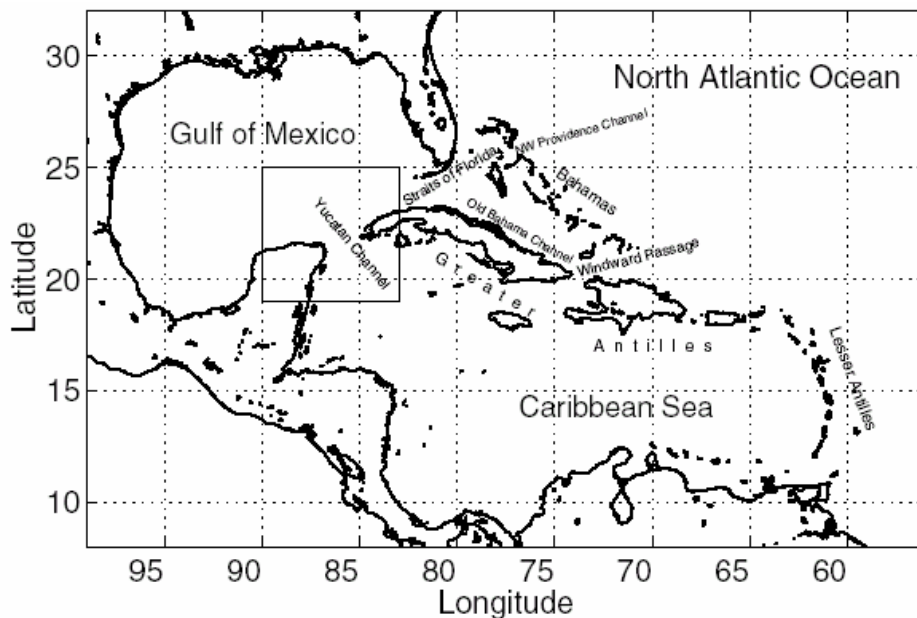


Figura 2.9 Mapa del Mar Caribe y Golfo de México, indicando los pasajes mencionados en el texto.

### 2.6.1 Corriente del Lazo

El sistema de corrientes del Golfo de México es originado en el Mar Caribe. El agua con un alto contenido de sal y calor, entra a través del canal de Yucatán y genera una corriente en forma de Lazo con dirección anticiclónica, la cual se extiende hasta el

<sup>2</sup> 1Sv = un Sverdrup, es una unidad de medida de flujo usada en oceanografía y equivale a  $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

estrecho de Florida, la intrusión máxima se presenta durante el verano y la mínima en invierno. El transporte en toda la columna de agua a través del estrecho de Florida ha sido calculado por varios investigadores, el cual varía de 20 a 40 Sv con un promedio de 30.5 Sv. La intrusión de la Corriente del Lazo varía directamente con el transporte geostrófico a través del canal de Yucatán, y depende del ángulo de incidencia de la corriente de Yucatán.

La trayectoria de la Corriente del Lazo presenta una alta variabilidad, tanto estacional como anual, su penetración hacia el Norte varía por cientos de kilómetros, con un periodo cuasi-anual. Se ha encontrado que en primavera y verano la Corriente del Lazo penetra hacia el Norte, mientras que en otoño se retrae pegándose a Cuba y formando un giro anticiclónico de aproximadamente 300 km de diámetro (Figura 2.10).

La variabilidad de la Corriente del Lazo ha sido estudiada mediante análisis espectral, encontrando un periodo fundamental de 8.5 meses y tres periodos adicionales de 6, 13.4 y 25 meses los cuales pueden ser interpretados como interacciones entre la frecuencia fundamental y otras frecuencias de forzamiento, en otro análisis se encontró un periodo de 12 meses para el desprendimiento de los giros anticiclónicos. También se ha observado que la Corriente del Lazo tiene ciclos pequeños de 3 o 4 desprendimientos por año. La literatura reporta un rango muy amplio de periodos, que van desde 3 a 25 meses, por lo que resulta impráctico hablar de un periodo promedio para la variabilidad de la corriente de Lazo y de la periodicidad del desprendimiento de giros anticiclónicos. (Monreal y Salas, 1997).

La circulación de corrientes del sistema del MIA, son parte del giro subtropical del Atlántico Norte, que es forzado por dos fenómenos de gran escala: la compensación hacia el Norte del transporte y el esfuerzo del viento sobre el Atlántico Norte, y la circulación que se origina al Norte de Brasil (Schmitz y McCartney, 1993).

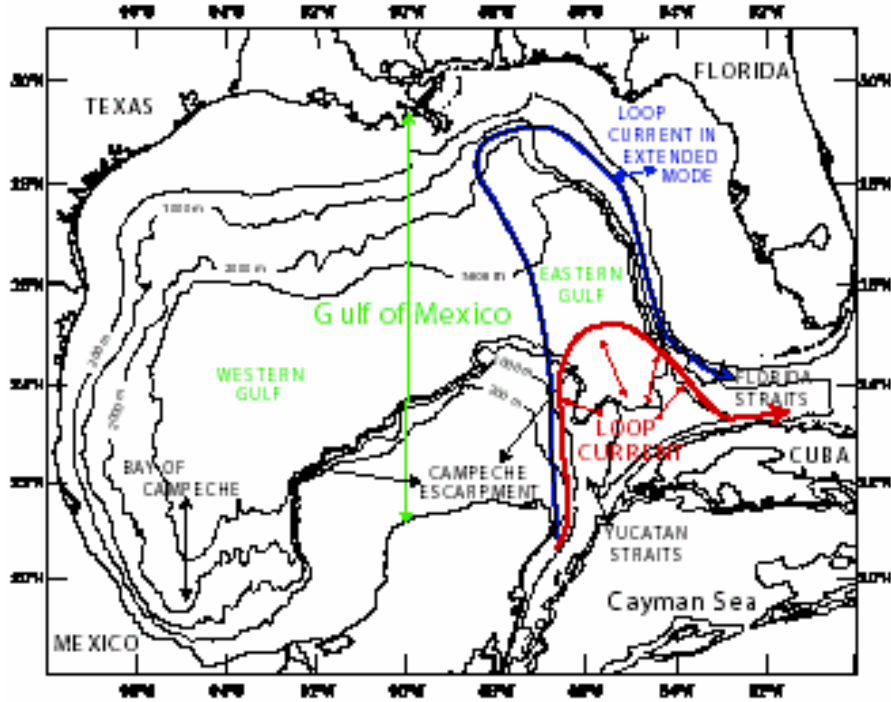


Figura 2.10 Corriente del Lazo para verano (azul), e invierno (rojo)

Una vez que la corriente del Caribe pasa a través del canal de Yucatán se convierte en la Corriente del Lazo, en la que su variabilidad estacional domina la circulación en el GDM. El propósito del programa Canek fue demostrar la relación que hay entre el flujo potencial de vorticidad y el Canal de Yucatán con la evolución de la Corriente del Lazo, basados en dos años de mediciones a través de canal de Yucatán y datos observados de altimetría en el GDM. Usando la ecuación de Boussinesq, Candela *et al*, (2002) calculan el potencial de vorticidad  $q$  que para un flujo estratificado es:

$$q = \frac{1}{\rho_o} \left[ \left( f + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right] \quad (2.1)$$

Donde:

- $x$  es el eje que cruza el canal de Yucatán
- $y$  es el eje a lo largo del canal de Yucatán
- $z$  es la coordenada en la vertical
- $u$  y  $v$  son las componentes del velocidad en  $x$ ,  $y$  respectivamente
- $\rho_o$  es la densidad promedio

$\rho$  es el potencial de densidad

$f$  es el parámetro de Coriolis

El primer término dentro de los corchetes, es la vorticidad planetaria multiplicada por la estratificación, los siguientes dos términos son el esfuerzo de vorticidad a lo largo de las isopichas incluyendo la estratificación.

El transporte y el flujo de vorticidad son considerablemente grandes arriba de la isoterma de los 6.8°C, gracias a las altas corrientes, esfuerzo horizontal y a la estratificación en la parte superior de la columna de agua. El tiempo de integración de estos flujos es caracterizado por periodos alternados (positivos y negativos). En los 23 meses de mediciones es posible identificar cuatro distintos periodos donde la vorticidad negativa es predominante Bs, y cuatro periodos donde hay vorticidad positiva Ss (Figura 2.11 y 2.11 bis).

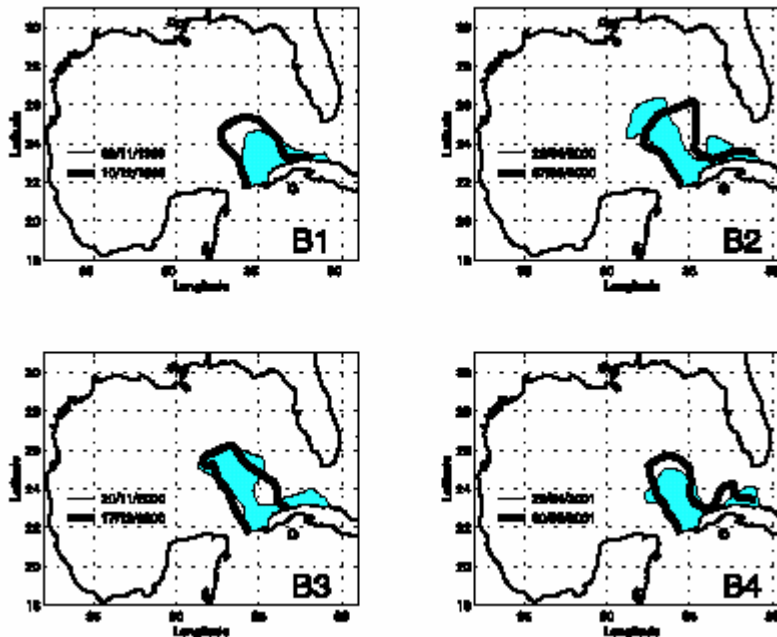


Figura 2.11 Posición de la Corriente del Lazo, la línea delgada, que encierra la parte sombreada, corresponde a la altura altimétrica +20 cm, observado al inicio del periodo indicado. La línea gruesa corresponde a la altura altimétrica +20 cm, observado al final del periodo considerado. Los mapas de altimetría fueron obtenidos del modelo numérico del GDM, que corre con promedios climatológicos y esfuerzo del viento para 10 años considerados (Sturges y Leben, 2000).



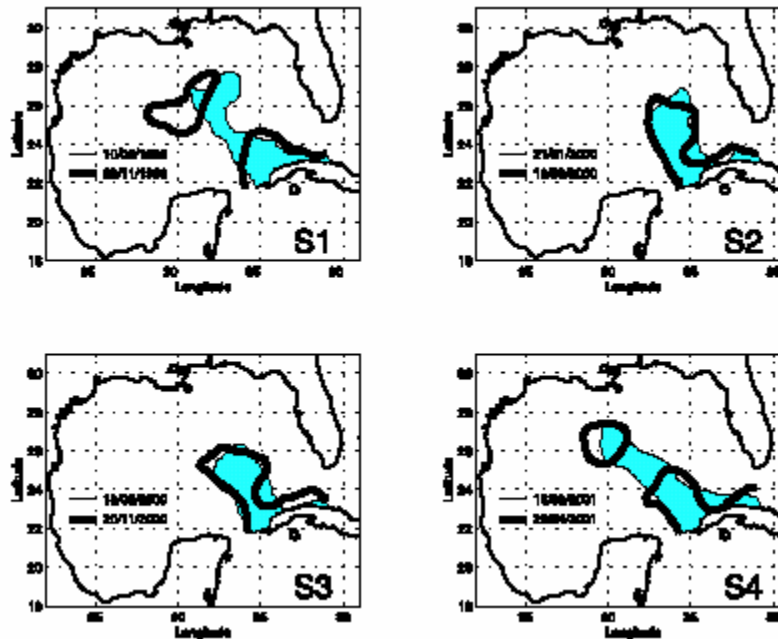


Figura 2.11 bis Posición de la Corriente del Lazo, la línea delgada, que encierra la parte sombreada, corresponde a la altura altimétrica +20 cm, observado al inicio del periodo indicado. La línea gruesa corresponde a la altura altimétrica +20 cm, observado al final del periodo considerado. Los mapas de altimetría fueron obtenidos del modelo numérico del GDM, que corre con promedios climatológicos y esfuerzo del viento para 10 años considerados (Sturges y Leben, 2000). (continuación)

## 2.7 Estrecho de Florida

La corriente de Florida se dirige hacia el Noreste frente a la punta Sur de Florida y frente a los Cayos de Florida, al Norte a lo largo de la costa Este de Florida, las máximas velocidades ocurren durante el verano y las mínimas a finales de otoño. Los efectos de marea causan una fluctuación diaria de la velocidad de la corriente tal que las máximas velocidades ocurren aproximadamente 9 horas antes de que ocurra el tránsito superior e inferior de la Luna sobre el meridiano local.

Las variaciones de la Corriente del Lazo en la frontera Norte fueron obtenidas usando una técnica de “la ola más grande” por 12 años (1977–1988). Los análisis fueron desarrollados en el Este del GDM con imágenes satelitales infrarrojas por el NOAA y se hicieron mediciones *in situ* durante verano ya que el infrarrojo del satélite no estaba listo y

el clima no ayudó mucho por esos meses. La posición de la Corriente del Lazo se revisó con campañas oceanográficas de 1981–1987. En todos los casos las comparaciones de las imágenes de satélite y las de barco fueron aceptables.

Existen mediciones históricas importantes como la del estrecho de Florida, mediante cables telefónicos, en los cuales se determina el diferencial de potencial eléctrico que existe entre Florida y las Bahamas, el cual da un transporte de  $30 \pm 1$  Sv. Estudios realizados por Schmitz *et al*, (1993), indican que 17 de los 30 Sv se deben al forzamiento del viento, los 13 Sv restantes se deben a un flujo compensatorio de superficie proveniente del Atlántico Sur que cruza el Ecuador y compensa aproximadamente 14 Sv del flujo hacia el Sur de agua profunda del Atlántico Norte.

El volumen fue calculado usando un modelo de multifrecuencia (Mayer and Maul, 1991) de Key West, Florida a Siboney, Cuba. Otros datos fueron medidos con un cable submarino de Júpiter (Florida) a Settement Point (Bahamas), ya que la aplicación del estudio del transporte estaba por los 12 años y el cable sólo dio información por 6.5 años (1982–1988), (Figura 2.12). Se hicieron otras comparaciones en el estrecho de Yucatán, de Progreso a Cabo Sn. Antonio (Cuba). Se compararon estos tres puntos de medición y la variación del transporte fue aceptable, Maul y Vukovich (1993) indicaron que el volumen de transporte promedio anual en el estrecho de Florida se incrementó en los 80's, teniendo su pico máximo en 1985 y después fue decreciendo.

Se compararon los datos obtenidos de la Corriente del Lazo y el estrecho de Florida con dos modelos numéricos, el NORDA / JAYCOR (Hulburt y Thompson 1980) y el de Bryan–Cox. Usando un transporte constante de 30 Sv con un intervalo de rango de los vórtices desprendidos de la corriente de Lazo de 14 a 24 meses en 10 años de simulación, y un periodo máximo de 18 meses, mientras que de los datos medidos *in situ* da un periodo de 17 meses.

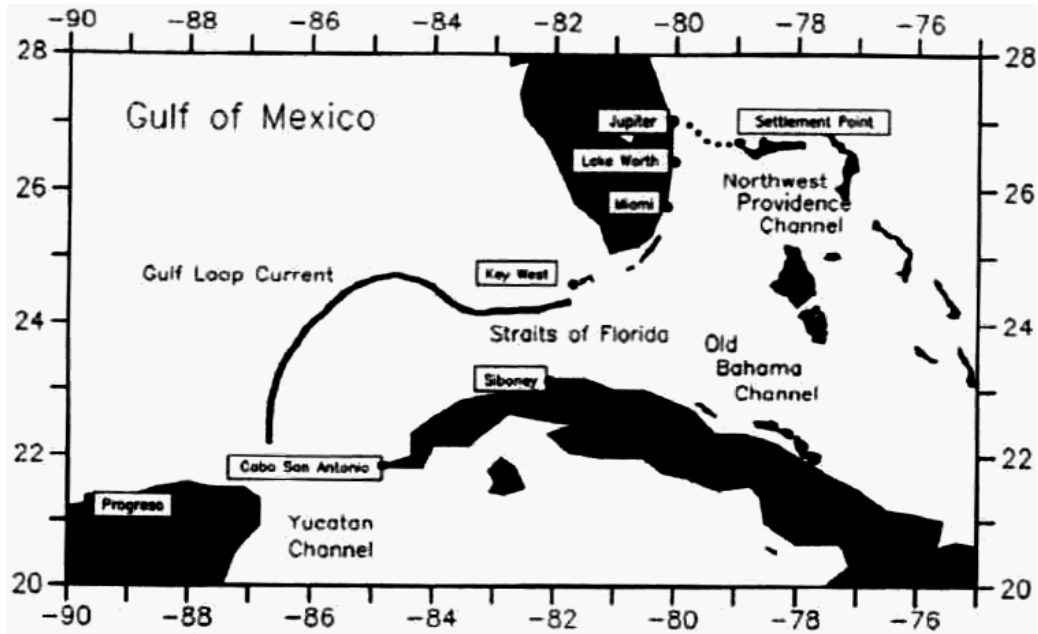


Figura 2.12 Localización del cable submarino de Florida a las Bahamas.

En la literatura existen muchos estudios de la Corriente del Lazo en el GDM, la mayoría de estos estudios mencionan que cuando la Corriente del Lazo hace una profunda penetración al Este del GDM, una porción de la corriente se separa creando un vórtice anticiclónico. El periodo de separación es altamente variable con un rango de 6 a 17 meses y un promedio de 10-11 meses. En general se concluye que la intrusión estacional de la Corriente del Lazo varía directamente con el transporte geostrofico a través del canal de Yucatán, y este a su vez por el estrecho de Florida con la misma magnitud.

El volumen transportado estimado de Cuba menos Florida en la diferencia del nivel del mar en esta frecuencia se estima con un 69% de la varianza contra el volumen estimado de Florida hacia las Bahamas, mediante el cable submarino. En promedio la Corriente del Lazo tiene un periodo dominante de 11 meses. La máxima penetración ocurre en los meses del invierno, cuando el transporte del volumen es mínimo, esta relación es más pronunciada 1979-1981 cuando el transporte es caracterizado como unimodal. Para 1984-1985, 1987, la Corriente del Lazo y el transporte de volumen se considera en fase bimodal, por lo que el transporte y su posición tienden a ser de energía semianual. Para los 12 años considerados en este estudio la correlación mensual de la posición de la Corriente del Lazo y el transporte de volumen, son esencialmente cero.

Estudios recientes dan una explicación al transporte de 30 Sv en la corriente de Florida como una compensación al transporte debido al esfuerzo del viento en el interior del Atlántico. Sugieren que el flujo que entra al Mar Caribe desde el Sur y parte del que entra por el Oriente después confluir en la corriente de Florida, se deben a la llamada circulación termohalina, es decir, aquella que esta forzada por diferencias de densidad. La circulación termohalina se origina por el hundimiento de agua pesada en latitudes altas, la más importante (por su volumen) es la que se forma en el Atlántico Norte. El agua contenida en el fondo fluye hacia el Sur cerca de la margen occidental del océano comunicando a ambos hemisferios y a los distintos océanos. La continuidad de masa exige que un flujo compensatorio en la superficie reemplace el agua que se hunde y fluye a profundidad desde el Atlántico Norte. Este flujo compensatorio representa la conexión principal entre el Océano Atlántico Sur y Mar Caribe. La celda de circulación termohalina involucra a todos los océanos, lo que implica que procesos a escala global pueden afectar la circulación en el GDM-MC. (Sheinbaum *et al*, 1997).

### 2.8 Mareas en el GDM

Grace (1932) establece que las mareas en el GDM presentan una configuración predominantemente diurna. De resultados calculados e información histórica se observa que la marea en el GDM presenta básicamente tres tipos: una con características diurnas, otra de tipo mixta con dominancia diurna, y la última de tipo mixta con dominancia semi-diurna. La marea diurna se presenta en cuatro regiones, la primera va de la parte Noreste de Yucatán hasta Coatzacoalcos, la segunda se extiende desde el río Bravo hasta Rockport, la tercera es una pequeña zona próxima a Galveston y la última va de New Orleans hasta el Este de Pensacola.

La marea mixta con dominancia diurna se encuentra desde el Noreste de Coatzacoalcos hasta el Noreste de Matamoros, al Noreste de Rockport hasta Galveston y en la región cercana a Bayou Rigaud y frente a Boca Grande. Y por último, la marea mixta con dominancia semi-diurna se encuentra al Este de la península de Yucatán en la costa de Cuba, en toda la costa de Florida (excepto Boca Grande) hasta Alligátor Bayou y en la región comprendida entre Calcasieus Pass y Eugene Island (Salas y Monreal, 1997), (Figura 2.13).

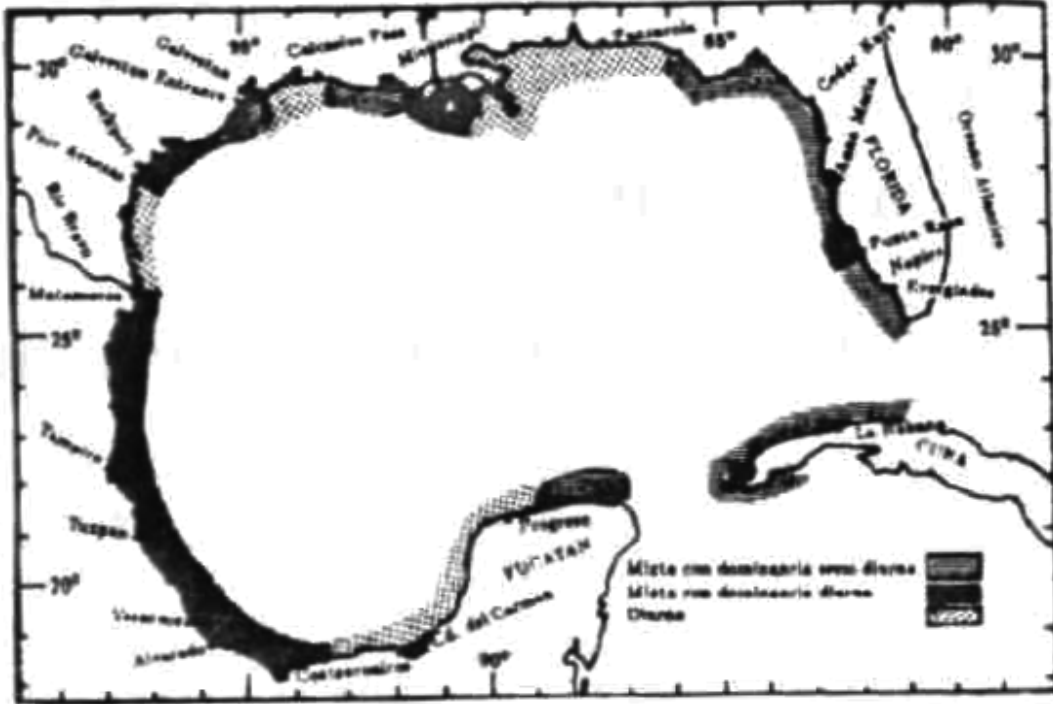


Figura 2.13 Mareas dominantes en el GDM

Salas y Monreal (1997) mencionan que algunos de los pioneros en investigación de mareas en el GDM fueron Ferrel (1874) y Harris (1897), encontrando que la marea semi-diurna en el Golfo es pequeña comparada con la del océano Atlántico, mientras que la componente diurna es igual en ambos lugares; por lo que estos investigadores le atribuyen al Golfo de México una marea diurna (Figura 2.14). Estudios posteriores como Gerret (1975), en sus resultados sobre el estudio de los modos normales de las ondas largas en el GDM, retoma la idea de considerar que el forzamiento del mar adyacente presenta la mayor influencia sobre los modos resonantes. En este contexto, junto con otros autores, se encuentra un valor para el periodo natural más grande de aproximadamente 7 hr. en el que hacen suponer un efecto de resonancia.

Mayer *et al*, (1984) efectúan un análisis de datos obtenidos de arreglos de correntómetros, de perfiladores y de variación en la superficie del nivel del mar en estaciones mareográficas en el estrecho de Florida, encontrando que existe una relación lineal entre la variación del nivel del mar y la componente meridional de la corriente de marea, promediada en la vertical.

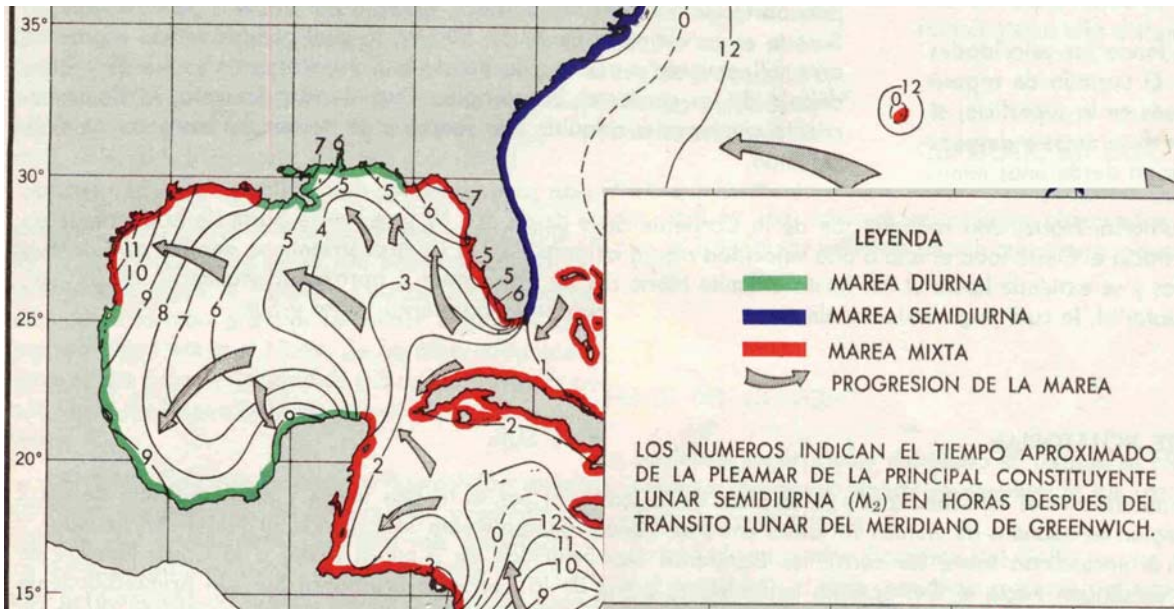


Figura 2.14 El GDM tiene en términos generales marea diurna.

Salvo en las zonas de las plataformas de Florida y Texas-Louisiana, donde las mareas son mixtas, prácticamente en todas las otras áreas del GDM prevalecen las mareas diurnas. En la Sonda de Campeche se reportan mareas semidiurnas, que es relativamente tranquilo en comparación con otras áreas del continente americano donde el GDM recibe la influencia de estas mareas cuyas oscilaciones no son mayores de 30 a 60 cm.

## 2.9 Influencia del régimen riverero

En total, 38 sistemas fluviales descargan alrededor de  $31.6 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$  de agua dulce al GDM, acarrean 775 millones de toneladas de detritos y alrededor de 208 millones de toneladas de materiales disueltos (Figura 2.15). Constituyen también las rutas de distribución de una amplia gama de desechos tóxicos que contaminan y ponen en peligro a sus valiosos y frágiles habitats críticos. Sin embargo, las descargas de los ríos no compensan la pérdida neta de agua causada por el exceso de evaporación sobre la precipitación, estimado en 127 cm al año. Si se considera a la densidad del agua dulce de los ríos de  $1 \text{ g cm}^{-3}$ , el valor de las descargas anuales corresponde a 62 cm de agua al año. Volumen que equivale aproximadamente a  $34 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Etter, 1983).



Figura 2.15 Sistema Fluvial para la cuenca del GDM.

La circulación de la costa Este de México es afectada regionalmente por la descarga directa de las aguas continentales como los ríos Coatzacoalcos y Papaloapan (Veracruz), con salinidades de 1-16 ups. Los ríos Grijalva-Usumacinta en Tabasco y Campeche, que tienen descarga combinada promedio del orden de  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ; el río Panuco (Tamaulipas), con una descarga media anual de  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Existen rangos de salinidad definidos de 3-20 ups de las descargas de los ríos sobre las costas del GDM. La baja salinidad coincide con los meses de otoño e invierno y la alta salinidad con los meses de primavera y verano.

En la circulación de la costa continental, influenciada por la Corriente del Lazo, en la zona de la bahía de Campeche se pueden desarrollar giros ciclónicos de diversas escalas dimensionales, los cuales pueden ser producidos por la interacción de los flujos continentales de los ríos Grijalva-Usumacinta, Sn. Pedro y Sn. Pablo (Monreal *et al*, 1992), y por el esfuerzo del viento.

## 2.10 Circulación de corrientes a lo largo de la plataforma continental del Golfo de México.

### 2.10.1 Plataforma continental de E.U.

Se sabe que por décadas, en el Oeste del GDM, la circulación principal es un giro anticiclónico, este flujo es inducido principalmente por el esfuerzo del viento y los anillos desprendidos de la Corriente del Lazo, así el estudio hecho por Sturges (1993) se basa en gran parte, del trabajo hecho por el mismo autor en 1981, excepto en nueva información que se le adiciona: a) nueva compilación de datos de barcos de la *US Naval Oceanographic Office*, en el Oeste del GDM; b) una base de datos especial del viento basada en mapas de presión en comparación con boyas de medición en el Golfo, por Rodees *et al*. (1989); c) algunos estudios de los anillos o vórtices (Cooper *et al*, 1990; Kirwan *et al*, 1984, 1988; Vukovich y Waddell, 1991; Lewis y Kirwan, 1985, 1987), para entender mejor su comportamiento; d) estudios importantes (Vukovich, 1988; Sturges, 1992; Maul y Vukovich, 1993), donde muestran que los anillos separados de la Corriente del Lazo, no necesariamente tienen una periodicidad anual.

El viento juega un papel importante, que el GDM se puede caracterizar en dos modos:

1. En el Oeste, donde es obvio que el viento es la fuerza dominante sobre la superficie del mar y,
2. En el Este, donde la circulación de corrientes es dominada principalmente por la Corriente del Lazo.

Otro aspecto importante de la fuerza del viento local es el “Bombeo de Ekman”, donde se estudia la relación que hay entre la fuerza atmosférica y el océano, para el GDM se concluye que la energía de los vórtices en el océano son razonablemente consistentes con la fuerza del esfuerzo del viento que se ejerce sobre el mar (Sturges, 1993).



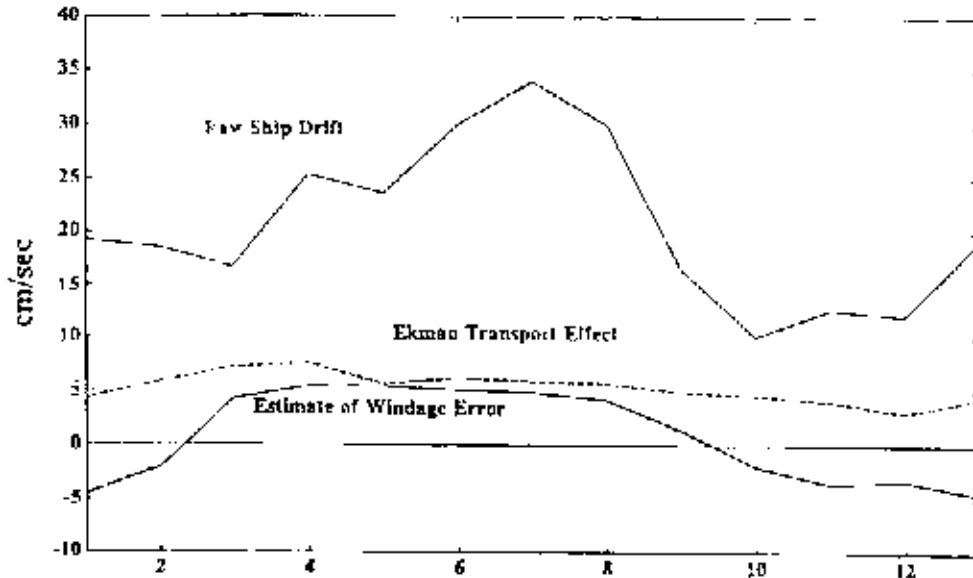


Figura 2.16 Ciclo anual de navegación en 2° de banda ancha a lo largo del límite Oeste del GDM.

Kessler (1990) comparó la baja frecuencia de las fluctuaciones de la termoclina en el Pacífico con viento forzante, encontrando que para ciertas latitudes el esfuerzo del viento responde al efecto de “Bombeo de Ekman”. Kessler usó un modelo aplicando la baja frecuencia, forzando la ecuación de vorticidad cuasi-geostrófica de la forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \left( \frac{\beta c^2}{f^2} \right) \frac{\partial h}{\partial x} = -curl \left( \frac{\tau}{\rho f} \right) \quad (2.2)$$

Donde  $h$  es la profundidad de la termoclina y  $c$  es la celeridad de onda en flujo baroclínico, el término en paréntesis es la velocidad de las ondas largas de Rossby  $C_R$ .

$$C_R = \beta c^2 / f^2 \quad (2.3)$$

Observaciones del flujo superficial de la capa de Ekman, han demostrado que hay un cambio importante cerca de los primeros 5 m de profundidad. A una profundidad considerable, donde tienen relevancia los efectos de la toma de datos de cruceo, encontraron que las corrientes locales dominantes tenían un ángulo de 70° a la derecha del norte geográfico. Examinando los datos de temperatura en el Oeste del GDM del

National Oceanographic Data Center (NODC), y se deduce que la capa de mezclado está bien definida con una profundidad mínima de 25 m, contraria a lo especulado de 5 m.

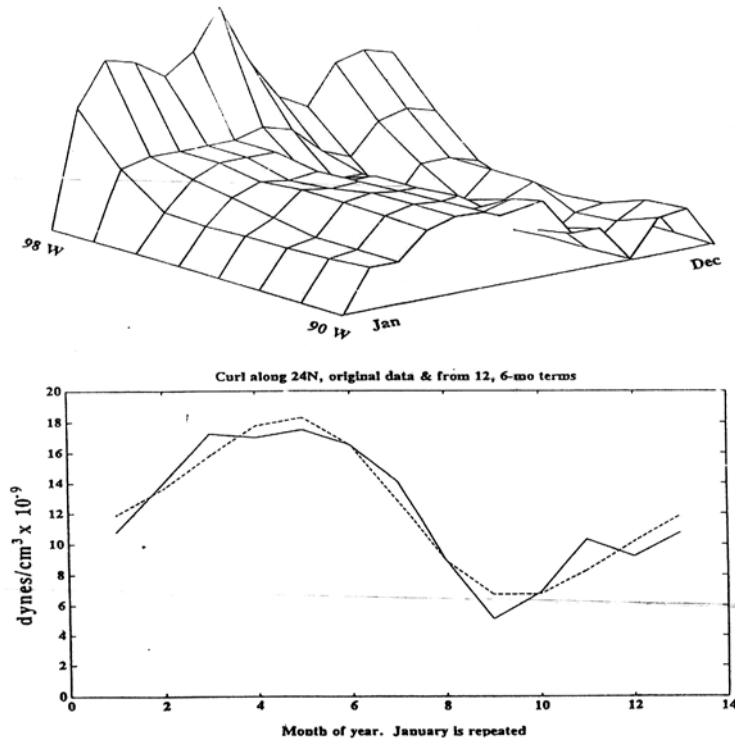


Figura 2.17 Rizo del viento en el Oeste del GDM en los 24° N:  
(arriba) amplitud en el rizo como una función de amplitud,  
(abajo) ciclo anual de los valores promedio en longitud.

El cambio de la velocidad de corriente, de la deducción de los datos de crucero, desde el máximo en julio hasta el mínimo en octubre, es consistente con los datos observados de la corriente que se dirige, en sentido perpendicular, hacia la costa y hace que cambie el nivel de la altura dinámica.

Los anillos que decaen en una escala de tiempo más o menos de un año, antes de que lleguen a la frontera Oeste del GDM, empiezan a perder velocidad de flujo rápidamente en un periodo de aproximadamente 70 días. Algo que pasa naturalmente, es el que el fluido es conducido hacia el Sur, mientras que el flujo del anillo que va hacia delante, se dirige hacia el Norte.

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

---

Basados en datos hidrográficos de cruceros hechos en el pasado sobre la plataforma continental de Texas-Louisiana (LATEX), Li *et al*, (1996) examinan las escalas energéticas de la variabilidad espacial. Se exploran varios métodos para determinar una gran escala espacial, referida a campos de variabilidad, seleccionados de densidad, circulación y corrientes. Varios métodos fueron analizados para determinar la referencia de los campos de potencial de temperatura, salinidad y anomalía geopotencial sobre la superficie del agua (en centímetros dinámicos), relativa a los 70 dbar.

Los campos de referencia espacial se obtuvieron de los periodos promedios de mayo y las gráficas polinomiales se compararon con los datos de crucero. La escala de zero-crossing, después de hacer comparaciones, se concluyen algunos aspectos para las escalas de anomalías como: la escala perpendicular a la costa (que cruza la plataforma continental), sobre el Oeste de la plataforma, es muy corta (~ 15 km), que en las regiones del centro y Noreste (~ 20 km); a lo largo de la plataforma las escalas espaciales son del orden de 35 km; no hay diferencia significativa en las escalas que cruzan la plataforma con las de la superficie, mediofondo y el fondo; a lo largo de la plataforma continental las escalas son esencialmente las mismas sobre las regiones del Oeste y Este, sobre la mitad de la plataforma (en la isobata de 50 m) y a lo largo de la misma en el límite con el talud (isobata 200 m), en comparación con la isobata > 200 m.

Las varianzas (del ancho de plataforma) observadas de salinidad, temperatura y anomalía geopotencial, son más grandes en el eje perpendicular que el longitudinal. Las varianzas que cruzan los campos de anomalía geopotencial son del orden del 10% de los campos del ancho de plataforma, que las anomalías a lo largo de la plataforma (~ 35%).

En un trabajo realizado por Zavala *et al*, (2003), se estudió la circulación estacional al Oeste del GDM, utilizando un modelo numérico de alta resolución, datos históricos hidrográficos e imágenes satelitales. Se identificaron tres regiones: el banco de Campeche, la costa de Tamaulipas-Veracruz, y la costa de Louisiana-Texas (LATEX).

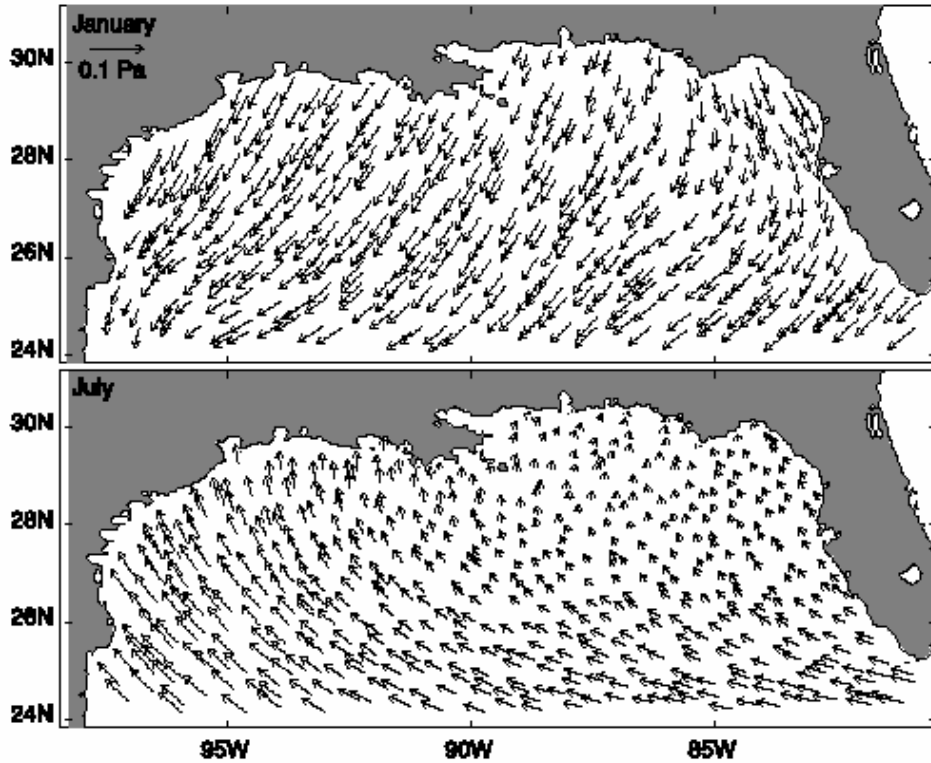


Figura 2.18 Climatología mensual del esfuerzo de viento derivado del COADS, (Da Silva, 1994), (arriba) enero, (abajo) julio.

Sobre la costa de LATEX se encuentra una circulación ciclónica dominante, con viento conducido hacia el Noreste costa abajo como chorro. Este patrón de corriente predomina la mayor parte del año, excepto de junio a agosto, cuando la corriente superficial corre hacia costa arriba. El flujo cerca de la costa es afectado por el viento dominante (Figura 2.18), y aumentado por los ríos Mississippi y Atchafalaya (Li *et al.*, 1997).

La mayor parte del año a lo largo de la costa de LATEX prevalece la baja salinidad, pero en julio y agosto se han observado isohalinas que cruzan la costa, con baja salinidad, hacia el Este. La variabilidad interanual de la costa de LATEX ha sido documentada, en particular, cuando la corriente cambia de dirección en diferentes periodos anuales, como lo apuntan Cho *et al.* (1998) y Nowlin *et al.* (1998), donde muestran que esto ha sucedido durante el periodo registrado de Abril de 1992 a Noviembre de 1994.

La dinámica de la costa que limita a Estados Unidos con México, es menos conocida. La mayoría de los estudios hechos en el Oeste del GDM han sido dedicados a procesos que

ocurren de la costa hacia el talud continental, como los vórtices o giros y su interacción con el mismo talud, y la corriente de la costa Oeste del GDM (Sturges, 1993).

Algunos de estos procesos pueden afectar la hidrodinámica de la plataforma continental como los vórtices desprendidos de la Corriente del Lazo que decaen en el talud continental y afectan las corrientes fuera de la plataforma, los chorros asociados como los pares de vórtices que desarrollan un transporte que cruza la plataforma y los efectos de la corriente de la costa Oeste que modifica el nivel del mar en los límites de la plataforma.

La circulación del GDM que es dominada por la energía de la Corriente del Lazo y por grandes anillos anticiclónicos, que producen una gran actividad en el campo de vorticidad de mesoescala. Morey *et al*, (2003) estudian por medio de simulaciones numéricas del modelo NCOM y de datos observados, que las velocidades de estos anillos pueden crear fuertes chorros de flujo entre ellos, los vórtices se pueden extender cientos de metros hacia la profundidad de la plataforma continental y llegar al talud continental.

En el Norte del GDM la baja salinidad del agua se encontró cerca de la costa, como resultado de la descarga de los grandes ríos, como el Mississippi con una descarga promedio de 13 000 m<sup>3</sup>/s (USGS station) y el Atchafalaya que contribuye con un 50% más de caudal. Esta masa de agua de baja salinidad se puede transportar hacia el Oeste sobre la costa de LATEX, o hacia el Este sobre la costa de Mississippi - Alabama - Florida (MAFLA), hacia el cañón De Soto. En ambos casos, este flujo puede llegar al límite de la plataforma con el talud continental, fluyendo en inyecciones de agua o por medio de los diferentes vórtices que se presentan en el GDM.

### 2.10.2 Plataforma continental de México

Del mismo trabajo realizado por Zavala *et al*, (2003), retoman lo reportado por Boicourt *et al*, (1998), donde en la costa mexicana existe una corriente estacional que cambia de dirección, basado en análisis de imágenes de satélite por Biggs y Müller-Kerger (1994), en que la corriente costera, en otoño e invierno, de LATEX es continua hacia el Sur por la costa de Tamaulipas, llegando cerca del puerto de Veracruz, donde muestra una corriente abajo en otoño e invierno, pero cambia de dirección, costa arriba, en primavera y verano (Gutierrez de Velasco *et al*, 1992, 1993). Estudios en la bahía de Campeche revelan que existe un giro ciclónico dominante (Vázquez, 1993), que tiene variabilidad estacional

(Monreal *et al*, 1992), pero no se estudia en particular la dinámica de la costa. Se ha reportado que en la costa de Tamaulipas-Veracruz existe una columna de agua mezclada en invierno, y estratificada por capas en verano (Soto y Escobar, 1995). En el banco de Campeche existe una corriente que va hacia el Oeste del GOM, a lo largo de la plataforma continental (Monreal *et al*, 1992; Merino, 1997).

La corriente a lo largo de la costa del Oeste del GDM, calculada con campos de velocidad integrados en la vertical y horizontal (Zavala *et al*, 2003), tienen una marcada componente estacional, pero con diferencias locales. Desde río Grande hasta el Sur, cerca de la bahía de Campeche, el flujo dominante es como sigue: de septiembre a marzo, el transporte cruza entre la isobata de 25 m, y de 25-50 m son costa abajo; de mayo a agosto la circulación cambia de dirección y el transporte es costa arriba, aminorando del Norte hacia el Este a lo largo de la costa de LATEX.

A lo largo del Oeste del banco de Campeche, la circulación es costa arriba en todo el año, en medio de esta costa el transporte tiene un máximo en julio y llega a cero en septiembre, se debilita por marzo, incrementándose lentamente por junio. Así los periodos de otoño e invierno el flujo es hacia el sur convergiendo con el flujo, proveniente de la península de Yucatán y por la bahía de Campeche, cerca de la costa de Tabasco. En primavera y verano el flujo dominante es desde la bahía de Campeche hacia el Norte, cerca de la costa de LATEX.

La convergencia a lo largo de la costa del Oeste del GDM, es compensado por el transporte principal, localizado al Sur de la bahía de Campeche, principalmente por los ríos de Coatzacoalcos y Grijalva-Usumacinta, y de la misma corriente del Canal de Yucatán donde chocan las corrientes en otoño e invierno. El flujo de baja salinidad, por la descarga de los ríos, es advechado hacia la costa de LATEX.

Durante Otoño e Invierno, hay un flujo sobre la costa del GDM, que va hacia el Sur, conducido por la fuerza del viento y la colisión de giros ciclónicos-anticiclónicos que se presentan por la zona Oeste del GDM (Vidal *et al*, 1992), este flujo se dirige hacia la zona de la bahía de Campeche, con el que probablemente choca en esa zona con el flujo de la propia Corriente del Lazo, que pasa a través del canal de Yucatán y continúa por la costa de Campeche. En primavera y verano, las componentes del viento se dirigen hacia el

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

Norte de la costa del GDM, en general el flujo dominante es desde la costa de Yucatán hasta la costa de LATEX (Figura 2.19), (Boicourt *et al*, 1998).

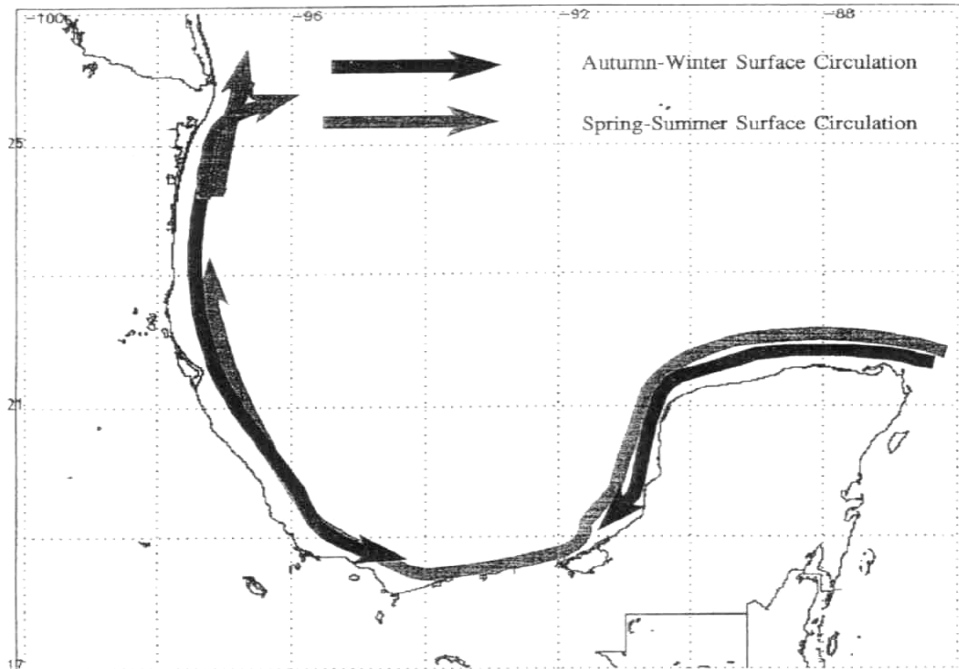


Figura 2.19 Diagrama esquemático de la circulación estacional de la costa Este de México.

### 2.11 Giros ciclónicos y anticiclónicos en el GDM

En la dinámica del Golfo de México se distinguen giros ciclónicos y anticiclónicos. Los primeros se presentan generalmente en la periferia de la Corriente del Lazo, sobre la plataforma de LATEX, en la plataforma Oeste de Florida y en la bahía de Campeche. Sus características son tales que el surgimiento de la termoclina en el centro del giro es el responsable de las bajas temperaturas por lo que se conoce como giros fríos. Los segundos son giros cálidos porque, contrariamente a los ciclónicos, existe un hundimiento de la termoclina aportando aguas cálidas al núcleo. Los giros anticiclónicos que se desprenden de la Corriente del Lazo, y se trasladan hacia el Oeste, juegan un papel sumamente importante en el transporte de sal y calor hacia el interior del Golfo.

La corriente de Yucatán al moverse hacia el Norte hasta unirse con la corriente de Florida, produce un estrangulamiento de la Corriente del Lazo y permite que se desprenda un núcleo cálido de alta salinidad. Al unirse ambas oscilaciones ciclónicas, se produce una

zona de agua fría menos salina que separa el giro anticiclónico de la Corriente del Lazo (Figura 2.20). El proceso de desprendimiento del giro anticiclónico se lleva a cabo en aproximadamente dos semanas, a partir de la oscilación ciclónica de la corriente de Yucatán. El desprendimiento coincide con el tiempo de máximo transporte entre Florida y Cuba.

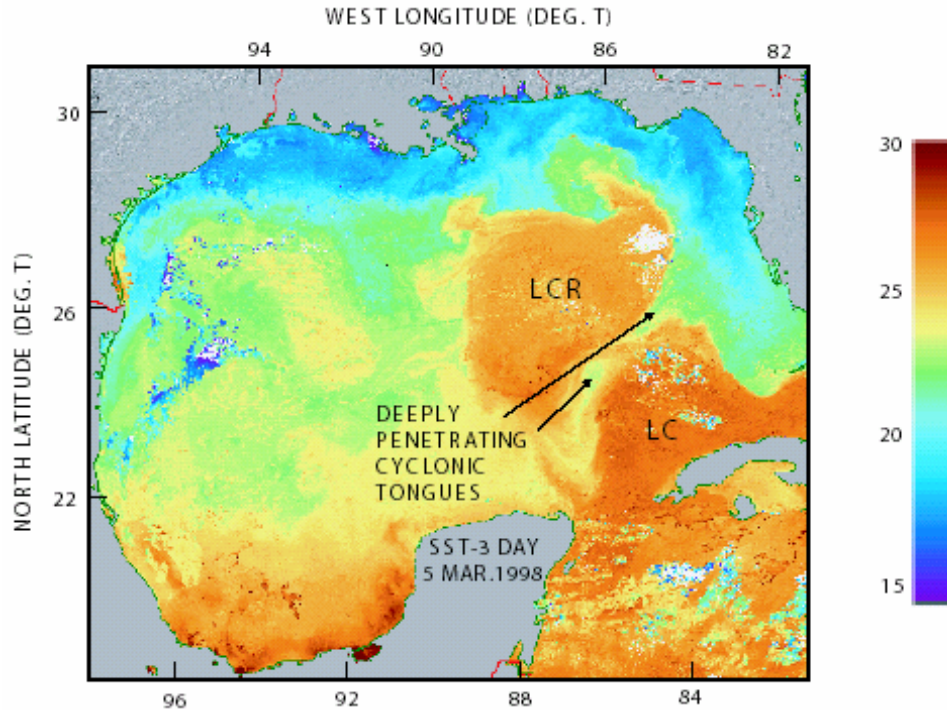


Figura 2.20 Lenguetas con giro ciclónico, de diferente densidad, hacen el efecto de estrangulación a la Corriente del Lazo, desprendiendo el anillo anticiclónico de la misma (Zavala *et al*, 2003).

### 2.11.1 Región central del GDM

La mayor cantidad de eventos energéticos que se presentan en el GDM son los anillos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente del Lazo. De un trabajo previo, Sturges y Leben (2000) examinan estos anillos desde julio de 1973 hasta 1999. Esta base de datos incluye altimetría de satélite desde 1992, observando 34 formaciones de anillos consecutivos. Previamente a la base de datos de los anillos observados de 1973 a 1993 (Sturges, 1994), sugiere que el intervalo, entre cada evento, puede haber 2 modos: el primero de 8-9 meses y el segundo de 13-14 meses, basado en imágenes de satélite IR. Desde que el análisis fue completado, se hicieron tres principales cambios:



## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

---

1. La lista compilada de los datos por Berger (1993), tuvo demasiadas correcciones;
2. Los datos de altimetría de satélite, se hicieron cerciorando al tiempo de verano de los siguientes realizados y;
3. Se observaron más separaciones de anillos por muchos años, esto consecuentemente provocó que se modificara la base de datos con un 50% más.

Con lo anterior se revisaron mapas de la superficie topográfica del mar en el GDM para estimar el tiempo de separación de los anillos en cada evento. Los mapas son basados en datos geofísicos del TOPEX/Poseidón (T/P) y de los satélites de altimetría ERS-1, ERS-2, con un monitoreo de tiempo real descrito por Lillibridge (1997). El método que se utilizó es similar al de Sturges (1994), examinando los mapas en tiempo secuencial, donde es muy claro cuando los anillos comienzan a separarse. Se revisaron todos los datos e imágenes desde la primavera de 1992. El tiempo de separación, es usado para determinar un histograma de frecuencia, donde se grafican ciclos/mes vs número de separaciones de anillos/ciclos/mes. Se puede decir que los picos del histograma de la distribución de los intervalos de separación son encontrados de 6 y 11 meses, con un pequeño pico de 9 meses. Si se refina mas el espectro, se puede encontrar que se forma un pico de 12 meses, esto se deduce del refinado de la gráfica y no de los datos registrados.

Zavala *et al*, (2003) mediante estudios previos, identificaron la generación de giros ciclónicos en el Oeste y Noroeste del GDM, como resultado de la interacción entre los giros anticiclónicos y la plataforma continental (Vidal *et al*, 1994), pero no es muy claro lo observado para Hamilton (1992). En este estudio se sugiere que algunos de los giros observados por Hamilton pudieron ser originados entre el Oeste del Golfo (por la Corriente del Lazo) y el banco de Campeche.

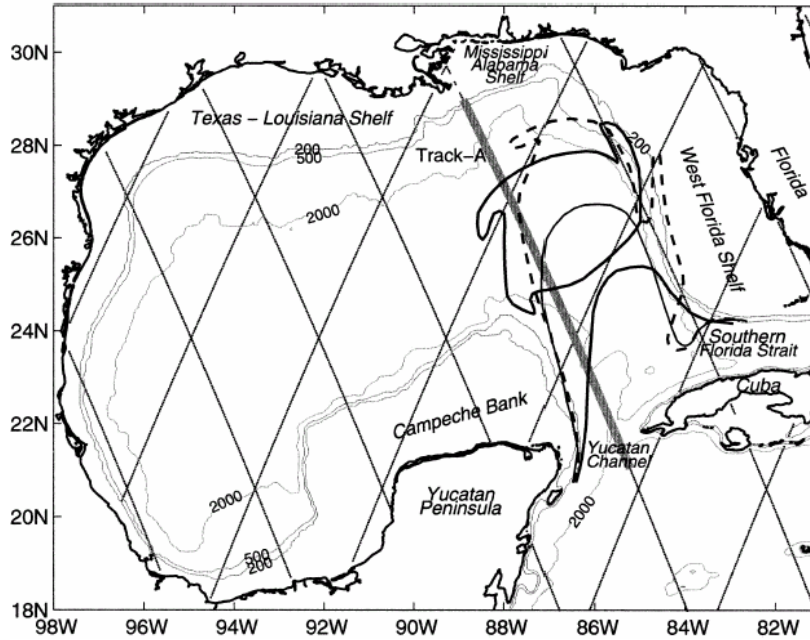


Figura 2.21 Posiciones representativas de la Corriente del Lazo y localización del Track-A con la línea gruesa gris.

Se reportó que los giros ciclónicos observados en el centro y Oeste del GDM no tienen una clara temperatura en la superficie (Hamilton, 1992). Mediante imágenes de satélite en altimetría, se identificaron algunos giros asociados con la anomalía de la altura de la superficie del mar (ASM), que pueden ser observados en todo el año. Actualmente se monitorea la ASM en el GDM por el *Colorado Center for Astrodynamics Research*. Estos datos en combinación con datos hidrográficos y datos de modelos, muestran una variabilidad intensa de mesoescala.

Datos del Topex/Poseidón, del periodo de enero 1993 a marzo 2000, se revisaron y se encontró en el Track-A (Figura 2.21) anomalías negativas en el ASM hacia el Noreste de la Sonda de Campeche. Los giros son cronológicamente identificados por CE y su número correspondiente (Figura 2.22). Ocho giros ciclónicos fueron identificados, en el sitio antes mencionado; estos giros ciclónicos tienen un periodo de entre 1.3 - 9.6 meses.

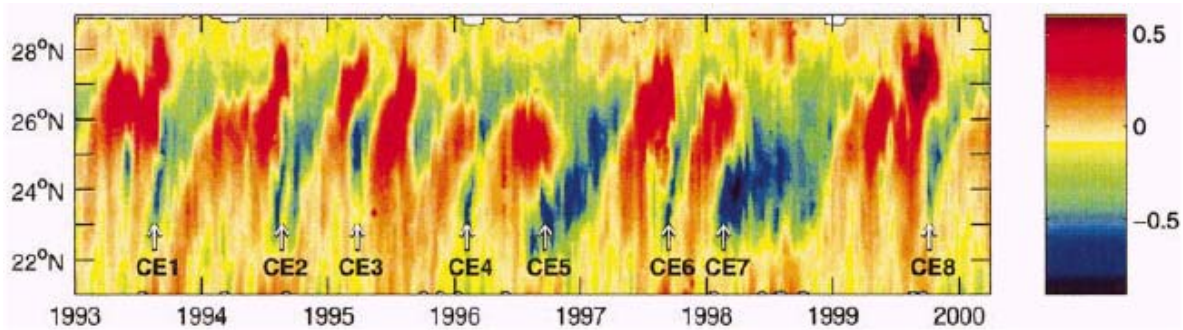


Figura 2.22 Altura anormal de la superficie del mar (m), a lo largo del track-A del Topex/Poseidon en el periodo de 1993 a 2000.

### 2.11.2 Frente a la costa Este de México

La Bahía de Campeche, situada en la región Suroeste del GDM, presenta una circulación ciclónica durante el otoño, esta corriente tiene un transporte de 3 Sv. Diversos mecanismos han sido propuestos para explicar la formación de este giro ciclónico, algunos autores lo atribuyen a una consecuencia de la formación del gran giro anticiclónico, Morey *et al*, (2003) recopilan diferentes opiniones y acentúan que Cochrane (1963) considera que es la interacción del agua de la surgencia con el banco de Campeche lo que forma el giro, ya que esta corriente debe conservar su momento angular, Monreal-Gómez (1986) mediante modelos de simulación asocian el giro a las variaciones del transporte de masa a través del canal de Yucatán y a la geometría de la bahía, Vázquez (1993), sugiere que el giro es forzado por el rotacional ciclónico del esfuerzo del viento, otros autores consideran que el giro ciclónico es el resultado de la formación del gran giro anticiclónico y de la geometría de la costa.

En la bahía de Campeche mediante lances hidrográficos y campañas oceanográficas, Vázquez (1993) encontró que existe una circulación ciclónica promedio, mientras que Zavala *et al*, (2003), con un estudio numérico, sugiere que los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo producen una oscilación que se superpone a la circulación ciclónica media producida por el viento. Esta oscilación esta acompañada de la intrusión de aguas en el Este y Oeste de la bahía de Campeche.

Sheinbaum *et al*, (1997) sugieren que el efecto que producen los remolinos de la Corriente del Lazo sobre la bahía de Campeche han sido poco estudiadas, para ello se

requiere estudiar casos particulares que combinen observaciones y modelos numéricos que permitan entender mejor su periodicidad, posición, tamaño y estructura vertical.

### 2.11.3 Frente a la costa Sur de Estados Unidos

Li *et al*, (1997) hacen un estudio basado en los trabajos de Cochrane y Kelly, (1986) que utilizan datos hidrográficos de cruceros recientes (1990-1994), en combinación con datos de cruceros oceanográficos pasados (1963-1965, 1976, 1977), para cubrir una parte significativa de la plataforma continental de Texas-Louisiana, y reproducir distribuciones espaciales de la superficie del mar y del fondo, de la temperatura, salinidad y la anomalía geopotencial de la superficie relativa de los 70 dbar. Nowlin *et al*, (1997) retoman esos datos para calcular campos principales de su desviación estándar para primavera, verano y otoño (Figura 2.23). Para cada estación se prepararon histogramas de las diferencias que hay para las propiedades de los campos individuales estacionales.

Esencialmente de la costa de Mississippi hacia la costa de Brownsville, existe un flujo, excepto en los meses de verano, que es conducido por el viento a lo largo de la plataforma continental, aumentado por la descarga de los ríos Mississippi y Atchafalaya. En julio y agosto el promedio de la componente del viento es costa arriba, por lo que el flujo cerca de la costa cambia en dirección opuesta. Tres campos de anomalías de las propiedades de distribución ejercen sus efectos sobre la fuerza principal de mecanismos externos, que afectan la variabilidad interanual sobre la plataforma de LATEX, estos mecanismos son el esfuerzo del viento, la descarga de los ríos Mississippi y Atchafalaya, y los vórtices de mesoescala sobre la circulación de la plataforma continental.

Para cada crucero examinado, a lo largo de 64 años, se estimó una correlación negativa de los residuos de anomalías geopotenciales con los de la salinidad de superficie, y muestran que la salinidad juega un papel importante sobre la temperatura para cada año de variabilidad. En consecuencia los efectos (de circulación y las propiedades de distribución), para las causas de los mecanismos que se consideraron críticos en algunos casos como los cambios de la descarga de un río, puede tomar un tiempo considerable (del orden de meses), para que se observe el efecto completo sobre la plataforma. Por otro lado, los efectos forzantes de los vientos a lo largo de la costa, son demasiado rápidos (del orden de horas).

## Capítulo 2. Masas de agua en el Golfo de México

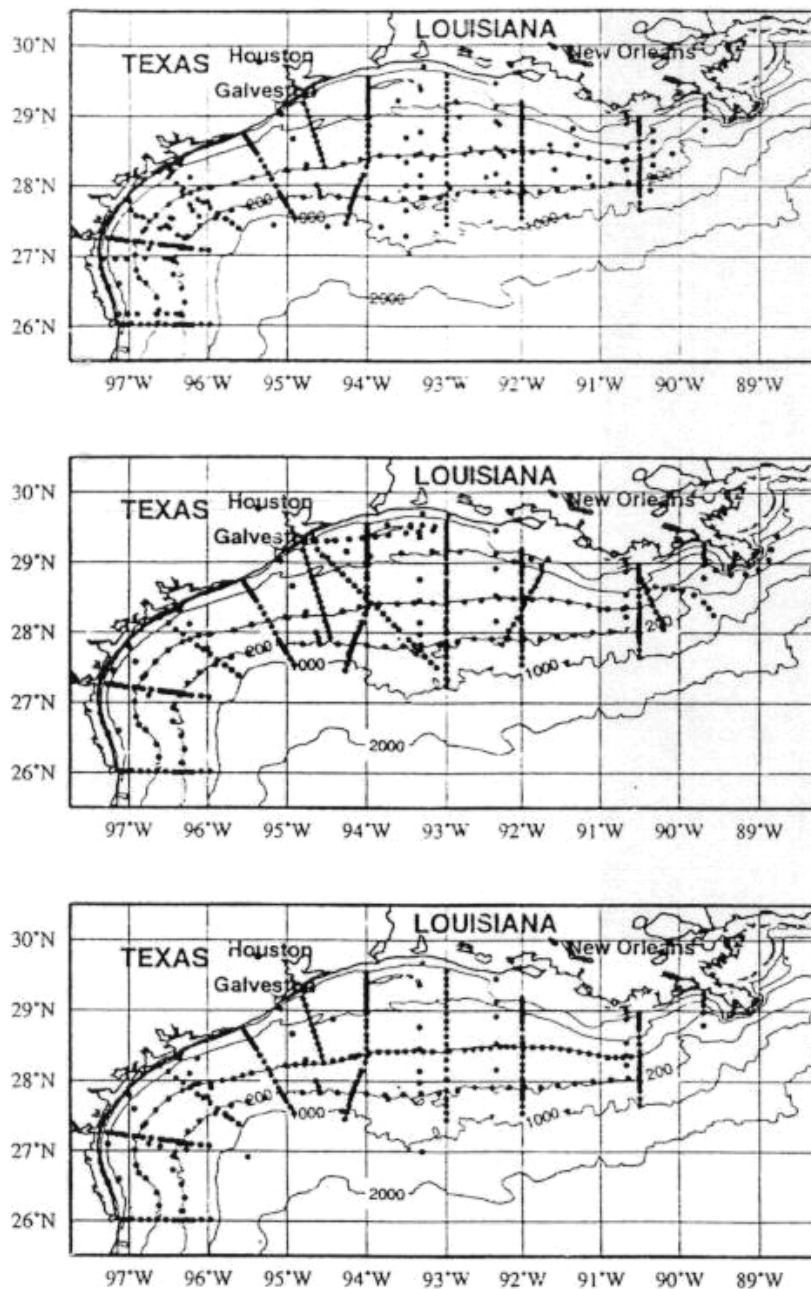


Figura 2.23 Localización de (arriba) 745 estaciones hidrográficas para primavera, (en medio) 822 estaciones para verano, (abajo) 615 estaciones para finales de otoño.

## ***CAPITULO 3***

# ***MODELOS DE CIRCULACION OCEANICA***

### **3.1 Antecedentes**

**E**l océano es un fluido turbulento que es manejado principalmente por fuerzas mecánicas del viento y el efecto neto de densidad en la superficie con cambios de calor, humedad y el balance hidrológico. Todo ello responde a las leyes físicas de conservación de masa, cantidad de movimiento y de energía, y otras propiedades. El resultado es un flujo en 3D que es fuertemente influenciado por las fuerzas gravitatorias de la Tierra y es regulado por el mezclado interno y fricción de fronteras.

Algunas de las propiedades del océano son: temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y trazadores bioquímicos, que tienen su máxima local en el núcleo de las corrientes más fuertes. Una representación propia del transporte de estas propiedades no significa que sean las variables individuales, si no una pequeña correlación con la velocidad. Así los cambios significantes de las corrientes y las propiedades del transporte modifican las fuerzas de superficie por lo tanto la correcta simulación de estas sollicitaciones permiten entender el sistema global y predecir en un futuro diferentes escenarios oceánicos.

Los modelos numéricos más significantes se utilizaron a partir de la década de los 60's como un ejemplo esta el del laboratorio geofísico de dinámica de fluidos en Princeton. El cual mediante el acoplamiento de modelos atmosféricos en 2D y 3D permitieron estudiar las variaciones del clima, así teniendo un modelo completo de circulación, con la variable de densidad se modeló el océano con una línea de costa compleja y una topografía de fondo variable.

Una primera aplicación con geometría global especificada fue hecha en los 70's por Cox (1972), que designó 2° latitud – longitud en la malla con 12 niveles en cada punto, el modelo corrió por cientos de horas a la capacidad más rápida de aquellas computadoras, se obtuvieron resultados satisfactorios, pero imposibilitados con el alcance de un equilibrio termodinámico para esa malla de resolución. Después el modelo se modifico a una malla menos refinada (5°), los estudios fueron muy lejos ya que la finalidad de este modelo fue convertirlo en una herramienta estándar en la simulación oceánica para muchos institutos de investigación. A mediados de los 70's fueron creciendo los modelos de simulación oceánica por el desarrollo de las computadoras.

A mediados de los 80's el progreso de la simulación de corrientes era notable, incrementando por medio de computadoras más potentes, podían ser simuladas mallas con temperatura y salinidad, con una sistemática sobrestimación de la profundidad. A finales de los 80's los estudios en los océanos con latitudes cercanas a los 25° Sur y al Norte del Atlántico, así como en el resto del mundo sin incluir el Artico, fueron lo suficientemente reales para compararlos con los datos de los modelos. Las soluciones de estos modelos arrojan demasiada información que fue necesario formar gente especializada en mejorar e interpretar dichos datos en esta época se lograron simular corrientes a una escala planetaria.

A principios de los 90's las computadoras fueron de mayor capacidad, se usaron datos satelitales como mareas, alturas de oleaje y vientos entre otras características para los modelos, estos datos fueron usados para predecir alturas de ola y velocidades de corrientes sobre la superficie del mar.

Recientemente la comunidad oceanográfica ha estado planeando y llevando a cabo observaciones globales y desarrollando modelos numéricos, como por ejemplo el

experimento mundial de circulación oceánica WOCE (*World Ocean Circulation Experiment 1990-2002*), en espera de los datos de modelación que necesita el WOCE, la comunidad de modelación oceánica ha comenzado a estudiar y desarrollar otros modelos, para proveer datos globales de modelación en escala básica, resolviendo la circulación en general. Este proyecto internacional es parte del programa de investigación climática mundial (*World Climate Research Program - WCRP*) y es uno de los mayores proyectos más ambiciosos en oceanografía.

### **3.1.1 El papel que tiene el océano en el cambio climático**

El océano juega un papel importante, quizá primario, en la estabilidad y variabilidad del clima de la Tierra. Sobre la historia del planeta y a lo largo del tiempo que el hombre ha estado en él, el clima ha ido en diferentes cambios, de la era del hielo, al clima cálido y viceversa. Hoy estamos en la posibilidad de que el hombre, por sí mismo cambie el clima con la explotación de los combustibles fósiles y producción de diferentes gases. Es por eso necesario desarrollar y entender el papel del océano en un sistema integral.

El cambio climático de la Tierra y la adaptación del hombre a estos cambios, es una consecuencia de un acoplamiento complejo entre la atmósfera, el océano global, los mares glaciales y varios procesos que se presentan en los continentes; los cuales son conducidos por la radiación solar y su variabilidad en el ciclo estacional de las escalas de tiempo que se presentan.

### **3.1.2 Cambios para el futuro**

Ha habido demasiados progresos en los resultados de los modelos de formulación hidrodinámica con diferentes aplicaciones como son el clima en el uso de ecosistemas. Posiblemente en el futuro los modelos desarrollarán las mezclas de la superficie en el mar Antártico, así como procesos bio-geo-químicos. También ampliar la simulación de un equilibrio termodinámico completo de temperatura, salinidad y otras propiedades que se pueden simular así como gases disueltos y trazadores radioactivos. Finalmente se requiere la simulación climática de modelos atmosféricos con circulación de corrientes, todo esto con el continuo crecimiento de las computadoras. En un futuro los modelos serán capaces de acoplar atmósfera-océano-hielo del sistema climático, logrando resoluciones de mesoescala globales, desarrollando resoluciones superfina a través del refinamiento de las mallas de cálculo numérico.



## 3.2 Características de los modelos oceánicos

### 3.2.1 Modelo numérico

Un modelo numérico es un algoritmo matemático que intenta describir fenómenos que suceden en la naturaleza. Se trata de una herramienta que ayuda al estudio de parámetros de interés científico. El algoritmo matemático de un modelo es traducido a un lenguaje de programación para ser utilizado mediante equipo de cómputo. Los modelos de análisis basados en los métodos numéricos permiten reproducir comportamientos estructurales complejos con ecuaciones constitutivas no lineales e incluyendo linealidad geométrica.

La utilización de los modelos permite realizar estudios preliminares previos a la realización de una campaña experimental para analizar el problema, investigar y conocer los parámetros que gobiernan dicho problema. Permiten obtener de forma aproximada los resultados previsibles en el ensayo y poder adoptar el esquema de instrumentación más adecuado en cada experimento. Dicho estudio preliminar sólo puede realizarse mediante la utilización de un modelo numérico que tenga en cuenta todas las variables que intervienen en el problema.

El modelo numérico permite *a posteriori*, comparando sus resultados con resultados experimentales u observaciones, verificar la adaptación de dicho algoritmo y proporcionar valores de variables no medidas experimentalmente. Se utiliza también para la realización posterior de estudios paramétricos derivados del análisis de los resultados experimentales, de manera que, permita reproducir la experimentación de manera sistemática, con una amplia variación de los parámetros más importantes.

### 3.2.2 Modelos oceánicos

Los modelos oceánicos tienen algunas ventajas sobre datos empíricos como: simular flujos oceánicos que incluyen la influencia de la viscosidad y la dinámica no lineal; pueden calcular flujos que se presenten en el futuro. Pero quizá lo más importante, es el hecho de que permiten interpolar entre datos dispersos observados de cruceros, trazadores e imágenes de satélite.

## **Modelación de la circulación de corrientes para el Golfo de México**

---

El uso de las ecuaciones de Boussinesq y aproximación hidrostática, integradas en la vertical para aguas someras y en general se desarrollan para modelos simplificados, es debido a que los modelos oceánicos se tienen que correr en computadoras comunes y no se pueden tener simulaciones detalladas a corto tiempo debido a que los modelos no tienen la capacidad de entender los miles de años que ha tenido el océano y su interacción con el clima global.

Una aproximación al conjunto de ecuaciones básicas para los modelos numéricos son: ecuaciones cuasi-geostróficas de balance incluye ecuación primitiva y de Boussinesq, así como el parámetro de Coriolis. Para seleccionar la ecuación adecuada, el modelo no debe ser más complejo que lo necesario y centrado en pocos procesos de escalas pequeñas de tiempo.

Las aproximaciones numéricas de la circulación oceánica envuelven temas técnicos muy extensos, algunos son comunes para la dinámica de los fluidos como:

- Esquemas de tiempo diferencial
- Esquemas de espacio diferencial
- Soluciones elípticas, cuando es necesario
- Cómo aplicar las condiciones de frontera (pared rígida o talud)
- Fronteras abiertas, cuando sea necesario
- Selección de la malla
- Viscosidad y difusividad artificial
- Sistemas especiales de malla
- Sistemas especiales de coordenadas ( $z$ ,  $\sigma$ , coordenadas isopical)
- Modelos de transporte de masa

Una técnica muy común en la modelación oceánica es el método de las diferencias finitas, donde las ecuaciones diferenciales de movimiento son reemplazadas por aproximaciones de diferencias finitas, donde se discretizan puntos en el espacio y tiempo. Así como un matemático puede resolver ecuaciones de diferencia finitas analíticamente, una computadora puede resolver ecuaciones de diferencias finitas algebraicamente.

### 3.2.3 Ecuaciones en aguas someras

Para algunos casos, se asume que el concepto de tapa rígida puede ser muy restrictivo. Este concepto de “tapa rígida” fue necesario para eliminar las ondas de la superficie del mar como mareas o tsunamis, que se mueven a grandes distancias en tiempos cortos y puedan hacer un desequilibrio con el paso de tiempo de la simulación.

Las ondas de gravedad pueden ser parte importante del sistema físico a examinar, entonces el modelo de superficie libre es una herramienta muy usada. Se discute lo que propone Arakawa y Lamb (1981), quienes consideran las implicaciones numéricas para resolver las ecuaciones de aguas someras, estas pueden ser escritas como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial UH}{\partial x} (\zeta + f) = -\frac{\partial}{\partial x} \left( g(H + \eta) + \frac{U^2 + V^2}{2} \right) = -\frac{\partial}{\partial x} (q + \Phi) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} - \frac{\partial VH}{\partial y} (\zeta + f) = -\frac{\partial}{\partial y} \left( g(H + \eta) + \frac{U^2 + V^2}{2} \right) = -\frac{\partial}{\partial y} (q + \Phi) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0 \quad (3.3)$$

Donde la energía cinética y energía potencial son:  $q = \frac{(U^2 + V^2)}{2}$ ,  $\Phi = (H + \eta)$ , respectivamente.

$U, V$	Son las componentes de velocidad horizontal
$H$	Es la profundidad
$\eta$	La elevación de superficie
$f$	El parámetro de Coriolis
$g$	La aceleración de gravedad
$\Psi$	Función de corriente del transporte de masa $\Psi_y = -UH$ , $\Psi_x = -VH$
$\zeta$	$V_x - U_y$

La ecuación de energía cinética es:

$$\frac{\partial}{\partial t} (Hq) + \nabla \cdot (UHq) + UH \cdot \nabla \Phi = 0 \quad (3.4)$$

La ecuación de energía potencial es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{2} gH^2 + gH\eta \right) + \nabla \cdot (HU\Psi) - UH \cdot \nabla \Phi = 0 \quad (3.5)$$

Y sumando las dos anteriores, la ecuación de energía total es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ H \left( q + \frac{1}{2} gH + g\eta \right) \right] + \nabla \cdot [HU(q + \Psi)] = 0 \quad (3.6)$$

### 3.2.4 Modo separado (splitting)

En la dinámica de la superficie libre, no es mencionado el modo externo para su filtrado de las ondas de gravedad, la solución implica un ajuste para el modo interno así como el externo de las ondas de gravedad. Esto es necesario para resolver las ecuaciones conducidas por el paso del tiempo  $\Delta t$ . Por esto se aplica la técnica del modo separado, la cual envuelve separando las ecuaciones de los modos externo e interno, resolviendo cada término por separado para un  $\Delta t$  apropiado y así satisfacer sus ecuaciones respectivas de la velocidad de las ondas de gravedad, haciendo que lo dos tipos de cálculo sean sincronizados y consistentes el uno para el otro.

La principal ventaja de éste método separado, es el ahorro significativo del tiempo de cálculo computacional, ya que la integración vertical, las ecuaciones gobernantes del modo barotrópico, son más simples de resolver. Para las ecuaciones del modo baroclínico (estructura vertical) es más costoso computacionalmente, ya que resuelve con tiempos numéricos más largos, dictados por la velocidad lenta de las ondas de gravedad internas. En este esquema, las ecuaciones del modo externo se necesitan resolver para un  $\Delta t$  pequeño, determinado por las rápidas ondas de gravedad externas, pero este tipo de cálculo es una parte mínima del gran total.

### 3.2.5 Modelos en coordenadas sigma

Los primeros modelos oceánicos en 3D fueron en multicapas, con coordenadas-z, se aplicaban a topografías marinas idealizadas, ya fuese con dominios rectangulares o con profundidades uniformes. En realidad el océano tiene geometrías más complicadas y grandes cambios topográficos en el fondo a grandes profundidades. Así para las fuertes variaciones topográficas, los modelos en coordenada-z son inherentemente desaventajados. Un ejemplo es que mientras para el sistema de tapa rígida en 3D y con

coordenadas-z, gozaban de una extensa aplicación para las profundidades en el océano, las aplicaciones en la plataforma continental y zonas costeras no era la misma.

Debido a que el mezclado turbulento juega un papel importante en la circulación para una columna de agua, tanto en la superficie como en el fondo, es posible conformar topográficamente sistemas de estructura vertical, llamado sistema en coordenada sigma (Figura 3.1), por Phillips (1957).

Las ecuaciones gobernantes de los modos interno y externo, son transformadas de las coordenadas  $(x,y,z,t)$  a coordenadas  $(x^*, y^*, \sigma, t^*)$ , donde:

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t$$

Donde:

- $x, y, z, t$  son las coordenadas cartesianas convencionales
- $D = H + \eta$  Profundidad total
- $H(x, y)$  es la topografía del fondo
- $\eta(x, y, t)$  es la elevación de la superficie

Así, sigma tiene un rango vertical desde  $\sigma = 0$  para  $z = \eta$ , hasta  $\sigma = -1$  en  $z = -H$ .

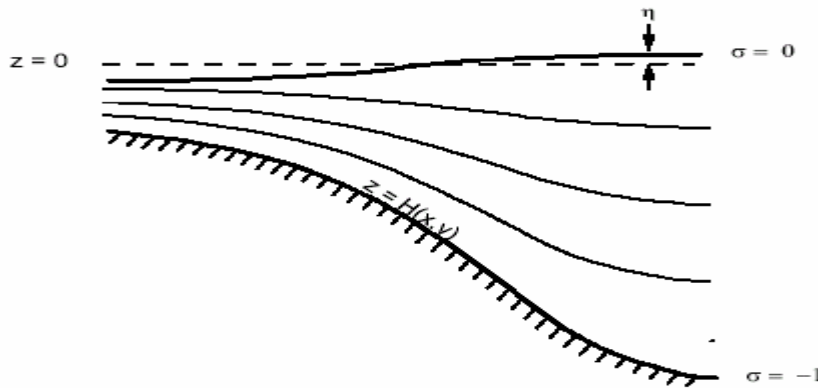
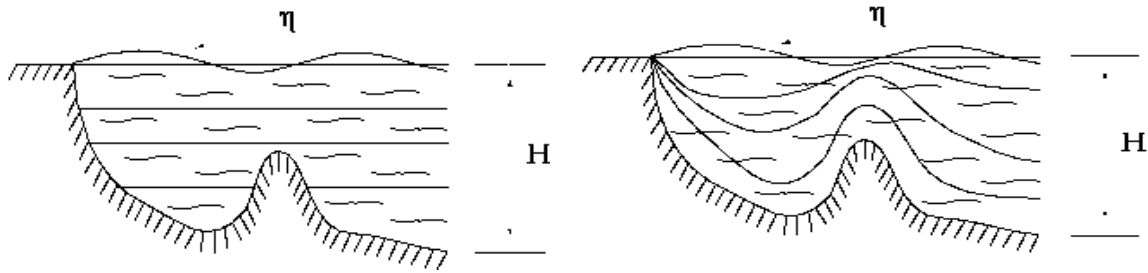


Figura 3.1 Sistema en Coordenadas Sigma

En el sistema de coordenada sigma, el número de capas en la vertical es el mismo para cualquier parte del dominio, por muy profundo que este sea. Este tipo de coordenadas se da de la transformación de las ecuaciones gobernantes de coordenadas-z a coordenadas sigma.

### 3.2.6 Estructura en la coordenada vertical

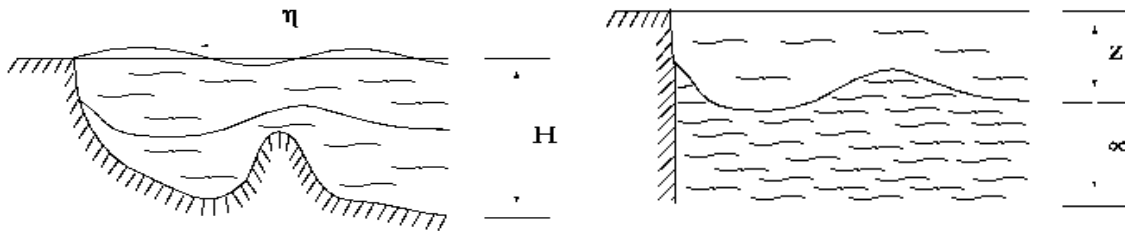
Los modelos que tratan implícitamente las ondas más rápidas han sido revisados por Hulburt y Thompson (1980), en conexión con modelos multicapas como el de Madala y Piacsek (1977) y los que adicionan niveles en la vertical como Blumberg y Mellor (1987) que combinan sus modelos con coordenadas sigma (Figuras 3.2 y 3.3).



Modelo en coordenada - z

Modelo en coordenada - sigma

Figura 3.2 Discretización vertical de los modelos oceánicos; H es la profundidad del fondo,  $\eta$  es la deflexión de la superficie del mar.



Modelo en coordenada capa-isopícnica

Modelo en coordenada de gravedad-reducida

Figura 3.3 Discretización vertical de los modelos oceánicos; H es la profundidad del fondo,  $z$  es la capa delgada superior, y  $\eta$  es la deflexión de la superficie del mar.

### 3.3 Clasificación de los modelos oceánicos

En las dos últimas décadas se han clasificado en cinco grupos los modelos oceanográficos tal y como se indica en la Figura 3.4:

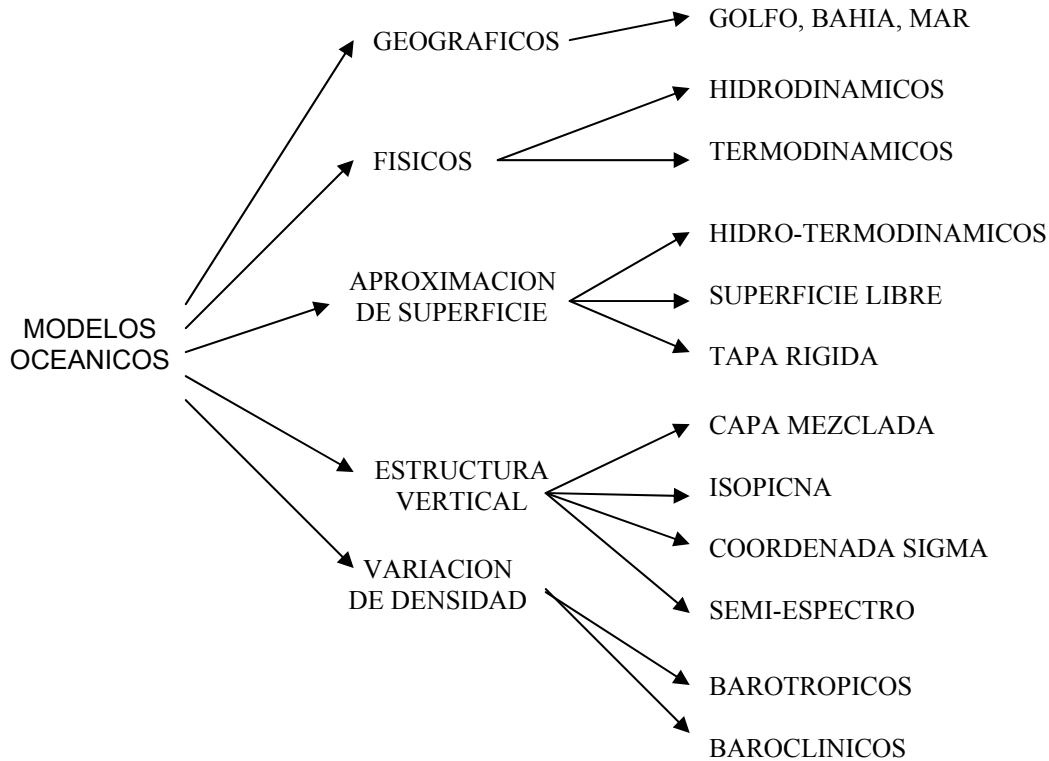


Figura 3.4 Clasificación de Modelos Oceánicos

1. Modelos Geográficos: Modelos diseñados para el océano global, Atlántico, Pacífico, Mediterráneo, Golfo de México, etcétera.
2. Modelos Físicos: Modelos que pueden ser hidrodinámicos, termodinámicos o ambos. Los de superficie con capas mezcladas pueden estar dentro de la clasificación de los termodinámicos y los de capas sencillas o simples pueden estar en los hidrodinámicos.
3. Modelos de Superficie: Son modelos cuya única condición es la de superficie del océano.
4. Modelos de estructura vertical, permiten incluir grados de libertad en la vertical, que incluyen modos de descomposición.
5. Modelos con variación de estructura de la densidad en el espacio tridimensional.

### 3.4 Tipos de modelos oceánicos

#### 3.4.1 Modelos barotrópicos

Existen razones importantes para seleccionar este tipo de modelos, la primera es que la elevación de la superficie libre se empareja directamente con el modo barotrópico (Figura 3.5). Mediciones de altimetría de satélite sobre la superficie libre del mar, son una base de datos importante para proceder a la predicción en tiempo real del océano. Esta información de altimetría puede incluirse en el modelo oceánico a través del modo barotrópico, donde representa una forzante directa (*i.e.* información de mareas).

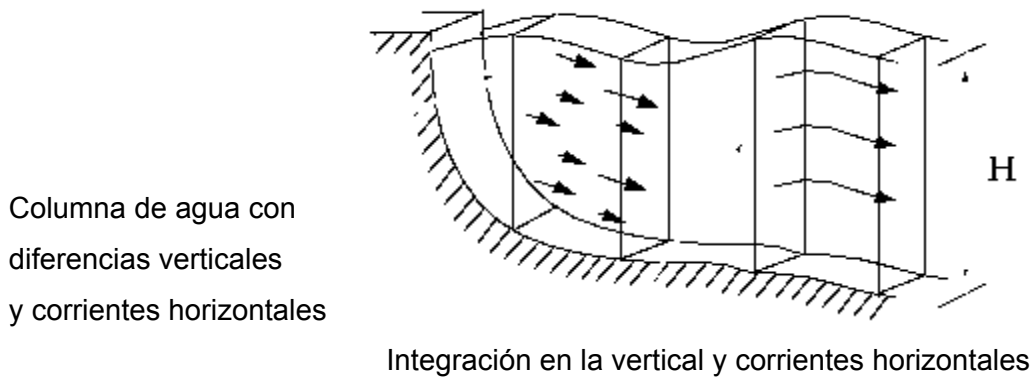


Figura 3.5 Modelo Barotrópico donde la región del océano en su columna de agua, está integrado en la vertical para obtener un valor en diferencias verticales de las corrientes horizontales.

La segunda característica de los modos barotrópicos es la presencia de ondas rápidas de gravedad en la superficie libre.



Se esquematiza la forma de cómo están constituidos en general los modelos barotrópicos (Figura 3.6):

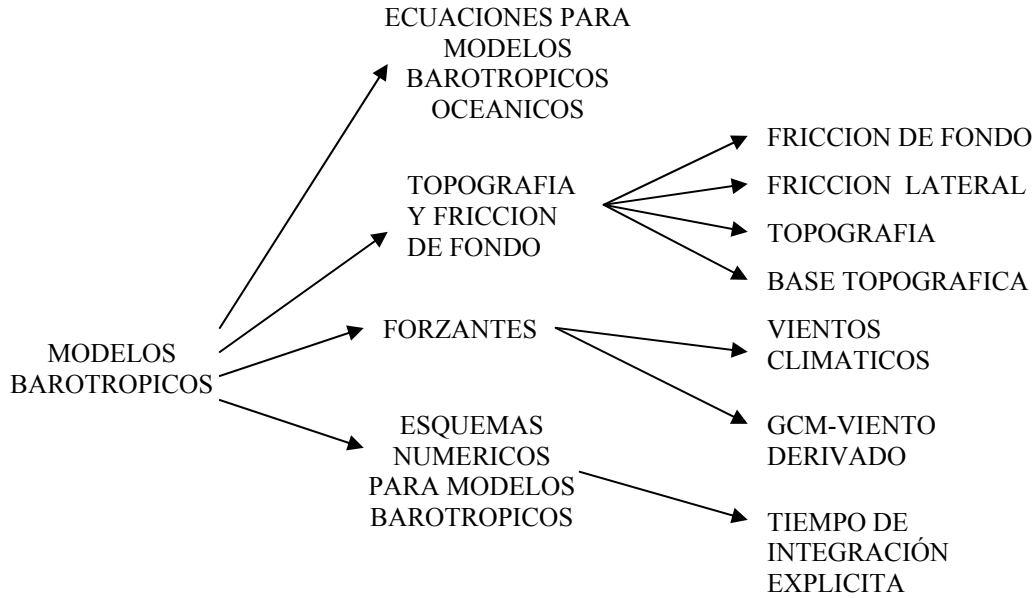


Figura 3.6 Integración de los modelos barotrópicos

### 3.4.1.1 Ecuaciones para modelos barotrópicos

Las ecuaciones en coordenadas cartesianas con coeficientes de fricción constante, se enuncian a continuación:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = +fV - gH \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + (\tau_w - \tau_b)_x + A \nabla^2 U - \frac{\partial}{\partial x} (uu/H) - \frac{\partial}{\partial y} (uv/H) \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - gH \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + (\tau_w - \tau_b)_y + A \nabla^2 V - \frac{\partial}{\partial x} (vu/H) - \frac{\partial}{\partial y} (vv/H) \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (3.9)$$

Donde:

$\vec{U} = (U, V)$  Transporte de masa en la dirección x y y, respectivamente

$\vec{\tau}_w = [(\tau_w)_x, (\tau_w)_y]$	Componentes del esfuerzo del viento
$\vec{\tau}_b = [(\tau_b)_x, (\tau_b)_y]$	Componentes del esfuerzo del fondo
$\eta$	Elevación de la superficie libre
$f = 2\Omega \sin\phi$	Parámetro de Coriolis para la latitud $\phi$ ; $\Omega$ la rotación angular de la Tierra ( $7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ )
$H(x,y)$	Profundidad de fondo (topografía)
$g$	Aceleración de la gravedad
$\nabla^2$	Operador laplaciano en coordenadas horizontales $x,y$
$A$	Coefficiente de fricción lateral
$\Delta x$	Espaciamiento de la malla en dirección longitudinal
$\Delta y$	Espaciamiento de la malla en dirección latitudinal
$\Delta t$	Intervalo en el tiempo

### 3.4.1.2 Fricción del fondo

En los modelos oceánicos de multicapa, en los que se requiere detallar la estructura vertical y resolver las capas en las fronteras, que usualmente están confinadas por la capa mezclada de la superficie. Generalmente se aplica alguna ley de arrastre en la capa más profunda para representar el proceso turbulento friccionante.

### 3.4.1.3 Fricción lateral (horizontal)

El uso del coeficiente de fricción lateral es un requerimiento general de la modelación de todos los procesos hidrodinámicos que tienen fuertes no-linearidades y que es necesario para los modelos oceánicos tanto para física como para planteamientos numéricos.

De las ecuaciones (3.7, 3.8, 3.9) se puede derivar la ecuación de onda con la forma:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = gH \nabla^2 \eta + g\Delta H \cdot \nabla \eta \quad (3.10)$$

Nótese que el segundo término es la advección, y particularmente  $g\Delta H$  representa la velocidad por dimensión, llamada velocidad de superficie rápida de ondas de gravedad en

un océano profundo. Insertando esta velocidad en la ecuación para el número crítico de Reynolds :

$$Rc = \Delta x \left( \sqrt{g\Delta H} \right) / A \quad (3.11)$$

así  $Rc \approx \sqrt{\Delta H}$  ; para un talud creciente de 100 a 25 km. Cuando  $Rc = 4$ , implica la fricción lateral con un valor de  $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y para el intervalo  $\Delta H = 1000 \text{ m}$ , un valor de  $6 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

Las forzantes para los modelos barotrópicos generalmente son de dos tipos: el esfuerzo del viento sobre la superficie y la fuente-sumidero de los flujos de masa en las fronteras. La fuente puede ser en las corrientes oceánicas que entran en un vórtice y con la forzante del viento en otro vórtice adyacente, o que simplemente reemplazan la masa conducida por el viento o por el gradiente de presión baroclínico en ese vórtice. El flujo que se hunde (sumidero) tiene orígenes similares.

### 3.4.1.4 Bases de datos requeridos

Los modelos oceánicos requieren de ciertos datos para su inicialización y forzamiento. Existe una gran variedad de fuentes de datos que son del dominio público, se presentan los más importantes para la modelación oceánica.

**a) Topografía de fondo:** El fondo batimétrico es uno de los parámetros más importantes para hacer un modelo realista. La profundidad del fondo es determinada por sondeos acústicos de los cruceros.

**b) Esfuerzo del viento:** El viento que sopla sobre la superficie constituye una fuerza conductora importante de las corrientes oceánicas.

**c) Masas de agua (temperatura y salinidad):** Las masas de agua que gobiernan una gran extensión de la circulación, se da en partes de vecindades inmediatas (capas) de la superficie hacia abajo.

### 3.4.1.5 Esquemas numéricos para los modelos barotrópicos

El tamaño del paso de tiempo  $\Delta t$  puede resolverse usando las diferencias finitas con un método explícito de integración, que es gobernado por la condición de estabilidad de Courant-Friedrichs-Levy (CFL). Para las ecuaciones de onda el  $\Delta t$  es limitado por la velocidad de onda, en este caso la velocidad de las ondas de gravedad en la superficie

$$C_w \text{ está dada or: } C_w < \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

### 3.4.2 Modelos barotrópicos con tapa rígida

La vorticidad dinámica de la modelación oceánica es muy extensa para su estudio, Stommel (1948) y Munk (1953), fueron de los primeros en utilizar un modelo barotrópico y la descripción analítica de la tapa rígida con modelos y soluciones de viento conducido sobre la superficie, estos fueron los primeros Modelos Generales de Circulación Oceánica.

Considerando un modelo con una capa barotrópica, dependiente del tiempo y con profundidad variable, las ecuaciones de movimiento para 2D (tapa rígida) son:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \tau^x / H + A \nabla^2 U - C_D U \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \tau^y / H + A \nabla^2 V - C_D V \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0 \quad (3.14)$$

Donde:

$U$  y  $V$  son las componentes horizontales de velocidad (hacia el Este y Norte, respectivamente)

$P$  es la presión

$f$  es el parámetro de Coriolis

$H$  es la profundidad conocida de la capa del fluido

$\tau(x,y)$  las componentes del esfuerzo del viento

$A$  es la viscosidad lateral

$C_D$  el coeficiente de fricción en el fondo

### 3.4.3 Modelos de superficie libre y tapa rígida

Al mismo tiempo que los modelos de coordenadas  $z$  eran desarrollados, algunos investigadores se dieron la tarea de explotar el hecho de que el océano es poco profundo e hidrostático y que su estructura vertical tiene una tendencia semi-permanente. Un modo de descomposición por funciones ortogonales empíricas o por modos dinámicos lineales muestra que los tres o cuatro primeros módulos usualmente pueden absorber el 95% de la energía. Esto por la integración en la vertical de las ecuaciones de movimiento en  $z$ , entre superficies de isopicna (de igual densidad), empleando la relación hidrostática, así se puede derivar un sistema donde el promedio de la velocidad de los niveles o capas, son variables dependientes. Desde que las superficies de isopicna se mueven con el fluido, esta representación es casi-lagrangiana. El primer modelo para usar esta aproximación de superficie libre fue desarrollado por O'Brien (1985) y el primero con la formulación de Tapa rígida fue hecho por Holland y Lin (1975).

La tapa rígida en el océano es un efecto ligeramente de movimiento de gran escala. El primero de este tipo de modelos fue formulado por Bryan (1969), el cual ha sido reformulado por Killworth *et al*, (1991), para retener el concepto de superficie libre y tratar módulos más rápidos y por separado.

### 3.4.4 Modelos de gravedad reducida

La gravedad reducida es una forma más simple de los modelos de isopicna, como el caso de "capa activada" (referida a  $1\frac{1}{2}$  capas), el modelo de gravedad reducida en su capa superior tiene una capa delgada (300-500 m) y el resto se supone una capa de infinita profundidad, en la cual no hay movimiento. Una característica de estos modelos es el hecho de que la desviación entre las dos capas, son múltiplos de la elevación de la superficie, por un factor que es proporcional a  $\rho/\Delta\rho$ ,  $\rho$  es la densidad y  $\Delta\rho$  es la densidad de entre las dos capas. La derivación de las ecuaciones apropiadas, de las ecuaciones de Navier-Stokes en 3D para flujo incompresible en la rotación de la Tierra, estarán dadas en conexión con los modelos de isopicna. Un ejemplo de este tipo de modelos con gravedad reducida y  $1\frac{1}{2}$  capas es el de Hulburt y Thompson (1980), y el de Preller y Hulburt (1982).

### **3.4.5 Modelos de capas mezcladas**

La capa de la superficie del océano forma parte de la frontera entre el océano y la atmósfera, la cual está determinada por procesos de mezclado turbulento, de transferencia de energía y la cantidad de movimiento del flujo. Estas capas son referidas como “capas mezcladas”, porque casi siempre se presenta una capa homogénea cerca de la superficie en la cual los perfiles de salinidad y temperatura son constantes, con la profundidad la velocidad del sonido se incrementa y también con los efectos de la presión.

Con frecuencia, esta situación es más complicada, ya que actualmente se sabe que la capa mezclada está compuesta de varias capas homogéneas, en que cada una es resultado de diferentes mezclados de aguas frías, cálidas, de escalas estacionales o de la combinación de estas.

El principal requisito para estos modelos es la especificación correcta de la cantidad de movimiento del flujo de la capa mezclada. Así, la aceleración de las masas de agua proviene del balance de la cantidad de movimiento en la componente vertical, combinado con la aceleración dada por el término del parámetro de Coriolis. La representación matemática es dada en las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( Km \frac{\partial U}{\partial z} \right) + fV \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( Km \frac{\partial V}{\partial z} \right) - fU \quad (3.16)$$

Donde

- $U$  y  $V$  son las componentes de velocidad
- $f$  es el parámetro de Coriolis
- $Km$  es el coeficiente de cantidad de movimiento difusivo turbulento en la vertical.

La ecuación de transporte para los balances de calor en la difusión vertical de la inducción de la radiación solar  $Q_s$  en los modelos de 1D y también la convección para los modelos

de 3D (1D significa que el gradiente espacial es sólo en una dirección, en este caso z está reservado. Es decir, el flujo es considerado horizontalmente homogéneo), así:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( Kh \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_s \quad (3.17)$$

donde  $T$  es la temperatura, similarmente para la salinidad  $S$ , la ecuación de transporte resulta:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_s \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (3.18)$$

donde  $Kh$  y  $K_s$  son los coeficientes de difusión turbulenta vertical para la temperatura y salinidad, respectivamente.

Se muestra el procedimiento y desarrollo para la capa mezclada del océano de orden uno, o bien para los modelos de vorticidad difusiva, donde los flujos turbulentos verticales  $wu$ , ..., son aproximaciones de:

$$-\overline{wu} = Km \frac{\partial U}{\partial z} \quad ; \quad -\overline{wt} = Kh \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.19, 3.20)$$

$(Km, Kh) = lq (Sm, Sh)$  con  $\frac{1}{2}q^2$ , siendo la energía de turbulencia cinética  
 $l$  es la escala integral de longitud de la turbulencia descrita en ecuaciónj (3.21).  
 $Sm, Sh$  son los factores de estabilidad que tienen una función dependiente del número de Richardson (el radio de la variación de la densidad en la vertical para la velocidad vertical al cuadrado).

$$l = \frac{\int_z^0 qz dz}{\int_z^0 q dz} \quad (3.21)$$

En esta forma simple el factor es aproximado a  $\left(1 - \frac{Ri}{Ri_c}\right)^\gamma$ , siendo  $\gamma$  un valor de 0.5 y  $Ri_c$  que es el número crítico de Richardson con una valor promedio de 0.25, la cantidad de turbulencia  $q$  es obtenida de una ecuación de balance de difusión.

### 3.4.6 Modelos cuasi-geostróficos

Tienen una aplicación limitada para ciertas regiones y características del océano (tales como: número pequeño de Rossby, bajo relieve topográfico, linearización alrededor de la estabilidad estática), estos modelos tienen una eficiencia numérica y física muy simple, que permiten una alta resolución en experimentos numéricos y pueden ser corridos con relativo bajo costo computacional, así la simple física relativa (comparado con los modelos de ecuación primitiva), permiten entender en profundidad la circulación general oceánica.

## 3.5 Modelos aplicados al Golfo de México

Con los tipos de modelos antes mencionados, se presentan trabajos de modelos numéricos que fueron aplicados al GDM y se hicieron a partir de la segunda mitad del siglo XX, en los que destacan para este trabajo los incisos 3.5.1, 3.5.2 y 3.5.3.

**3.5.1 Paskausky David F. and Reid Robert O.,** *A barotropic prognostic numerical circulation model*, in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.

En este trabajo un modelo barotrópico de dos capas con batimetría idealizada (Figura 3.7), en donde se incluye la advección de vorticidad, vorticidad planetaria, esfuerzo friccionante en el fondo, no se considera esfuerzo friccionante por viento. De acuerdo al experimento numérico, la distribución de velocidad en el estrecho de Yucatán fue variado para representar los cambios estacionales de primavera y verano. El transporte total fue de 30Sv. que es un flujo promedio dado por Richardson (1965). Los patrones de circulación del modelo fueron validados cualitativamente con lo observado en el GDM.

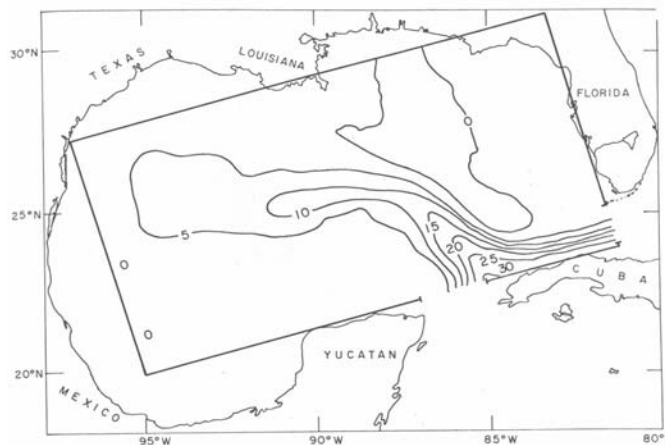


Figura 3.7 Estado Inicial del flujo entrante y se propaga hacia el Oeste del GDM.



**3.5.2 Wert Richard T. and Reid Robert O.,** *A baroclinic prognostic numerical circulation model.* in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.

El siguiente trabajo reportado es el de Wert y Reid (1972), quienes aplican un modelo de dos capas para el GDM de características similares al antes descrito, con la diferencia que es del modo baroclínico el cual representa la interacción entre capas mezcladas del océano estratificado (Figura 3.8). Las ecuaciones consideran, para cada capa, el intercambio de mezcla en la horizontal y vertical. Los resultados fueron más consistentes de acuerdo a lo observado en el GDM. En la sección 5.3 se muestra a detalle las características del dominio en estudio.

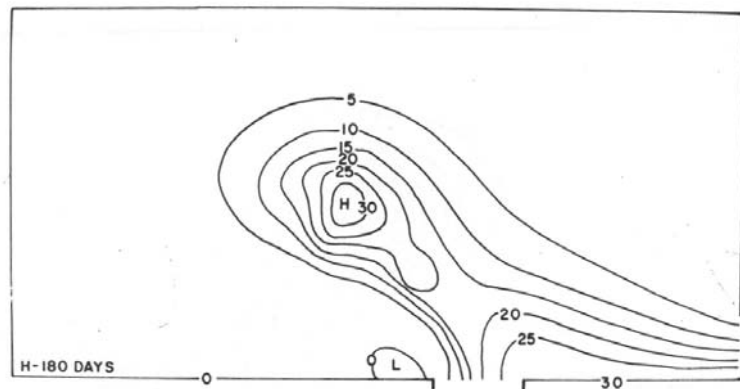


Figura 3.8. Líneas de corriente del volumen de flujo en Sv.

**3.5.3 Hulburt H.E. and Thompson J. Dana,** *A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding,* Environmental Simulation Branch, Naval Ocean Research and Development Activity. NSTL Station, MS 39529, Journal of Physical Oceanography, Volume 10, October 1980.

Un trabajo importante para el GDM fue el de Hulburt y Thompson (1980, 1982), donde aplican al mismo dominio del GDM encerrado por un rectángulo, tres diferentes modelos numéricos de dos capas (de gravedad reducida, barotrópico y baroclínico), se demostró que con un modelo numérico sencillo se puede representar la corriente del lazo y el desprendimiento de remolinos anticiclónicos.

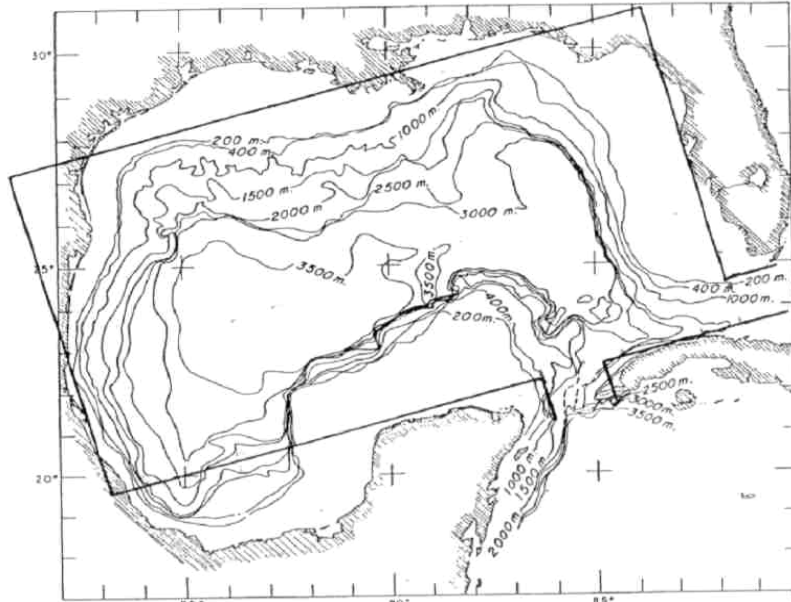


Figura 3.9 Batimetría del GDM basada en Nowlin (1972), donde el rectángulo muestra el dominio para el modelo numérico.

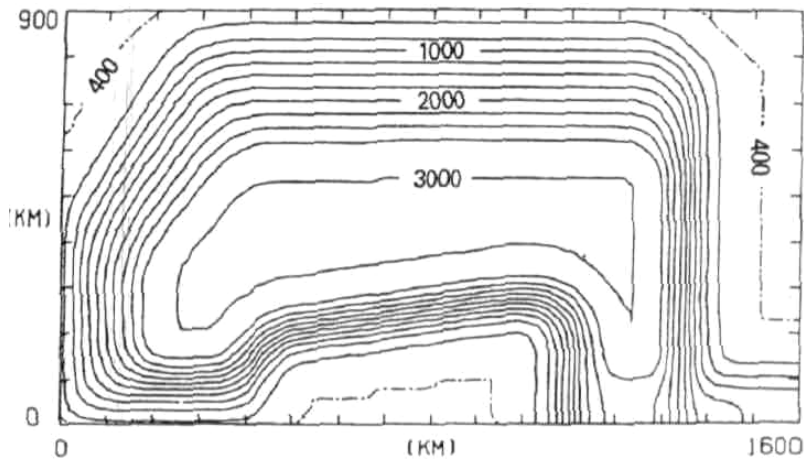


Figura 3.10 Batimetría idealizada del GDM para el modelo numérico.

Algunas características sobresalientes de este trabajo fueron:

- Los modelos sencillos fueron capaces de simular los anillos desprendidos de la corriente entrante y su propagación hacia el Oeste del dominio (Figura 3.11). Algo sobresaliente es que los desprendimientos anticiclónicos no obedecen a las variaciones de flujo entrante, ya que se simuló con flujo entrante constante.

- Se examinaron las características de los modelos barotrópico y baroclínico para la estabilidad en los campos de presión en ambas capas y vórtices energéticos. En ambos casos, hay una tendencia de los remolinos en la capa superficial, a conducirse de manera similar a las capas de abajo.

Sus experimentos fueron con tres diferentes tipos de modelos: un modelo barotrópico de 1 capa, un modelo de gravedad reducida de 1.5 capas y un modelo baroclínico de 2 capas, se considera un flujo de entrada por el canal de Yucatán de 20 a 30 Sv. La resolución de los modelos en el plano horizontal fue de 20.00 x 18.75 km. Los autores enfatizan la importancia de integrar los modelos a un equilibrio estático para cubrir así los ciclos de los remolinos desprendidos.

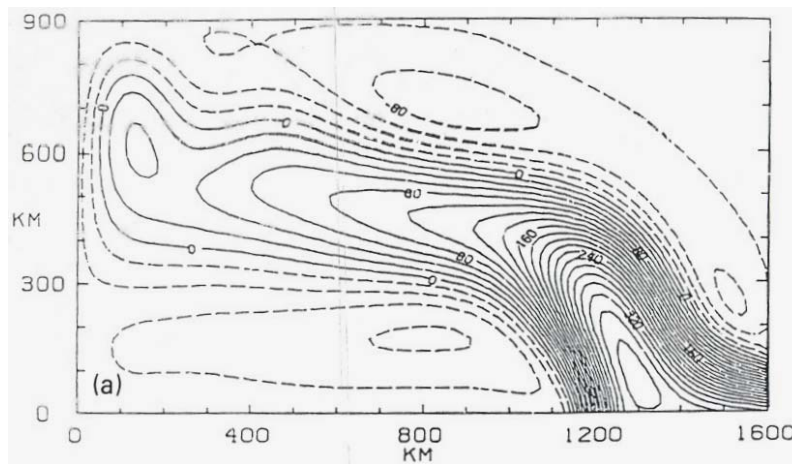


Figura 3.11 Primeros ensayos para el modelo de gravedad reducida.

#### Resultados de los modelos de Hulburt y Thompson

En los modelos de 2 capas y de gravedad reducida reportan desprendimientos de remolinos de la Corriente del Lazo de entre 200 y 400 km de diámetro, y periodos de desprendimiento de 250 a 360 días (Figura 3.12). A continuación se enumeran algunos puntos relevantes encontrados:

1. El modelo de gravedad reducida es el modelo más simple para representar la corriente del lazo y sus remolinos.

2. Los desprendimientos de la corriente del lazo son causados por el esfuerzo horizontal del modo interno.
3. Los desprendimientos ocurren independientemente del control que se le de al flujo entrante (canal de Yucatán).
4. El efecto del plano Beta es esencial para que la corriente del lazo penetre al GDM (Reid, 1972), y también para que el remolino anticiclónico se traslade hacia el Oeste del GDM. La escala de tiempo de penetración dicta las escalas de tiempo de desprendimientos.
5. La solución del plano- $f$  es estable para la entrada-salida del flujo, pero no existen desprendimientos de la corriente del lazo.
6. La no-linealidad es necesaria para los desprendimientos, la solución lineal (cuando el flujo entrante es débil  $\sim 0.1$  Sv) es estable para la entrada-salida del flujo.
7. En el modelo de 2 capas la pérdida de energía con la inestabilidad baroclínica hacia la capa de fondo, da como resultado pequeños remolinos débiles y periodos cortos de desprendimiento (e.g de 12 meses para el modelo de gravedad reducida a 8 meses para el modelo de 2 capas, y 5.4 meses para el modelo de 2 capas con fondo plano).
8. El periodo de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos es dominado por el periodo natural anual (12 meses con flujo constante), aunque exista alguna dependencia de la variación del tiempo del flujo entrante.
9. El periodo de desprendimiento de los remolinos se incrementa (10 a 14 meses) con un número irregular de Reynolds (números altos de Re).
10. Para el modelo de 2 capas, el flujo entrante (10 Sv) traza en el sentido de las manecillas del reloj la circulación alrededor del GDM, que se propaga por el talud continental de Florida.

Con la hipótesis de que la Corriente del Lazo desprende un vórtice con una variación casi-anual. Se encontró que la Corriente del Lazo puede penetrar en el GDM hacia el oeste y desprender un vórtice con giro anticiclónico con frecuencia anual sin la variación del flujo entrante. En este régimen el vórtice desprendido depende de la velocidad de las ondas internas de Rossby, su diámetro se deriva de la conservación del vórtice potencial en el plano  $\beta$  del ángulo del flujo que entra por el canal de Yucatán y del menor número de Reynolds. El vórtice desprendido puede ser pronosticado, si se disminuye el número de Reynolds, ya que al tener viscosidad mínima suficiente, la velocidad aumenta.

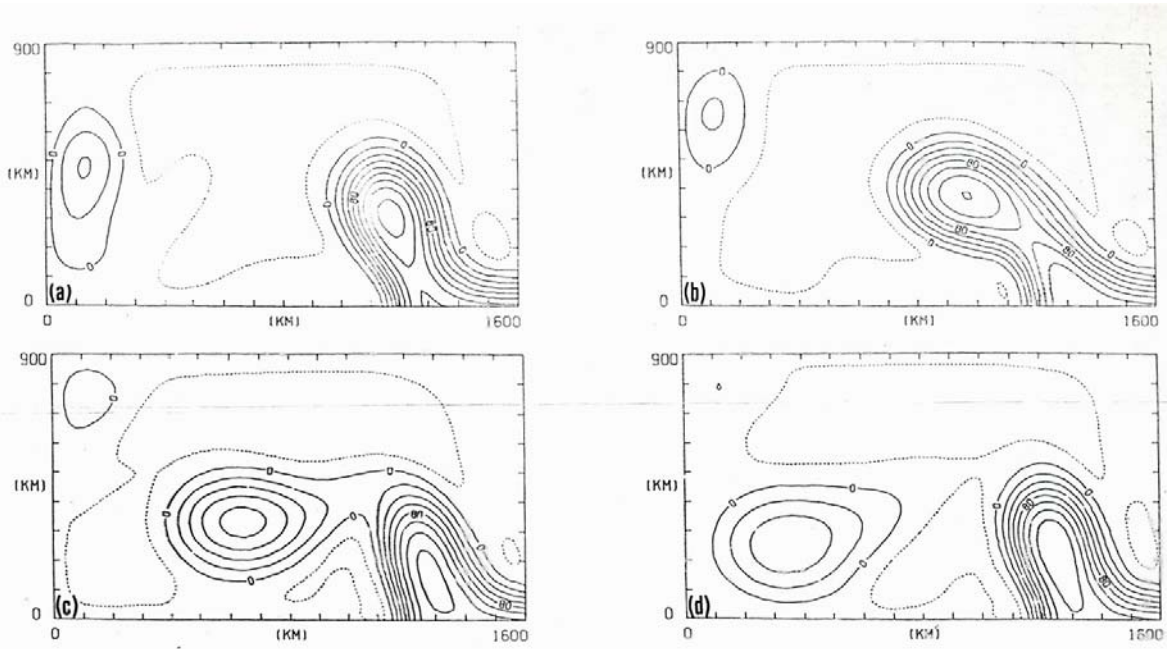


Figura 3.12 Secuencia de mapas sinópticos de PA a 70 días, los intervalos muestran el ciclo de vida de un remolino iniciando en el día 2210. Los intervalos de los contornos son de 20 m. Los contornos con línea punteada son negativos.

A lo largo de numerosos experimentos, los autores desarrollaron un “Diagrama de Regímenes” con los modelos de gravedad reducida y 1 capa y para fondo plano, en dicho diagrama se muestra que:

E: Desprendimientos de remolinos para  $Re > Re_c$  y  $R_B < R_{Bc}$ .

W: Desprendimientos hacia el Oeste con  $Re > Re_c$  y  $R_B < R_{Bc}$ .

N: Flujo de entrada y salida estable (*i.e* puerto a puerto), para  $R_B > R_{Bc}$  y  $Re$  arbitrarios.

Donde:

$Re = V_{in} L_h / A$  Es el número de Reynolds basado en la máxima velocidad del flujo entrante  $V_{in}$

$L_h$  Es la distancia media del puerto de entrada (canal de Yucatán)

$A$  Es la viscosidad turbulenta horizontal (cinemática) usada en el modelo

$R_B = V_{in} / (\beta L_p^2)$  Es el número de Rossby basado en  $V_{in}$  y el plano Beta

$L_p$  Es la distancia promedio entre los centros de los puertos de entrada y salida (canal de Yucatán y estrecho de Florida, respectivamente)

El número crítico de Reynolds  $Re_c$  y el número crítico de Rossby  $R_{Bc}$  son aproximadamente 25 y 2 respectivamente para el modelo de gravedad reducida.

La rotación diferencial del plano  $\beta$  es de gran importancia para determinar el diámetro y velocidad hacia el Oeste, del vórtice y de la intrusión de la Corriente del Lazo dentro del GDM. En los experimentos de los modelos de interacción de capas (modo baroclínico), dieron mayores resultados realistas. Así los modelos apegados a la realidad fueron el de dos capas y de gravedad reducida. En la presencia de una profundidad significativa en la intrusión del flujo y el fondo batimétrico se puede prever la penetración de la Corriente del Lazo, hacia el Oeste y con un vórtice desprendido. En ambos casos, la interacción entre el fondo topográfico y el campo de presión cerca del Estrecho de Florida, resulta un balance entre el torque de presión y los términos no lineales de transporte de masa y la ecuación de vorticidad. Con frecuencia, el movimiento del vórtice es significativamente modificado por la introducción de la batimetría del fondo. En la presencia de variaciones de tiempo en la superficie libre del flujo, el periodo del vórtice es dominado por un periodo natural y su influencia no ha sido claramente estimada.

### **3.5.4 Sturges W., Evans J.C., Welsh S, Holland W., *Separation of Warm-Core Rings in the Gulf of México*, Journal of Physical Oceanography, Volume 23, February 1993.**

El modelo numérico usado para simular anillos cálidos, fue diseñado para simular el Oeste del océano Atlántico Norte, el Mar Caribe, y el Golfo de México que en su conjunto le denominan la región de la corriente del Golfo. El efecto de los anillos en el océano son importantes y la literatura es muy extensa. Este artículo se organiza como sigue: en la sección 2, describe el modelo y su implementación; en la sección 3, se discute el ciclo de separación de los anillos; en la sección 4, describe el flujo profundo asociado con un vórtice; en la sección 5, se hace una comparación entre el modelo y observaciones *in situ*; y en la sección 6, se discute la variabilidad del estrecho de Florida asociado con el ciclo de separación de los anillos cálidos.

El artículo tiene dos objetivos principales: 1) hacer detalle de la representación en mapas los campos de velocidad en que requieren los anillos para formarse y desprenderse, y 2) presentar la secuencia de mapas que muestran la circulación profunda asociada con los núcleos cálidos de los vórtices en la superficie.

Se menciona que Auer (1987) demostró que los diámetros de los vórtices en el GDM tienden a alargarse con dimensiones de 200-400 km, y encontró que cuando comienzan a

formarse, los diámetros son de aproximadamente 150 km, aunque se han reportado vórtices con menor diámetro (Hawkins, 1990). Brown *et al.*, (1986) estudiaron estos vórtices cálidos con datos de 10 años atrás y encontraron que los anillos que se forman en la costa este de Estados Unidos (*Corriente del Golfo*) son más rápidos (aprox.  $6.5 \text{ cm s}^{-1}$ ), que los que se encuentran en el GDM. Carnillon *et al.*, (1989), mencionan que esta diferencia de velocidad es atribuible a la advección por la gran escala del flujo. Kraus *et al.* (1990) muestran que una tendencia, en general para las escalas de los vórtices decrece a medida que van subiendo en la latitud.

El modelo es usado con doce niveles de la ecuación primitiva al Oeste del Atlántico Norte, en la región formada por la corriente del Golfo, que se basa en el código de Bryan-Cox-Semter (1986) y tiene en su malla horizontal  $0.25^\circ$  de resolución. El modelo es forzado con viento y en sus límites no hay fronteras abiertas. El flujo de la corriente del Corriente del Golfo está limitada al Norte y al Este con frontera vertical cerrada, cerca del Atlántico medio. Un mecanismo forzante en los límites al Este, que se consideran la salinidad y la temperatura constantes para la entrada del flujo, lo que lo hace un océano virtual homogéneo. Se aplica (en corte vertical geostrófico) datos históricos hidrográficos (Levitus, 1982).

El flujo barotrópico al Este de las fronteras está integrado por el esfuerzo del viento que existe entre la costa de Africa y los límites del propio modelo. Las velocidades, tanto del viento como las de la corriente del Golfo, fueron más bajas que las observadas, ya que el principal objetivo del artículo son los vórtices desprendidos. El modelo utiliza una malla no muy refinada, y corre con viscosidad horizontal reducida (aprox. 40%), con esto se logra mayor velocidad en la Corriente del Lazo, por lo que se tiene una mejor apreciación de los vórtices desprendidos. Los resultados presentados, de los anillos desprendidos de la Corriente del Lazo, tiene periodos de aproximadamente 30 semanas.

Este fue el primer modelo en que se estudia al Golfo de México y resuelve en estructura vertical (12 niveles), las corrientes con más de  $2^\circ$  de libertad y también, el primero en incluir las corrientes de Yucatán y Florida. Las velocidades (del modelo) son muy bajas respecto a las observadas en el océano, ya que la atención de esta investigación, se centra en los anillos desprendidos de la Corriente del Lazo en el GDM, y analizarlos en

estructuras verticales (capas) a diferentes profundidades. Los resultados arrojados por el modelo están de acuerdo con las observaciones y análisis anteriormente realizados.

### **3.5.5 Lie Yauw Oey, *Eddy and Wind Forced Shelf Circulation*, Journal of Geophysical Research, Volume 100 No. C5, pp 8621-8637, 1995.**

El norte del GDM, incluyendo la costa de Louisiana-Texas (LATEX), es una zona de fertilidad para la industria pesquera, también es un área extensiva para la explotación de petróleo crudo, por lo que los estudios de salinidad, temperatura, corrientes, entre otros, son de gran interés para los Estados Unidos. La circulación y mezclado de la capa superficial de la plataforma continental de LATEX, están influenciados por un número de procesos, incluyendo la aportación de los grandes ríos, viento y fuerzas relacionadas con la Corriente del Lazo. Existe una fuerte interacción entre la flotabilidad conducida y el viento inducido hacia las corrientes de la plataforma.

Sobre bases hidrográficas, Cochrane y Kelly (1986), muestran como la variabilidad del viento puede cambiar la salinidad de las masas de agua en la plataforma de LATEX, en diferentes estaciones del año, excepto en verano que la circulación en la plataforma existe un giro ciclónico en su límite con el talud continental.

El principal objetivo de este estudio es aplicar un modelo numérico para determinar como el viento, los vórtices y la flotabilidad, generan en promedio un giro ciclónico sobre la plataforma de LATEX. Se analizan dos casos para experimentar en el modelo: uno donde la fuerza principal se debe a los giros desprendidos de la CL y a la descarga de los ríos Mississippi y Atchafalaya; el otro caso está dado únicamente por el esfuerzo del viento. Los valores dados por el modelo varían con las estaciones del año, ya que el transporte depende de la fuerza de la componente del viento hacia el Oeste, la descarga de los ríos Mississippi y Atchafalaya, y los efectos de los giros anticiclónicos de la CL. El modelo es utilizado para la expansión, propagación y decaimiento de los anillos de la CL, con escalas de tiempo de pocos meses (de 1 a 2 años), puede ser considerado, que en su totalidad es conducido por los efectos de los giros de la CL y la estacionabilidad del viento, que es más intenso en verano y otoño, que en invierno.



**3.5.6 Moores Christopher N.K., Maul George A., *Intra-Americas Sea Circulation*, Chapter 7, Coastal Segment (3,w), The Sea, Volume 11, pp 183-208, 1998.**

La inquietud de estudiar y simular numéricamente el GDM, ha sido por investigadores, instituciones y universidades de México para conocer la hidrodinámica, como ejemplo, donde se encuentran las plataformas petroleras de la Sonda de Campeche, ya que representa una alta densidad económica para el País.

Un ejemplo de modelación contemporánea (1994) del Mar Intra-Americano (MIA) es el modelo desarrollado por Blumberg y Mellor (1987), el Princeton Ocean Model (POM), (Figura 3.13), que introduce una ecuación primitiva de transporte de masa y cantidad de movimiento, la coordenada sigma en la vertical, el modo de superficie libre y los modos externo e interno, usando diferencias finitas con una malla curvilínea ortogonal y batimetría de fondo, módulos de temperatura y salinidad, turbulencia vertical con 2 ½ capas, turbulencia lateral, resolución de la malla de 20x20 km y 15 niveles en su estructura vertical.

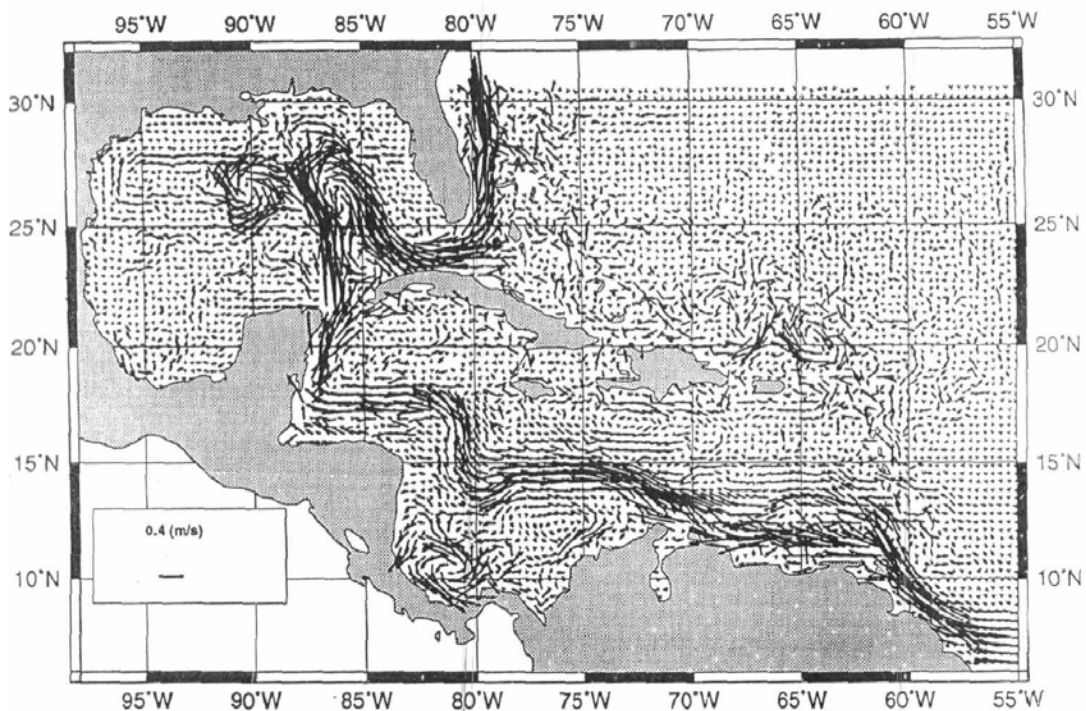


Figura 3.13 Corrientes de superficie del MIA con el modelo POM en el día 1200 de simulación.

3.5.7 Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra A. Y Ocha J., Seasonal Variability of the Temperature and Heat Fluxes in the Gulf of Mexico, 2001.

El Golfo de México tiene una temperatura superficial del mar alta, con variabilidad y un ciclo intenso estacional de flujo de calor, que es el principal interés de este estudio. En la parte Norte del Golfo, de invierno a verano, existe una variación de la temperatura de 12°C aproximadamente, en la superficie del agua. El flujo calorífico es revisado usando procesos computacionales, datos de radiación de satélite (Darnell *et al.*, 1992), y un modelo numérico (Figura 3.14), también los flujos de calor estimados en este trabajo son comparados con estimaciones previas.

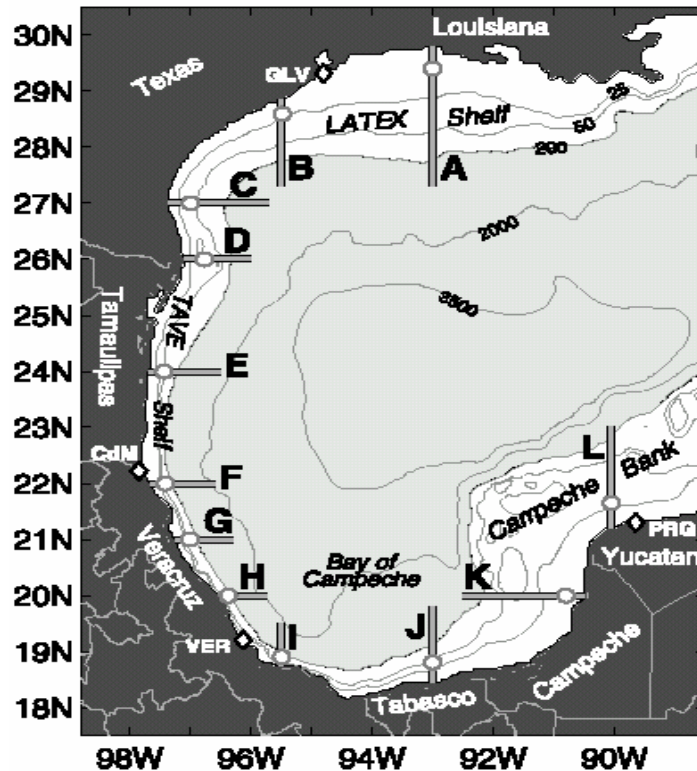


Figura 3.14 Localización del Oeste del Golfo de México y sitios de Interés.

En el experimento numérico, se utiliza un modelo de 2½ (gravedad reducida con dos capas activas), similar a los usados por McCreary y Kundu (1988), Schopt and Cane (1993), y McCreary *et al.* (1993). Este modelo permite variaciones con cada una de las dos capas activas, de la velocidad horizontal, espesor y temperatura, en cada consecuencia dinámica. Los mecanismos forzantes climáticos son mensuales, como el esfuerzo de viento, el flujo de calor de la superficie deducida de la ecuación de Haney

(1971), y prescribe el transporte por el Canal de Yucatán y Estrecho de Florida. En la entrada la temperatura y el espesor de la capa superior sigue al modelo de Niiler-Kraus de capas mezcladas.

El flujo de calor de la superficie tomado de la expresión de Haney (1971):

$$Q^* = q^* (T_a^* - T_1) \quad (3.22)$$

- $Q^* \approx Q = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h$  que es el flujo de calor a través de la superficie
  - $T_1$  es la temperatura de la capa superficial
  - $q^*$  es un factor linealizado de la ecuación de transporte de masa
  - $T_a^*$  es una función de la temperatura del aire
- Estas variables dependen del espacio y del tiempo

Todo esto muestra que en la entrada y salida (de lo somero y profundo de la capa mezclada), juegan un papel importante en la evolución estacional de la temperatura de la superficie del mar en el GDM, en adición con el ciclo estacional entrante caracterizado por el incremento en invierno y decremento en verano (Figuras 3.15 y 3.16).

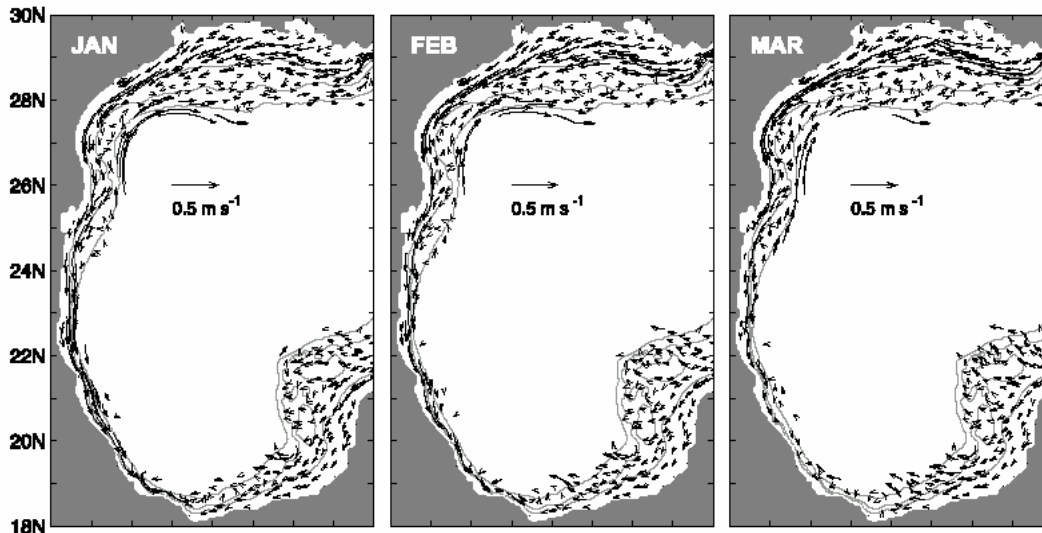


Figura 3.15 Promedio mensual de la corriente superficial en la plataforma continental al Oeste del GDM.

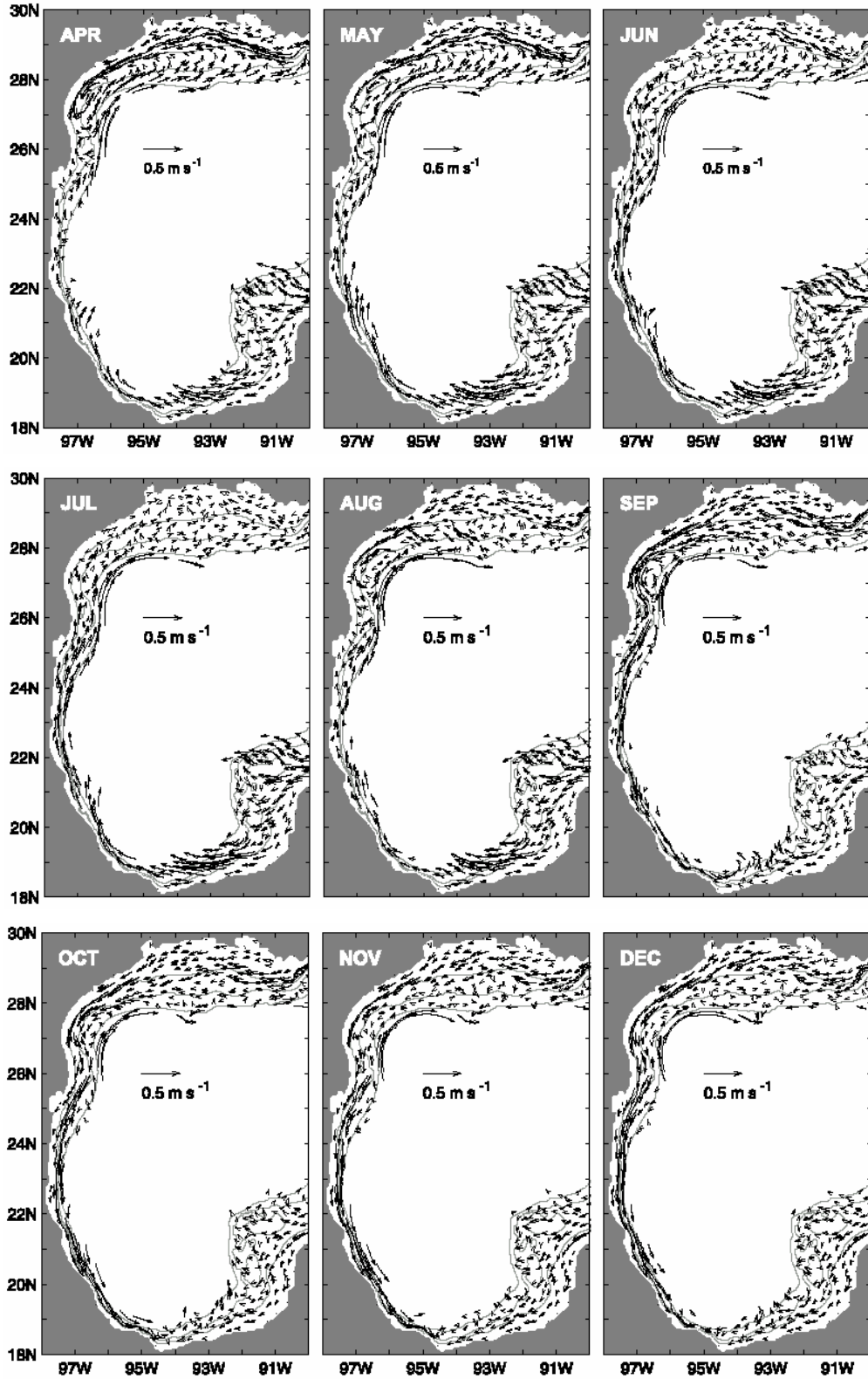


Figura 3.16 Promedio mensual de la corriente superficial en la plataforma continental al Oeste del GDM. (Continuación.)

### 3.5.8 Zavala-Hidalgo, J, S.L. Morey, and J.J. O'Brien, *Seasonal Circulation on the Western Shelf of the Gulf of Mexico Using a High-Resolution Numerical Model*, Journal Geophysical Research, Volume 108, No. C12,3389, 2003.

El modelo Navy Coastal Ocean Model (NCOM) se utiliza para simular el GDM (Martín, 2000; Morey *et al.*, 2003). El NCOM se basa en una ecuación primitiva hidrostática con la aproximación de Boussinesq, el modelo es similar al POM de Blumberg y Mellor (1987), con la diferencia que tiene unas adiciones físicas y numéricas. Una diferencia con el POM es el uso de coordenadas híbridas que permiten el uso de la coordenada sigma ( $\sigma$ ) en la vertical por capas a una profundidad específica. Esta característica permite que simule las corrientes costeras, regiones con gradientes de temperatura y salinidad, la influencia de la costa y la plataforma continental, con buena aceptación de resultados. El dominio de la simulación incluye el GDM y el Oeste del Mar Caribe, con una resolución de malla de  $1/20^\circ$  en latitud y longitud, donde hay 20 capas en la vertical distribuidas en los primeros 100 m. de profundidad y 20 capas irregulares en los siguientes 100 m.

El modelo corre usando el esquema de 2 capas de turbulencia de Mellor y Yamada (1987) para el mezclado vertical, un viento de casi-orden 3 para la advección, el término de gradiente de presión horizontal e interpolación del parámetro de Coriolis. Los campos de temperatura y salinidad inicial son derivados del *World Ocean Atlas* del NOAA (1994). El modelo es forzado, climáticamente, con un flujo de superficie de calor y momentum derivado de la *Comprehensive Ocean Atmosphere Dataset* (DaSilva *et al.*, 1994). La descarga de los 30 mayores ríos, usando datos mensuales para los de Estados Unidos y datos anuales para los de México. El flujo del volumen climático en la frontera abierta del Mar Caribe es calculado de la topografía de los 1000 m, derivado de datos hidrográficos medidos (Fox *et al.*, 2001), y de perfiles de velocidad baroclínicos dinámicamente consistentes con los campos de temperatura y salinidad.

La simulación reproduce bien la intrusión de la CL y los giros anticiclónicos asociados, la penetración de la corriente es aproximadamente por los  $26.5^\circ\text{N}$ , comparada con los  $27^\circ\text{N}$  de la dinámica principal topográfica relativa de los 1000 m. (Fox *et al.*, 2001), y del promedio  $27.5^\circ\text{N}$ , calculado de 5 años de imágenes de satélite (Vukovich, 1988). El transporte principal entre la Península de Yucatán y Cuba es de 32 Sv, el cual es mas grande que el estimado (Gordon, 1967; Roemmich, 1981), y las mediciones recientes de 23.8 Sv por Sheimbaum *et al.* (2002). La simulación genera una corriente similar, en el

Canal de Yucatán, a la obtenida recientemente por Ochoa *et al.* (2001) y Sheinbaum *et al.* (2002). El giro anticiclónico, desprendido de la Corriente del Lazo varia de 2.7 a 15 meses, con un promedio de 9.9 meses, similar a los resultados reportados por Sturges y Leben (2000), para un periodo de 30 años.

La corriente, a lo largo de la costa del Oeste del GDM, calculada con campos de velocidad integrados en la vertical y horizontal, tienen una componente estacional marcada, pero con diferencias locales. Desde Río Grande hasta el Sur, cerca de la Bahía de Campeche, el flujo dominante es como sigue: de septiembre a marzo, el transporte cruza entre la isobata de 25 m, y de 25-50 m son costa abajo; de mayo a agosto la circulación cambia de dirección y el transporte es costa arriba, aminorando del Norte hacia el Este a lo largo de la costa de LATEX. A lo largo del Oeste del banco de Campeche, la circulación es costa arriba en todo el año, en medio de esta costa el transporte tiene un máximo en julio y llega a cero en septiembre, se debilita por marzo, incrementándose lentamente por junio. Así los periodos de otoño e invierno el flujo es hacia el sur convergiendo con el flujo, proveniente de la península de Yucatán y por la bahía de Campeche, cerca de la costa de Tabasco. En primavera y verano el flujo dominante es desde la Bahía de Campeche hacia el Norte, cerca de la costa de LATEX. La convergencia a lo largo de la costa del Oeste del GDM, es compensado por el transporte principal, localizado al Sur de la bahía de Campeche, principalmente por los ríos de Coatzacoalcos y Grijalva-Usumacinta, y de la misma corriente del canal de Yucatán donde chocan las corrientes en otoño e invierno. El flujo de baja salinidad, por la descarga de los ríos, es advectado hacia la costa de LATEX.

## **CAPITULO 4**

# **MODELO NUMERICO YAXUM/3D**

### **4.1 Introducción**

**E**l modelo numérico YAXUM/3D fue desarrollado por Ramírez y Escalante en el año de 1998 en un trabajo doctoral aún no publicado, en donde se resuelven las ecuaciones básicas de la hidrodinámica para flujos con superficie libre en aguas someras en 2D y 3D (integrado en la vertical y multicapas respectivamente); en la horizontal utilizaron un mallado en coordenadas cartesianas. Las ecuaciones se resuelven por el método de diferencias finitas, aplicando un esquema semi-implícito. El modelo se basa en los trabajos de Basco (1989) y Abbott (1985) donde se desprenden las ecuaciones de transporte de masa y cantidad de movimiento; el trabajo de Casulli y Cheng (1992) para la hidrodinámica en flujos con superficie libre; el de Cheng *et al.*, (1976) para la condición de esfuerzo del viento.

En el 2004 Ramírez y Rodríguez, modifican el código para nuevos métodos de solución en la superficie libre, módulos de turbulencia y mezclado. En el mismo año Herrera (2004) incorpora un módulo de transporte de sedimentos, los cuales pueden ser suspendidos o arrastrados en el fondo.

En este trabajo se presenta una nueva versión del modelo que incluye el tratamiento para aguas profundas oceánicas en donde se incorporan los módulos para resolver las ecuaciones de temperatura y salinidad, las cuales son utilizadas para calcular la variación de la densidad a través de una ecuación de estado y con ella resolver el término de gradiente de presión baroclínica. Entre otras adiciones nuevas, incluye el cálculo del parámetro de Coriolis con aproximación del plano Beta, cálculo del coeficiente de fricción del fondo, modificación del código y algoritmo para ser compilado desde plataformas de sistema operativo diferentes. Para esto se siguieron los manuales de los modelos Elcom (2001) y Ncom (2000), para las cuestiones oceánicas, como mezclados horizontal y vertical que incorpora el modo baroclínico, entre otras.

### 4.2 Ecuaciones fundamentales

En este subcapítulo se presentan las ecuaciones que se requieren para modelar el movimiento de las masas de agua en el océano. La hidrodinámica es considerada utilizando las ecuaciones de Navier-Stokes, la densidad es modelada en función de la temperatura, salinidad y presión, por lo que se requiere de ecuaciones de transporte para la temperatura y salinidad.

#### 4.2.1 Ecuación para las velocidades U, V, W

Las variables físicas son consideradas dentro del modelo, siguiendo las aproximaciones de Reynolds, es decir, descomponiéndolas en parte media y fluctuante. Con esta aproximación, las velocidades y la presión se representan como:

$$U = \bar{U} + u, \quad V = \bar{V} + v, \quad W = \bar{W} + w \quad \text{y} \quad P = \bar{P} + p \quad (4.1)$$

Donde la raya encima de la variable mayúscula representa la parte media en el tiempo; la variable en minúscula representa la cantidad fluctuante de la variable total, estas variables son calculadas como:

$$\bar{U} = \int_t^{t+T} U dt; \quad u = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} (U - \bar{U}) dt = 0 \quad (4.2)$$



El periodo  $T$  debe ser mayor que la escala de tiempo de la turbulencia pero menor que fenómenos de periodo largo tales como la marea. Las fluctuaciones turbulentas están representadas por  $u, v, w$  y  $p$ .

Si se sustituyen las ecuaciones (4.1) en la ecuación (4.2), y se aplican los postulados de Reynolds se puede obtener:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial \overline{uu}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{uv}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fV \quad (4.3a)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{\partial \overline{vu}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{vv}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{vw}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fU \quad (4.3b)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial \overline{wu}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{wv}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{ww}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} + v_N \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - fW - \frac{\rho}{\rho_0} g \quad (4.3c)$$

Dichas ecuaciones se conocen como las ecuaciones promediadas de Navier-Stokes-Reynolds o simplemente las ecuaciones de Reynolds

Las correlaciones  $\overline{uu}, \overline{uv}$ , etcétera, son las responsables de la pérdida de movimiento en la dirección del flujo medio, es por esa razón que aparecen en el término de los esfuerzos del fluido. Dichas correlaciones son conocidas como esfuerzos de Reynolds y son de mucho mayor magnitud que los esfuerzos viscosos. Debido a lo anterior los esfuerzos viscosos pueden ser despreciados.

### 4.2.2 Ecuaciones para las aguas someras

Se presentan las ecuaciones gobernantes con sus macrotérminos:

$$\underbrace{\frac{\partial U}{\partial t}}_{\text{Razón de Cambio}} + \underbrace{U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z}}_{\text{Término Adveectivo}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + v_N \underbrace{\left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right)}_{\substack{\text{Esfuerzos} \\ \text{Viscosos}}} - \underbrace{\left( \frac{\partial(\overline{uu})}{\partial x} + \frac{\partial(\overline{uv})}{\partial y} + \frac{\partial(\overline{uw})}{\partial z} \right)}_{\text{Esfuerzos de Reynolds}} + \underbrace{fV}_{\text{Parámetro de Coriolis}} \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + v_N \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) - \frac{\partial(\overline{uv})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{vw})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{uv})}{\partial z} - fU \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (4.6)$$

Donde:

$U(x,y,z,t)$ ,  $V(x,y,z,t)$  y  $W(x,y,z,t)$  Son las componentes de la velocidad media en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , respectivamente

$\overline{\eta}(x,y,t)$  Es la elevación de la superficie libre del agua.

$f$  Es el parámetro de Coriolis, que esta en función de la latitud

$t$  Es el tiempo.

$g$  Es la constante de la aceleración de la gravedad.

De las ecuaciones anteriores, se elimina la ecuación de cantidad de movimiento para  $w$ , ya que se calcula en la ecuación de continuidad (4.6). Estas ecuaciones son resueltas con una serie de ecuaciones complementarias que involucran variables físicas tales como variación de densidad, los efectos de la turbulencia, la fricción del fondo, estas condiciones se mencionan a continuación.

### 4.3 Ecuación de estado para la densidad

Flujos de calor, evaporación, lluvia, descargas de ríos y zonas polares (hielo), influyen en la distribución de temperatura y salinidad en la superficie del océano. Los cambios de la temperatura y salinidad pueden incrementar o disminuir la densidad del agua. En adición la temperatura, salinidad y presión son utilizadas para calcular la densidad. La distribución de la densidad en el océano es directamente proporcional a la distribución de los gradientes de presión horizontales y a las corrientes geostroficadas.

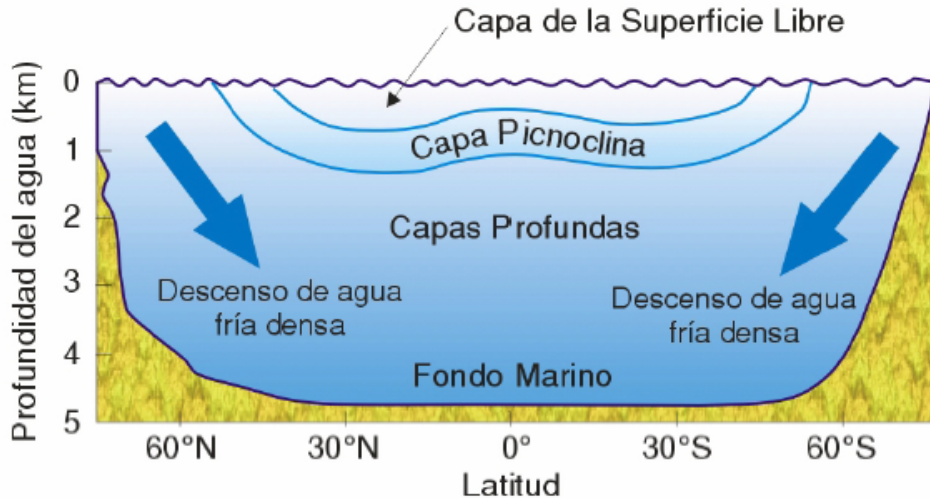


Figura 4.1 Perfil promedio de la distribución de la densidad en el océano.

Para conocer la densidad, es necesario conocer la ecuación de estado para el agua de mar y determinar la estabilidad de las propiedades, particularmente en la profundidad del océano. La comunidad internacional utiliza la ecuación de estado definida por la *Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards* (UNESCO, 1981), se ajusta a las mediciones disponibles con un error estándar de 3.5 ppm. para una presión de 1,000 bars, para temperaturas entre el punto de congelación y 40°C, y salinidades entre 0.0 y 42.0 ups. (Millero y Poisson, 1981). De esta forma la densidad  $\rho$  (en  $\text{kg/m}^3$ ), es expresada en términos de la presión (bars), la temperatura  $T$  (°C), y la salinidad  $S$  (ups).

La ecuación para la  $\rho$  se obtiene de una serie de pasos. Primeramente una densidad relativa al agua pura  $\rho_w$  ( $S = 0$ ) dada por:

$$\rho_w = 999.842594 + (6.793952e-02 * T) - (9.095290e-03 * T^2) + (1.001685e-04 * T^3) - (1.120083e-06 * T^4) + (6.536332e-09 * T^5)$$

En segundo lugar se calcula la densidad a una atmósfera estándar ( $P=0$ ):

$$P(S, T, 0) = \rho_w + S * ((8.24493e-1) - (4.0899e-3 * T) + (7.6438e-5 * T^2) - (8.2467e-7 * T^3) + (5.3875e-9 * T^4)) + S^{3/2} * ((-5.72466e-3) + (1.0227e-4 * T))$$

Finalmente, la densidad para una presión ( $P$ ) cualquiera es calculada con:

$$P(S, T, P) = P(S, T, 0) / (1 - (P_0) / k_p(S, T, P))$$

Donde  $k_p$  es una constante ajustada en módulos evaluados como sigue:

La  $k_w$  para agua pura:

$$k_w = 19652.21 + (148.4206 * T) - (2.3271 * T^2) + (1.360477 * T^3) - (5.155288 * T^4)$$

La  $k(S, T, 0)$  para una atmósfera estándar:

$$k_{std} = k_w + (S * (54.6746 - (0.603459 * T) + (1.09987 * T^2) - (6.167 * T^3))) + (S^{3/2} * ((7.944 * T^{-2}) + (1.6483 * T^{-2}) - (5.3009 * T^{-4})))$$

Y la  $k_p$  para la presión:

$$k_p = k_{std} + P_0 * (3.239908 + (1.43713 * T^{-3}) + (1.16092 * T^{-4}) - (5.77905 * T^{-7})) + P_0 * S * (2.2838 * T^{-3} + (1.0981 * T^{-5}) - (1.6078 * T^{-6}) - (1.91075 * P_0 * S^{3/2})) + P_0^2 * (8.50935 * T^{-5} - (6.12293 * T^{-6}) + (5.2787 * T^{-8})) + P_0^2 * S * (-9.9348 * T^{-7} + (2.0816 * T^{-8}) + (9.1697 * T^{-10}))$$

### 4.4 Ecuación de transporte para la temperatura

La temperatura de agua de mar cambia en la superficie por el intercambio de calor con la atmósfera. La energía promedio entrante del sol hacia la superficie de la Tierra es cerca de cuatro veces más alta en el ecuador que en los polos, el promedio de la pérdida de calor por radiación infrarroja hacia el espacio depende de la temperatura del mar. Como resultado de esto, existe una red de entrada de calor de la superficie de la Tierra dentro de las regiones tropicales, y esto es donde se encuentra la superficie del agua de mar más caliente. Así, el calor es transferido de latitudes bajas hacia latitudes altas por medio de los vientos y las corrientes oceánicas (Figura 4.2).

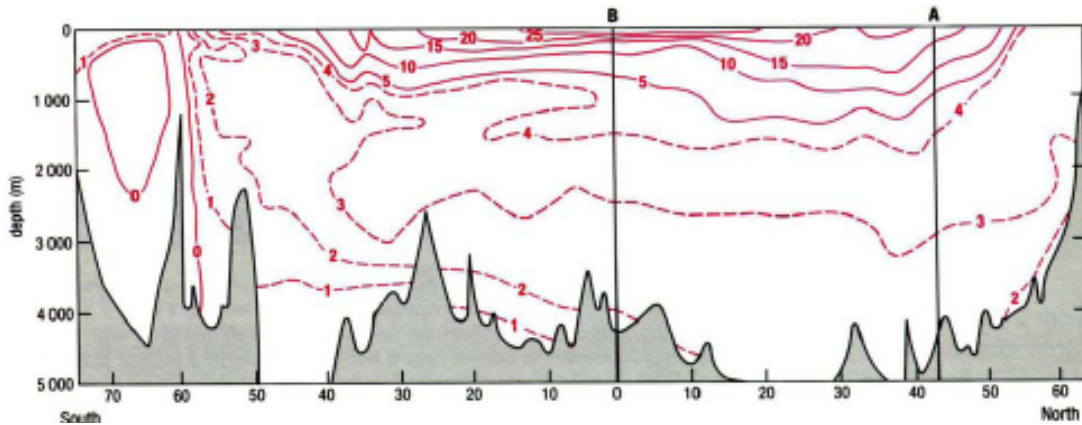


Figura 4.2 Sección vertical de la distribución de la temperatura promedio en el Oeste del océano Atlántico.

Muchos procesos físicos en el mar dependen de la temperatura, la cual se define como la temperatura absoluta  $T$ . La unidad de  $T$  es el Kelvin (K). Las mediciones de temperatura utilizan una escala absoluta para definir una escala práctica de temperatura.

Para este trabajo la temperatura se calcula con la ecuación de transporte (4.7):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} = k_x \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \right) + k_y \left( \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + k_z \left( \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \pm \Gamma_\phi \quad (4.7)$$

Donde:

- $T$                       Temperatura
- $U, V, W$               Variables del término advectivo
- $K_x, k_y, k_z$             Constantes de viscosidad turbulenta
- $\Gamma_\phi$                     Término que incluye procesos como aportación de calor, evaporación, radiación solar, etcétera.

### 4.5 Ecuación de transporte para la salinidad

La salinidad en la superficie del agua de mar cambia por el balance que hay entre la evaporación y la precipitación. Como resultado, las salinidades más altas se encuentran en el giro sub-tropical centrado en las latitudes de 30°S y 20°N, donde la evaporación es muy extensa, pero la precipitación es mínima. La influencia de las fluctuaciones de la superficie en la salinidad con los cambios de evaporación y precipitación es generalmente pequeña debajo de los 1,000 metros, donde las salinidades son

## Capítulo 4. Modelo numérico YAXUM/3D

principalmente entre 34.5 y 35.0 ups en todas las latitudes. En zonas donde decrece la salinidad respecto a la profundidad son típicamente encontradas en latitudes bajas e intermedias, entre la capa mezclada de la superficie y la profundidad del océano (Figura 4.3). Estas zonas se conocen como isohalinas.

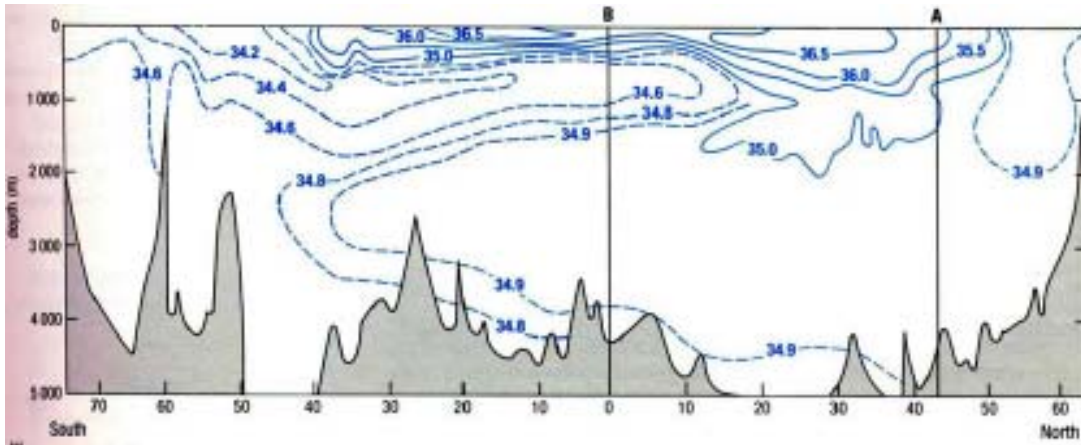


Figura 4.3 Sección vertical de la distribución de la salinidad promedio en el Oeste del océano Atlántico.

La salinidad es la suma total del material disuelto en gramos, en un kilogramo de agua de mar. Así, la salinidad es adimensional. La variabilidad de disolver sal es muy pequeña y se debe tener cuidado en definir la salinidad, ya que debe ser exacto y práctico. El rango de salinidad en la mayoría de los océanos es de 34.60 a 34.80 ups. La variabilidad en la profundidad del Pacífico Norte incluso es pequeña, cerca de 20 ups.

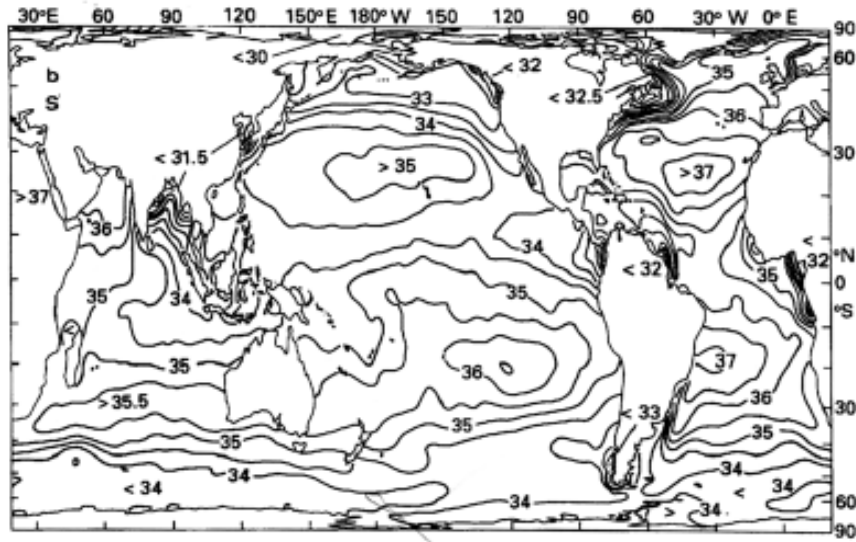


Figura 4.4 Distribución de salinidad de la superficie del mar (superficie isohalina).

En este estudio, la salinidad es calculada con la ecuación del transporte (4.8).

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = k_x \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} \right) + k_y \left( \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + k_z \left( \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right) \quad (4.8)$$

Donde:

S	Salinidad
U, V, W	Variables del término advectivo
$K_x, k_y, k_z$	Constantes de viscosidad turbulenta

## 4.6 Ecuaciones auxiliares

### 4.6.1 Condición de frontera en la superficie libre

El intercambio de cantidad de movimiento entre varias partículas de agua es generalmente causado por los esfuerzos normales (presión) y tangenciales. Como se sabe, el esfuerzo es expresado a través de los remolinos viscosos y derivado de la velocidad a lo largo de la dirección normal al flujo. Lo que se busca es tratar de expresar la viscosidad turbulenta como función del flujo mismo.

Con frecuencia hay más interés en caracterizar la fuerza del viento, la fuerza horizontal del viento sobre la superficie es llamada “esfuerzo del viento”. En otras palabras, es la transferencia vertical de la cantidad de movimiento horizontal, que es transferida de la atmósfera hacia el mar por el esfuerzo del viento.

La condición de frontera en la superficie libre se ve afectada por el esfuerzo de fricción que ejerce el viento sobre la misma superficie, el cual se establece con la siguiente igualdad:

$$\tau_{wx} = \nu_{Tz} \left. \frac{\partial U}{\partial z} \right|_{superficie}, \quad \tau_{wy} = \nu_{Tz} \left. \frac{\partial V}{\partial z} \right|_{superficie} \quad (4.9)$$

El esfuerzo del viento es calculado como:  $\tau_{wx} = C_D \frac{\rho_{aire}}{\rho_{agua}} |U_{10}| U_{10}$

Donde:

- $\rho$  Densidad relativa del aire a presión atmosférica (1.225 kg/m<sup>3</sup>) y la densidad del agua en condiciones estándar (1000 kg/m<sup>3</sup>)
- $U_{10}$  Velocidad del viento medida a 10 m sobre la superficie
- $C_D$  Coeficiente de arrastre en la superficie:  $C_D = (0.5 + 0.071 U_{10}) / 1000$

Garratt (1977) analizó diversos datos medidos y encontró que  $C_D$  bajo una estabilidad atmosférica depende linealmente de la velocidad del viento.

### 4.6.2 Condición de frontera en el fondo

Las condiciones de frontera en el fondo están dadas por la expresión de los esfuerzos del fondo, en términos de las componentes de la velocidad tomadas de la capa adyacente a la interfase agua-sedimento. El esfuerzo cortante se puede relacionar con las leyes de turbulencia de una pared, un coeficiente de arrastre asociado con la velocidad cuadrática, estas expresiones son:

$$\tau_{bx} = \nu_{Tz} \left. \frac{\partial U}{\partial z} \right|_{fondo} = C_d \frac{\rho_a}{\rho_{agua}} |U|U, \quad \tau_{by} = \nu_{Tz} \left. \frac{\partial V}{\partial z} \right|_{fondo} = C_d \frac{\rho_a}{\rho_{agua}} |V|V \quad (4.10)$$

- $\rho$  Densidad relativa entre la densidad de agua a la profundidad respectiva y la densidad de agua en condiciones estándar.
- $U, V$  Velocidad promedio de la celda en contacto con el fondo
- $C_d$  Coeficiente de fricción del fondo

En modelos geofísicos se emplea la siguiente relación para obtener el coeficiente de fricción de fondo:

$$C_d = \left[ \frac{1}{k} \ln(H + \Delta z_b) / z_o \right]^{-2}$$

Donde:

- $k$ : constante de Von Karman (0.4)
- $H$ : profundidad
- $\Delta z_b$ : espesor de la capa
- $z_o$ : rugosidad de fondo (= 1 cm, propuesta por Weatherly & Martin, 1978).

Otros autores emplean un valor constante de  $C_d$  valuado de 0.0025 a 0.0050.



Algunos modeladores emplean otro tipo de coeficiente de fondo para determinar el esfuerzo cortante del fondo, emplean aproximaciones no-lineales de la forma:

$$\tau_{bx} = C_d |\vec{U}| U, \quad \tau_{by} = C_d |\vec{V}| V \quad (4.11)$$

Estos valores se determinaron generalmente durante el cómputo en mareas, de su conducta transitoria. En una primera aproximación no parece que estos procesos sean diferentes en una profundidad de 500 m a 2,500 m, para justificar el fenómeno de fricción en el fondo, se han usado coeficientes de obstáculos.

## 4.7 Mezclado producido por el flujo turbulento

### 4.7.1 Mezclado horizontal

En el presente, el papel que juega la viscosidad turbulenta horizontal en el intercambio de cantidad de movimiento no es muy entendible. Se utilizan coeficientes constantes de viscosidad turbulenta o modelos de intercambio de mezcla horizontal, aunque la validez para un tipo dado de representación sea complicado obtener de mediciones *in situ*. Una aproximación general resulta de calcular un promediado de las macroescalas de movimiento a través de las ecuaciones de Reynolds, incluyendo los esfuerzos de Reynolds que usualmente son parametrizadas por los coeficientes de viscosidad turbulenta. Frecuentemente es difícil diferenciar entre el papel que juega un método numérico al físico de los coeficientes de viscosidad turbulenta horizontal.

Mediciones hechas demuestran que los remolinos de gran escala siempre están presentes en el océano e interactúan con el movimiento de macroescala. Los modelos de gran escala solamente resuelven problemas de gran escala, algunos de estos remolinos son resueltos por dichos modelos, es cuando se generan submallas o mallas más refinadas para poder observar remolinos de menos escala. Este efecto es evidente en la interacción de los grandes remolinos con el fondo marino (Holloway, 1987), resultando un esfuerzo cortante en el fondo. Así los esfuerzos cortantes tienen un efecto muy marcado en la circulación oceánica de gran escala.

### 4.7.1.1 Coeficiente de mezclado horizontal

Para cuestiones de este trabajo, el modelo utiliza la forma Laplaciana del mezclado horizontal con el parámetro del esquema de Smagorinsky, los términos de fricción horizontal son de la forma:

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right) \quad (4.12)$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right) \quad (4.13)$$

El coeficiente de mezclado horizontal  $A_M$  es calculado como función de la resolución de la malla horizontal y de la velocidad cortante.

$$A_M = C_{smag} \Delta x \Delta y \left( \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (4.14)$$

La magnitud del coeficiente de Smagorinsky es escalado por la constante  $C_{smag}$ , valuada con rango de 0.02 a 0.5, estos valores tienden a disipar ciertas características donde los valores son demasiado pequeños y ocasionan excesivo ruido numérico y/o inestabilidad, un valor típico utilizado es de 0.1.

### 4.7.2 Mezclado de intercambio vertical

Las ecuaciones de movimiento y continuidad sirven para describir un promedio de la distribución de velocidad y densidad. Los movimientos son generalmente turbulentos e irregulares. La interacción del movimiento turbulento con el movimiento promedio es descrita por los remolinos viscosos horizontales y verticales y el intercambio de masa por la difusividad turbulenta horizontal y vertical, respectivamente.

Desde que el movimiento del océano toma lugar en dos direcciones básicas de intensidad del movimiento turbulento es diferente para estas direcciones y por consiguiente los coeficientes viscosos difieren uno de otro. Un promedio de los coeficientes viscosos a lo largo de la dirección horizontal  $K_{xy}$  con rango de  $10^5$  a  $10^8$  cm<sup>2</sup>/s, mientras que la magnitud

de los coeficientes viscosos en la vertical  $K_z$  con rango de 1 a  $10^3$  cm<sup>2</sup>/s. Esta fuerte anisotropía es aparentemente impuesta por las diferencias de escala horizontal respecto a la vertical.

La variación de los efectos de la densidad con las variaciones del campo de velocidad en la vorticidad del océano es usualmente relacionada al número de Richardson (Turner, 1973).

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left/ \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \right. \quad (4.15)$$

La transición del movimiento laminar al movimiento turbulento puede ocurrir de  $Ri=1/4$ , si  $Ri > 1/4$ , el movimiento laminar dominará, por otro lado, si  $Ri < 1/4$ , las inestabilidades en el fluido aparecen y nos llevan a un movimiento turbulento. Una segunda capa turbulenta aparece en la proximidad del fondo en la región donde se tiene el esfuerzo cortante.

La viscosidad turbulenta vertical en el intercambio de cantidad de movimiento es menos entendible que la viscosidad turbulenta horizontal así que se utilizan coeficientes constantes de viscosidad turbulenta o modelos de intercambio de mezcla vertical, una vez más se utiliza la aproximación general del promedio de las macroescalas de movimiento a través de las ecuaciones de Reynolds.

### 4.7.2.1 Coeficientes de mezclado vertical

Los coeficientes de mezclado vertical se especifican como:

$$K_M = \max \left[ K_{M0}, K_{M1}, K_{M2} \frac{|W| \Delta z}{Re_z} \right]; \quad K_H = \max \left[ K_{H0}, K_{H1}, K_{H2} \frac{|W| \Delta z}{Re_z} \right] \quad (4.16)$$

Donde:

$K_{M0}$  y  $K_{H0}$  son constantes de fondo con valores pequeños,  $K_{M1}$  y  $K_{H1}$  son constantes que se calculan en el módulo de turbulencia,  $K_{M2}$  y  $K_{H2}$  parametrizan el mezclado turbulento por procesos no resueltos en números críticos de Richardson (Large *et al*, 1994),  $\Delta z$  es el espaciamiento en la vertical y  $Re_z$  es el valor máximo del número de Reynolds en la dirección z.

## Capítulo 4. Modelo numérico YAXUM/3D

Los valores de  $K_{M0}$  y  $K_{H0}$  son constantes y su propósito es parametrizar procesos de mezclado vertical débiles que no son considerados por otras parameterizaciones mezcladas. Estas constantes son generalmente guardadas para valores que serían no realistas y harían un desgaste en la estratificación de las celdas húmedas en especial en aguas bajas. Los valores típicos son de  $0(10^{-5})\text{m}^2/\text{s}$ .

En los esquemas de turbulencia utilizadas por Mellor y Yamada (1987),  $K_{M1}$  y  $K_{H1}$  se calculan como:  $K_{M1}=lqS_M$ ;  $K_{H1}=lqS_H$ .

Donde  $l$  es una escala de longitud turbulenta vertical,  $1/2q^2$  es la energía cinética turbulenta,  $S_M$  y  $S_H$  son funciones de estratificación que describen el efecto de estratificación en el mezclado vertical.

La estabilidad de las funciones  $S_M$  y  $S_H$ ,  $S_q$  son derivadas analíticamente, relaciones algebraicas dependen funcionalmente en  $\partial U/\partial z$ ,  $\partial V/\partial z$ ,  $g\rho_0^{-1}\partial\rho/\partial z$ ,  $q$ ,  $l$ .

Las funciones de estabilidad son:

$$S_M = \frac{B_1^{-1/3} - 3A_1A_2G_H \left[ (B_2 - 3A_2) \left( 1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) - 3C_1(B_2 - 6A_1) \right]}{[1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)](1 - 9A_1A_2G_H)} \quad (4.17)$$

$$S_H = \frac{A_2 \left( 1 - \frac{6A_1}{B_1} \right)}{1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)} \quad (4.18)$$

$$G_H = -\left( \frac{N}{q} \right)^2; \quad N = \left( -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial\rho}{\partial z} \right)^{1/2}, \text{ que es la frecuencia de Brunt-Vaisala.}$$

Las constantes empíricas son dadas por Mellor y Yamada (1982)

Parámetro	Valor
$A_1$	0.92
$A_2$	0.74
$B_1$	16.6
$B_2$	10.1
$C_1$	0.08

$E_1$	1.8
$E_2$	1.33
$S_q$	0.2

En flujos establemente estratificados, la macroescala turbulenta es limitada a: (e.g. Galperin *et al*, 1988).

$$l \leq \frac{0.53q}{N} \quad (4.19)$$

## 4.8 Término de gradientes de presión

La aproximación hidrostática es relacionada solamente a la componente vertical de las ecuaciones de movimiento, típicamente las velocidades verticales en el océano son del orden de  $10^{-2}$  cm/s, mientras que las velocidades horizontales son de hasta mil veces más grandes. Si el flujo es predominantemente horizontal y la aceleración vertical es menor comparada con la aceleración de gravedad, la ecuación de movimiento vertical se puede reducir a una simple ley hidrostática (Proudman, 1953). Esta aseveración hidrostática simplifica la ecuación de cantidad de movimiento (ecuación 4.20).

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - g = 0 \quad (4.20)$$

Integrando dicha ecuación se tiene

$$P = g \int_z^\eta \rho dx + P_a \quad (4.21)$$

Donde  $\eta = \eta(x, y, t)$  es el nivel de superficie libre referenciado al plano  $z = 0$  y  $p_a$  es la presión atmosférica. Sustituyendo este resultado en el término de la presión de las ecuaciones (4.3) y aplicando la regla de integración de Leibnitz, se obtiene:

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (4.22)$$

El primer término del lado derecho de la ecuación (4.26) es el gradiente de presión en la superficie o gradiente de presión atmosférica en la superficie, el segundo término es el gradiente de presión horizontal que determina las diferencias de elevación en la

superficie, y el tercer término es el gradiente de presión horizontal en base a diferencias de densidad o gradiente de presión baroclínico.

### 4.9 Aproximación del plano-beta

En las ecuaciones de movimiento (4.3) se incluye uno de los términos más importantes en la dinámica de fluidos geofísicos (océanos y atmósferas): la fuerza de Coriolis, debida a la rotación planetaria. Esta fuerza no modifica el balance hidrostático (que la rotación terrestre modifica levemente en la dirección y magnitud de  $g$  para compensar la “fuerza centrífuga”), ni a la ecuación de incompresibilidad, pero sí a las ecuaciones de Newton horizontales, que se rescriben como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + fV; \quad \frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - fU \quad (4.23)$$

Donde  $f$  es conocido como el parámetro de Coriolis y es igual al doble de la componente vertical del vector de rotación terrestre, tomando a la Tierra como una esfera:  $f_0 = 2\Omega \text{ sen}(\text{latitud})$ .

La rotación terrestre es fundamental para las ondas inerciales, para las que la fuerza de Coriolis causa la aceleración horizontal. En una aproximación, la superficie de la Tierra como una esfera se puede manejar una geometría cartesiana, por simplicidad, y así incluir la variación de la latitud (debido a la esfericidad terrestre) en la forma:

$$f = f_0 + \beta y \quad (4.24)$$

Donde  $f_0$  y  $\beta$  son constantes. Teniendo las coordenadas en  $(x,y)$  aumentando hacia el este y norte. El coeficiente  $\beta$  es igual a  $2\Omega R_T^{-1} \cos(\text{latitud})$ .

Donde:

- $R_T$  es el radio terrestre = 6370990 (m)
- $\Omega$  es la velocidad angular terrestre =  $7.2925 \times 10^{-5}$  (rad s<sup>-1</sup>)
- $y$  es la distancia de la coordenada norte (m)
- El valor de  $f$  es del orden de  $2 \times 10^{-11}$  (m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>)

## 4.10 Solución numérica, método numérico semi-implícito

Como se mencionó, el modelo se basa en las ecuaciones para aguas someras, para el modelo de turbulencia de orden cero (longitud de mezclado) las ecuaciones (4.4, 4.5, 4.6) son simplificadas para las ecuaciones del modelo en 2D y 3D.

### 4.10.1 Ecuaciones para el modelado en 2D (promediado en la vertical)

Ecuaciones gobernantes para las velocidades medias con advección-difusión turbulenta horizontal y vertical en 2D:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P(\eta)}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + K_{xy} \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_x^w}{H} - \frac{C_d \rho |U|}{H} U + fV \quad (4.25)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P(\eta)}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + K_{xy} \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_y^w}{H} - \frac{C_d \rho |V|}{H} V - fU \quad (4.26)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(HU)}{\partial x} + \frac{\partial(HV)}{\partial y} = 0 \quad (4.27)$$

Donde:

$\bar{U} = (1/H) \int_{-h}^{\eta} U dz$     y     $\bar{V} = (1/H) \int_{-h}^{\eta} V dz$     Son las velocidades horizontales a la profundidad promedio.

Una característica del análisis en 2D, integrado en la vertical, es el término de celeridad  $(gH)^{1/2}$  en la ecuación de cantidad de movimiento, en el término barotrópico de gradiente de presión y en las derivadas de velocidad en la ecuación de superficie libre.

Para este caso particular de que se determine una sola capa, el sistema de tres dimensiones se reduce naturalmente al método de diferencias finitas semi-implícito para la solución de las ecuaciones de flujo integradas en la vertical (Figura 4.5).

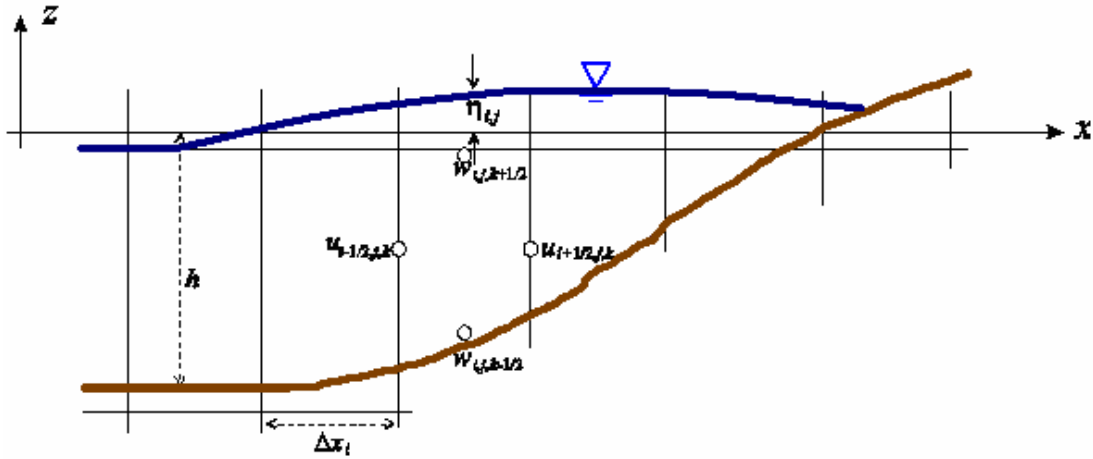


Figura 4.5 Perfil discretizado en 2D de la fluctuación de la superficie libre.

#### 4.10.2 Ecuaciones para el modelado en 3D

Ecuaciones gobernantes para las velocidades medias con advección-difusión turbulenta horizontal y vertical en 3D

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial P}{\partial x} dz + K_{xy} \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial U}{\partial z} \right) + fV \quad (4.28)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial P}{\partial y} dz + K_{xy} \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) - fU \quad (4.29)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (4.30)$$

Donde  $K_{xy}$  y  $K_z$  son los coeficientes de viscosidad turbulenta en los planos horizontal y vertical respectivamente.

Para la solución de las ecuaciones anteriores se tiene que resolver en cada intervalo temporal, los términos de presión (modo baroclínico) y los términos de la viscosidad vertical que están diferenciados implícitamente en las ecuaciones de cantidad de



movimiento horizontal. Para las compensaciones de velocidades entre las capas se expresa en una matriz pentadiagonal que relaciona las velocidades horizontales en cada nivel vertical al gradiente de presión las elevaciones de la superficie libre del agua (gradiente de presiones barotrópico). Por sustitución directa de los gradientes de presión conocidos en el siguiente intervalo temporal, se calcula el campo horizontal de velocidades para cada capa.

En base a esos casos de estudio el método numérico semi-implícito para la solución en 3D, la superficie libre será derivada de las ecuaciones (4.28 y 4.29) en donde el término de gradiente de elevación de superficie  $\eta$  será discretizada implícitamente. Los términos advectivos, viscosidad horizontal y Coriolis serán discretizados explícitamente. En orden a eliminar la condición de estabilidad con la viscosidad turbulenta vertical, los términos de mezclado vertical serán discretizados implícitamente.

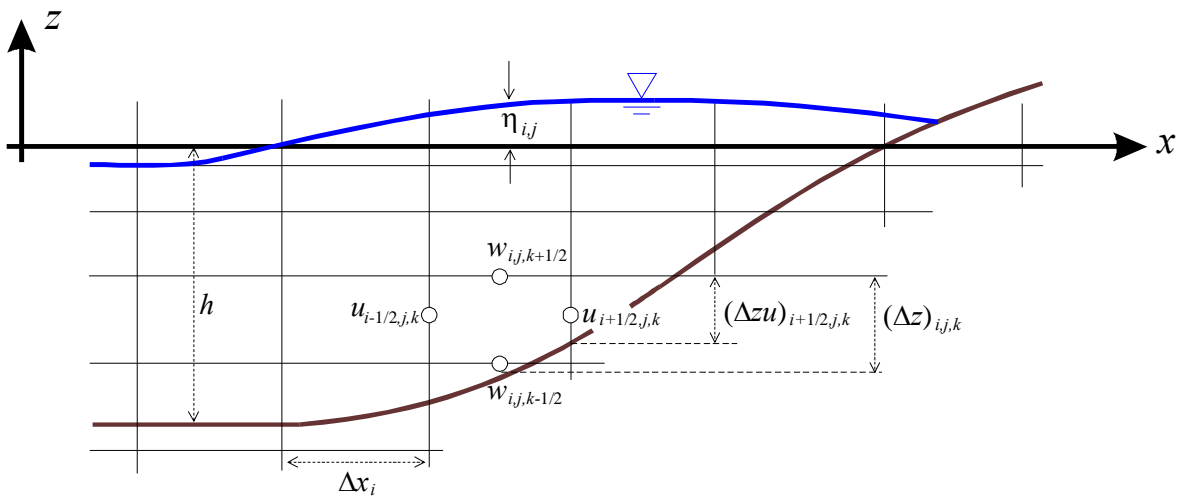


Figura 4.6 Perfil discretizado en 3D de la fluctuación de la superficie libre.

Como se muestra en la Figura 4.6, una malla espacial que consiste de celdas de longitud  $\Delta x$ , ancho  $\Delta y$  y altura  $\Delta z$ . Cada celda es numerada al centro con índices  $i, j, k$ . La velocidad discretizada  $U$  está definida en la cara de la celda en dirección  $x$ ,  $V$  en  $y$ ;  $W$  en  $z$ .  $\eta$  está definida al centro de la celda en  $i, j$ , la profundidad  $H(x, y)$  se especifica en los puntos horizontales de  $U$  y  $V$ .

### 4.10.3 Discretización Euleriana – Lagrangiana (ELAM)

El propósito de este método es combinar la simplicidad de los métodos eulerianos con las ventajas de los métodos lagrangianos, (ELAM por sus siglas en inglés) el cual separa la

ecuación de dispersión en sus dos componentes: advección y difusión, las cuales son resueltas cada una, con la técnica mas apropiada. Frecuentemente la ecuación de advección se resuelve por el método de las características, mientras que la difusión se resuelve con diferencias finitas o elemento finito.

Los errores encontrados con este procedimiento se deben principalmente a la solución de la advección por medio de la interpolación de las concentraciones. Entre mejor sea el procedimiento de interpolación mejores serán los resultados obtenidos. Debido a que los errores se incrementan con el número de interpolaciones, entre mayor sea el incremento del tiempo  $\Delta t$ , menor será el número de interpolaciones por lo cual será mejor la precisión alcanzada. Esta es una ventaja respecto a los métodos eulerianos que su precisión disminuye rápidamente cuando se incrementa  $\Delta t$ .

### 4.10.3.1 Término advectivo-lagrangiano

Para la solución del término advectivo, en el método de las características se asigna a cada nodo en el tiempo  $t^{n+1}$  a una partícula que no cambia su concentración mientras se mueve a lo largo de una línea característica definida por el flujo. Se localiza su posición en el tiempo anterior  $t^n$  y por medio de la interpolación entre los nodos adyacentes se encuentra su concentración, la cual es asignada al nodo en  $t^{n+1}$ .

Considerando la siguiente ecuación de advección-difusión en 3D:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial C}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial C}{\partial y} + \bar{W} \frac{\partial C}{\partial z} = \mu \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \nu \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (4.31)$$

Donde  $\mu$ ,  $\nu$  son los coeficientes difusivos no-negativos y las velocidades advectivas  $U$ ,  $V$ ,  $W$  se asumen como constantes.

La ecuación (4.31) se puede resolver numéricamente de diferentes maneras. Un método conveniente semi-implícito en diferencias finitas, en el cual su estabilidad no depende de la difusividad vertical (en la superficie), se obtiene discretizando los términos advectivos explícitamente en diferencias finitas. La difusividad horizontal se obtiene con diferencias centradas explícitamente y la difusividad vertical es implícitamente en diferencias finitas.

Para las velocidades el resultado de la ecuación en diferencias finitas es:

$$\begin{aligned} & \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta t} + U \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i-1,j,k}^n}{\Delta x} + V \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i,j-1,k}^n}{\Delta y} + W \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i,j,k-1}^n}{\Delta z} = \\ & \frac{\mu}{\Delta x^2} (C_{i+1,j,k}^n - 2C_{i,j,k}^n + C_{i-1,j,k}^n) + \frac{\mu}{\Delta y^2} (C_{i,j+1,k}^n - 2C_{i,j,k}^n + C_{i,j-1,k}^n) \quad (4.32) \\ & + \frac{\frac{V_{K+1/2}}{\Delta z_{I,J,K+1/2}} (C_{i,j,k+1}^{n+1} - C_{i,j,k}^{n+1}) - \frac{V_{K-1/2}}{\Delta z_{I,J,K-1/2}} (C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k-1}^{n+1})}{\Delta z_{I,J,K}}. \end{aligned}$$

Para cada  $i, j$  este método requiere una solución simétrica positiva. Para una condición necesaria de estabilidad se puede demostrar (Casulli *et al*, 1992) que cuando una interpolación trilineal es utilizada, el esquema Euleriano-Lagrangiano esta libre de falsas oscilaciones, además también se puede demostrar que la condición de estabilidad para el esquema esta simplemente dado por:

$$\Delta t \leq \left[ 2\alpha_1 \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right) \right]^{-1} \quad (4.33)$$

Claramente cuando  $\alpha_1 = 0$ , este esquema llega a ser incondicionalmente estable.

#### 4.10.3.2 Método de las características

Explicando este método de manera unidimensional para que se entienda mejor se tiene que el valor de concentración en el punto  $C_i^n = C_p$ , el cual se calcula interpolando linealmente entre los valores de  $C_i^n$  y  $C_{i-1}^n$ .

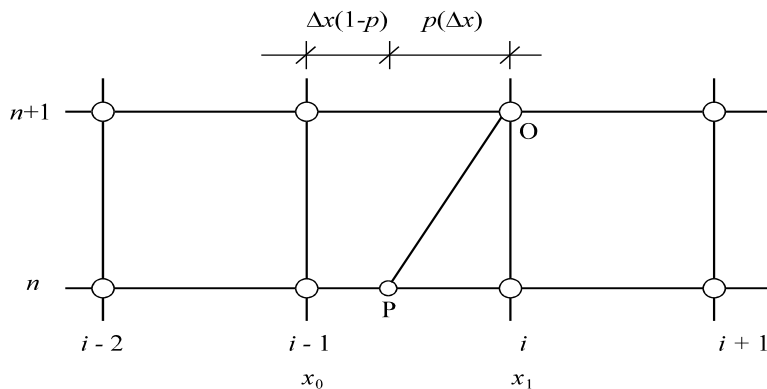


Figura 4.7 Notación empleada, mostrada en un malla unidimensional

## Capítulo 4. Modelo numérico YAXUM/3D

Como se puede observar en la Figura 4.7, una partícula en el punto  $P$  viajando a una velocidad constante  $U$  se desplazará una distancia  $x + U \Delta t$  en un tiempo  $t + \Delta t$ , por lo que tenemos:

$$C(x, t) = C(x + U\Delta t, t + \Delta t) = C(x + P\Delta x, t + \Delta t) \quad (4.34)$$

Aplicando la fórmula de interpolación de Gregory-Newton modificada (Wylie y Barrett 1985):

$$f(P) \equiv f(x + p\Delta x) = f_1 - p[f_1 - f_0] + \frac{p(p-1)}{2!}[f_2 - 2f_1 + f_0] - \dots \quad (4.35)$$

Donde  $f(P)$ ,  $f_1$  y  $f_0$  son las concentraciones en los puntos  $P$ ,  $x_1$  y  $x_0$ , respectivamente,  $p$  es un coeficiente de peso que posiciona al punto  $P$  con respecto a  $C_i^n$  y  $C_{i-1}^n$ . Puesto que el polinomio es de primer grado en la interpolación lineal, solo se utilizan los dos primeros términos de la ecuación anterior. Sustituyendo los valores conocidos para los dos puntos:

$$C_p = C_i^n - p(C_i^n - C_{i-1}^n) \quad (4.36)$$

en el que se puede observar que  $p$  es el número de Courant de la malla cuando este es menor que la unidad. Pero cuando el número de Courant es mayor que la unidad, la línea característica se traslada varios nodos mas atrás de los inferiores al punto  $O$ . Como  $p$  es un factor de peso entre las concentraciones más próximas al punto  $P$ , es necesario adicionarle otra variable que represente el número de nodos hacia atrás en el que se encuentra el segmento de interpolación, en este caso se designará como  $s$ . Por lo que para el caso unidimensional el número de Courant será la suma de ambos.

### 4.10.3.3 Condición de estabilidad de Courant-Frederich-Levy

Generalizando para cualquier número de Courant, el método de las características se plantea de la siguiente forma (Figura 4.8).

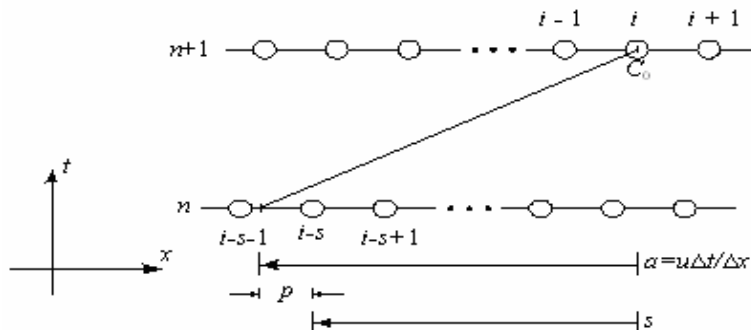


Figura 4.8 Método de las características para cualquier número de Courant.

Por lo que utilizando la notación anterior obtenemos un esquema más flexible en cuanto a la restricción de Courant-Frederich-Levy para la interpolación lineal:

$$C_p = C_{i-a}^n = C_{i-s}^n - p(C_{i-s}^n - C_{i-s-1}^n) \quad (4.37)$$

Donde  $a$  es el número de Courant en la dirección  $x$ ,  $s$  es la parte entera y  $p$  la fraccionaria del mismo, por lo que  $a = s + p$ . De la figura (4.8)  $s$  es el número de nodos que recorre la curva característica y  $p$  es la fracción de  $\Delta x$  entre los nodos  $i-s$ , e  $i-s-1$ .

Con la fórmula anterior de interpolación es posible que el número de Courant sea mayor a uno, lo cual es ventaja sobre los esquemas de diferencias finitas comunes, aunque cuando se tienen mallas en la cual  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  y  $\Delta z$  no son constantes, entonces, es recomendable que el número de Courant sea menor que uno.

El método euleriano-lagrangiano descrito arriba es aplicable para casos donde la ecuación (4.31) sea no-lineal. En este caso para determinar  $a$  se requiere integración de las ecuaciones (4.37), en las cuales el lado derecho son conocidas al tiempo de  $t_n$ . por consiguiente  $U$ ,  $V$ ,  $W$  se asumen invariantes sobre el paso del tiempo y la ecuación (4.37) será integrada numéricamente hacia atrás del nivel  $t_{n+1}$  a  $t_n$ , usando el método Euleriano. El mismo procedimiento se aplica para las otras direcciones, tal como se describe en el siguiente apartado.

#### 4.10.4 Término explícito-Euleriano. Difusión turbulenta

El término difusivo se resuelve por medio de diferencias centradas en diferencias finitas utilizando a las concentraciones encontradas como condiciones iniciales. De este modo se soluciona la ecuación completa de dispersión.

Para la estabilidad y precisión del método explícito en diferencias finitas se considera la ecuación (4.38) de la forma lagrangiana:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \mu \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (4.38)$$

## Capítulo 4. Modelo numérico YAXUM/3D

Donde la derivada sustancial  $d/dt$  indica que la razón de cambio es calculada a lo largo de la línea de fondo definida como:

$$\frac{dx}{dt} = U \quad \frac{dy}{dt} = V \quad \frac{dz}{dt} = W \quad (4.39)$$

Una discretización natural semi-implícita de la ecuación (4.38) es simplemente dada por:

$$\begin{aligned} \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i-a,j-b,k-d}^n}{\Delta t} &= \frac{\frac{V_{K+1/2}}{\Delta z_{i,j,k+1/2}} (C_{i,j,k+1}^{n+1} - C_{i,j,k}^{n+1}) - \frac{V_{K-1/2}}{\Delta z_{i,j,k-1/2}} (C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k-1}^{n+1})}{\Delta z_{i,j,k}} \\ &+ \mu \frac{(C_{i-a+1,j-b,k-d}^n - 2C_{i-a,j-b,k-d}^n + C_{i-a-1,j-b,k-d}^n)}{\Delta x^2} + \mu \frac{(C_{i-a,j-b+1,k-d}^n - 2C_{i-a,j-b,k-d}^n + C_{i-a,j-b-1,k-d}^n)}{\Delta y^2} \end{aligned} \quad (4.40)$$

Donde  $a = U \Delta t / \Delta x$ ,  $b = V \Delta t / \Delta y$  y  $d = W \Delta t / \Delta z$  son los números de Courant.

Es importante la interpretación física de la ecuación (4.40), ya que los valores de  $C$  alrededor de  $(i,j,k)$  en el tiempo  $t_{n+1}$  son relacionados a los valores de  $C$  para  $(i-a, j-b, k-d)$  en el tiempo  $t_n$ .

La más simple interpolación que pueda ser tomada para calcular  $C_{i-a,j-b,k-d}^n$  es una interpolación trilineal sobre las seis caras de la celda en la malla. Para  $a, b$  y  $d$  positivos se tiene  $l, m, n$ , que son las partes enteras de  $a, b, d$  respectivamente, y  $p, q, r$ , sus correspondientes partes decimales. Así  $a=l+p$ ,  $b=m+q$ ,  $d=n+r$ , entonces  $C_{i-a,j-b,k-d}^n$  es aproximado por:

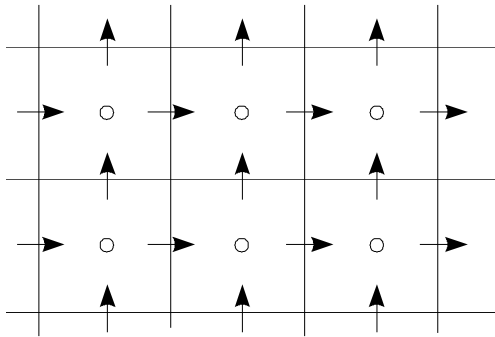
$$\begin{aligned} C_{i-a,j-b,k-d}^n &= (1-r) \{ (1-q) [(1-q) C_{i-l,j-m,k-n}^n + q C_{i-1,j-m-1,k-n}^n] \\ &+ p [(1-q) C_{i-l-1,j-m,k-n}^n + q C_{i-l-1,j-m-1,k-n}^n] \} \\ &+ r \{ (1-p) [(1-q) C_{i-l,j-m,k-n-1}^n + q C_{i-1,j-m-1,k-n-1}^n] \\ &+ p [(1-q) C_{i-l-1,j-m,k-n-1}^n + q C_{i-l-1,j-m-1,k-n-1}^n] \}. \end{aligned} \quad (4.41)$$

Más allá de la reducción que se puede obtener por el incremento de  $a, b, d$  (i.e por reducir  $\Delta x, \Delta y$  y  $\Delta z$ ). Una eliminación completa de la difusión numérica se puede llevar a cabo usando una interpolación con alta ordenada, pero el resultado puede introducir

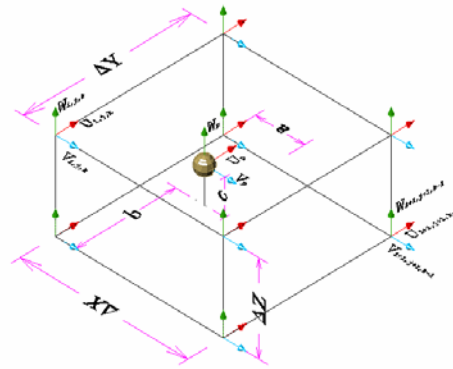
oscilaciones falsas. La aplicación de este esquema da problemas con valores altos del coeficiente de difusión vertical  $\nu$  o pequeños espacios en  $\Delta z$ . Se sugiere el uso de discretización implícita sólo para el término de difusión vertical.

#### 4.10.5 Discretización de celdas

De Rodríguez (2003), para calcular las variables ( $U, V, W$ ), donde se tiene una malla fija (staggered cell), en los planos horizontal y vertical (Figura 4.9)



a) malla bidimensional



b) malla tridimensional

Figura 4.9 Discretización de celda en diferencias finitas

Donde  $\circ$  es el punto al centro de la celda y representa el término escalar, las flechas son las componentes del vector velocidad en sus tres direcciones y se calculan al centro de las caras de las celdas.

#### 4.10.6 Discretización semi-implícita

La discretización semi-implícita de la ecuación para las velocidades  $U$  se describe de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 U_{i-1/2,j,k}^{n+1} = & F U_{i-1/2,j,k}^n - g \frac{\Delta t}{\Delta x_i + \Delta x_{i-1}} (\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i-1,j}^{n+1}) - \frac{g \Delta z \Delta t}{\rho_0 \Delta x_{i+1/2}} \left\{ \sum_k^{M=nk} \rho'_{i+1,j,m} \sum_k^{M=nk} \rho'_{i,j,m} \right\}^n \\
 & + \frac{\Delta t}{(\Delta z)_{i,j,k}} \left\{ \frac{(v_{Tz u})_{i-1/2,j,k+1/2}}{(\Delta z u)_{i-1/2,j,k+1/2}} (U_{i-1/2,j,k+1}^{n+1} - U_{i-1/2,j,k}^{n+1}) - \right. \\
 & \left. \frac{(v_{Tz u})_{i-1/2,j,k-1/2}}{(\Delta z u)_{i-1/2,j,k-1/2}} (U_{i-1/2,j,k}^{n+1} - U_{i-1/2,j,k-1}^{n+1}) \right\} \quad (4.42)
 \end{aligned}$$

Donde:

$$FU_{i+1/2,j,k}^{n+1} = U_{i+1/2,j,k}^n + \Delta t(-convux + difux + coriou) \quad (4.43)$$

$$\begin{aligned} convux = & U_{i-1/2,j,k}^n \frac{U_{i+1/2,j,k}^n - U_{i-3/2,j,k}^n}{\Delta x_{i+1} + \Delta x_i} + \bar{V}_{i-1/2,j,k}^n \frac{U_{i-1/2,j+1,k}^n - U_{i-1/2,j-1,k}^n}{\Delta y_j + (\Delta y_{j+1} + \Delta y_{j-1})/2} \\ & + \bar{W}_{i-1/2,j,k}^n \frac{U_{i-1/2,j,k+1}^n - U_{i-1/2,j,k-1}^n}{(\Delta z u)_{i-1/2,j,k} + [(\Delta z u)_{i-1/2,j,k+1} + (\Delta z u)_{i-1/2,j,k-1}]/2} \end{aligned} \quad (4.44)$$

$$\begin{aligned} difux = & v_{Txy} \left\{ \frac{1}{\Delta x_{i-1/2}} \left( \frac{U_{i+1/2,j,k}^n - U_{i-1/2,j,k}^n}{\Delta x_i} - \frac{U_{i-1/2,j,k}^n - U_{i-3/2,j,k}^n}{\Delta x_{i-1}} \right) \right. \\ & \left. + \frac{1}{\Delta y_j} \left( \frac{U_{i-1/2,j+1,k}^n - U_{i-1/2,j,k}^n}{\Delta y_{j+1/2}} - \frac{U_{i-1/2,j,k}^n - U_{i-1/2,j-1,k}^n}{\Delta y_{j-1/2}} \right) \right\} \end{aligned} \quad (4.45)$$

$$coriou = f \bar{V}_{i-1/2,j,k}^n \quad (4.46)$$

$$\bar{V}_{i-1/2,j,k}^n = (V_{i,j,k}^n + V_{i,j+1,k}^n + V_{i-1,j+1,k}^n + V_{i-1,j,k}^n)/4 \quad (4.47)$$

$$\bar{W}_{i-1/2,j,k}^n = (W_{i,j,k}^n + W_{i,j,k+1}^n + W_{i-1,j,k}^n + W_{i-1,j,k+1}^n)/4 \quad (4.48)$$

Donde  $\Delta z_{i-1/2,j,k}$  y  $\Delta z_{i,j-1/2,k}$  son en general el espesor de la capa donde se puede simplificar a  $\Delta z_k$ . Con frecuencia una cara vertical de las celdas no son llenadas completamente (debido a que el fondo o la superficie cruza una de estas caras),  $\Delta z_k$  se define como la altura húmeda de la cara correspondiente. Si ambos, el fondo y la superficie cruzan la misma cara vertical de la celda, entonces  $\Delta z_k$  será igual a la profundidad total  $H=h+\eta$  en el punto dado. Finalmente  $\Delta z_{i-1/2,j,k+1/2}$  se define como el promedio de  $\Delta z_{i-1/2,j,k}$  y  $\Delta z_{i-1/2,j,k+1/2}$ .

De la ecuación (4.43)  $F$  es un operador en diferencias finitas explícito el cual incluye la discretización explícita de la derivada sustancial (términos convectivos)  $z$  de los términos de viscosidad turbulenta horizontal y el parámetro de Coriolis.  $FU$  es un operador en diferencias finitas no lineal y explícito que incluyen la expresión en diferencias de la



derivada sustancial (términos convectivos), los términos de viscosidad de remolino horizontal y el término de Coriolis. El procedimiento para obtener las velocidades  $V$  es similar al descrito para  $U$ .

#### 4.10.6.1 Discretización de las condiciones de frontera

Por simplicidad rotacional, las condiciones de frontera en la superficie libre y en el fondo, las ecuaciones (4.10) son escritas en forma diferente como:

$$V_{M+1/2} \frac{u_{i+1/2,j,M+1}^{n+1} - u_{i+1/2,j,M}^{n+1}}{\Delta z_{i+1/2,j,M+1/2}} = \tau_x^w \quad (4.49)$$

$$V_{m-1/2} \frac{U_{i+1/2,j,m}^{n+1} - U_{i+1/2,j,m-1}^{n+1}}{\Delta z_{i+1/2,j,m-1/2}} = C_d \frac{\rho_a}{\rho_{agua}} \left| U_{i+1/2,j,m}^n \right| U_{i+1/2,j,m}^{n+1}$$

$$V_{m-1/2} \frac{V_{i,j+1/2,m}^{n+1} - V_{i,j+1/2,m-1}^{n+1}}{\Delta z_{i,j+1/2,m-1/2}} = C_d \frac{\rho_a}{\rho_{agua}} \left| V_{i,j+1/2,m}^{n+1} \right| V_{i,j+1/2,m}^{n+1} \quad (4.50)$$

Sustituyendo las condiciones de frontera en las ecuaciones (4.49 y 4.50) los valores de  $k_M^m$  serán reemplazados por valores de  $U$  y  $V$  definidos en el dominio.

#### 4.10.7 Formación de matrices para el cálculo de $U$ y $V$

La ecuación (4.42) con las condiciones de frontera respectivas de (4.43), se puede describir de manera matricial:

$$A_{i+1/2,j}^n U_{i+1/2,j}^{n+1} = G_{i+1/2,j}^n - g \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n+1}) \Delta z_{i+1/2,j}^n \quad (4.51)$$

$$A_{i,j+1/2}^n V_{i,j+1/2}^{n+1} = G_{i,j+1/2}^n - g \frac{\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i,j+1}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n+1}) \Delta z_{i,j+1/2}^n \quad (4.52)$$

$$\mathbf{U}_{i+1/2,j}^{n+1} = \begin{bmatrix} u_{i+1/2,j,M}^{n+1} \\ u_{i+1/2,j,M-1}^{n+1} \\ u_{i+1/2,j,M-2}^{n+1} \\ \vdots \\ u_{i+1/2,j,m}^{n+1} \end{bmatrix} \quad \mathbf{V}_{i,j+1/2}^{n+1} = \begin{bmatrix} v_{i,j+1/2,M}^{n+1} \\ v_{i,j+1/2,M-1}^{n+1} \\ v_{i,j+1/2,M-2}^{n+1} \\ \vdots \\ v_{i,j+1/2,m}^{n+1} \end{bmatrix} \quad \Delta \mathbf{Z} = \begin{bmatrix} \Delta z_M \\ \Delta z_{M-1} \\ \Delta z_{M-2} \\ \vdots \\ \Delta z_m \end{bmatrix} \quad (4.53)$$

$$\mathbf{G}_{i+1/2,j}^n = \begin{bmatrix} \Delta z_M F u_{i+1/2,j,M}^n + \Delta t \tau_x^w \\ \Delta z_{M-1} F u_{i+1/2,j,M-1}^n \\ \Delta z_{M-2} F u_{i+1/2,j,M-2}^n \\ \vdots \\ \Delta z_m F u_{i+1/2,j,m}^n - \Delta t \tau_x^b \end{bmatrix} \quad \mathbf{G}_{i,j+1/2}^n = \begin{bmatrix} \Delta z_M F v_{i,j+1/2,M}^n + \Delta t \tau_y^w \\ \Delta z_{M-1} F v_{i,j+1/2,M-1}^n \\ \Delta z_{M-2} F v_{i,j+1/2,M-2}^n \\ \vdots \\ \Delta z_m F v_{i,j+1/2,m}^n - \Delta t \tau_y^b \end{bmatrix} \quad (4.54)$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \Delta z_M + \frac{v_{TM-1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-1/2}} & \frac{-v_{TM-1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-1/2}} & \dots & 0 \\ \frac{-v_{TM-1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-1/2}} & \Delta z_M + \frac{v_{TM-1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-1/2}} + \frac{v_{TM-3/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-3/2}} & \frac{v_{TM-3/2}^V \Delta t}{\Delta z_{M-3/2}} & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \frac{v_{Tm+1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{m+1/2}} & \Delta z_m + \frac{v_{Tm+1/2}^V \Delta t}{\Delta z_{m+1/2}} & \vdots \end{bmatrix} \quad (4.55)$$

Las ecuaciones matriciales de arriba forman un sistema lineal tridiagonal que empata con el cálculo de la elevación  $\eta^{n+1}$  en el tiempo  $t_{n+1}$ . Para determinar  $\eta$  y para la estabilidad numérica el nuevo campo de velocidades debe satisfacerse para cada  $i,j$ .

Para el operador  $F$ , las ecuaciones (4.51 y 4.52) constituyen un sistema lineal de ecuaciones  $U,V$  y  $\eta$  de incógnitas sobre la malla computacional. Este sistema debe resolverse para cada paso de tiempo y determinar recursivamente valores de los campos de las variables de los datos iniciales dados.

$$\begin{aligned}
 FU_{i+1/2,j,k}^n &= U_{i+1/2-a,j-b,k-d}^n \\
 &+ v_T^H \Delta t \left( \frac{U_{i+1/2-a+1,j-b,k-d}^n - 2U_{i+1/2-a,j-b,k-d}^n + U_{i+1/2-a-1,j-b,k-d}^n}{\Delta x^2} \right. \\
 &\left. + \frac{U_{i+1/2-a,j-b+1,k-d}^n - 2U_{i+1/2-a,j-b,k-d}^n + U_{i+1/2-a,j-b-1,k-d}^n}{\Delta y^2} \right) \\
 &+ f \Delta t V_{i+1/2-a,j-b,k-d}^n
 \end{aligned} \tag{4.56}$$

$$\begin{aligned}
 FV_{i,j+1/2,k}^n &= V_{i-a,j+1/2-b,k-d}^n \\
 &+ v_T^H \Delta t \left( \frac{V_{i-a+1,j+1/2-b,k-d}^n - 2V_{i-a,j+1/2-b,k-d}^n + V_{i-a-1,j+1/2-b,k-d}^n}{\Delta x^2} \right. \\
 &\left. + \frac{V_{i-a,j+1/2-b+1,k-d}^n - 2V_{i-a,j+1/2-b,k-d}^n + V_{i-a,j+1/2-b-1,k-d}^n}{\Delta y^2} \right) \\
 &- f \Delta t U_{i-a,j+1/2-b,k-d}^n
 \end{aligned} \tag{4.57}$$

#### 4.10.7.1 Coeficientes de la matriz A

En si el modelo considera la variación espacial de la profundidad, esto debido a que las variables están ubicadas en puntos diferentes y es pertinente determinar las variables centradas en los volúmenes de control, ya que existe uno para cada  $U$ ,  $V$ , y  $\eta$ .

Los coeficientes de la matriz quedan de la siguiente forma:

$$a(k) = -\frac{\Delta t}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k}} \left[ \frac{(v_{TV})_{i+1/2,j,k-1/2}^n}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k-1/2}} \right] \tag{4.58}$$

$$b(k) = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta zu_{i,j,k}} \left[ \frac{(v_{TV})_{i+1/2,j,k+1/2}^n}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k+1/2}} + \frac{(v_{TV})_{i+1/2,j,k-1/2}^n}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k-1/2}} \right] \tag{4.59}$$

Para la capa superior que está en contacto con el medio ambiente donde intervienen los esfuerzos cortantes producidos por viento, una vez incluidos en las ecuaciones, modifican al elemento de la superdiagonal, y al de términos independientes, en función de esto se establecen como:

$$c(k) = -\frac{\Delta t}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k}} \left[ \frac{(v_{TV})_{i+1/2,j,k+1/2}^n}{(\Delta zu)_{i+1/2,j,k+1/2}} \right] \tag{4.60}$$

El vector de términos independientes se expresa:

$$r(k) = (FU)_{i-1/2,j,k}^n - \frac{g\Delta t}{\Delta x_{i-1/2}} (\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i-1,j}^{n+1}) - B_{i+1/2,j,k}^n + \frac{\Delta t}{\Delta z u_{i,j,k}} \left( \frac{Cd \rho_a}{\rho_w} \omega_x |\omega_x| \right) \quad (4.61)$$

Donde:

- $B^n$  Término baroclínico (ver ecu. 4.42)
- $\omega_x$  Velocidad del viento
- $\rho_a$  Densidad del aire
- $\rho_w$  Densidad del agua
- $Cd$  Coeficiente de arrastre por el viento (Garrat, 1977), que es igual a 0.0013 si  $\omega < 10$  m/s, y 0.0026 si  $\omega > 10$  m/s.

#### 4.10.8 Cálculo de la superficie libre

##### 4.10.8.1 Discretización y coeficientes de matriz pentadiagonal

Por conveniencia computacional el sistema primeramente se reduce en una primera etapa a un pequeño sistema donde  $\eta_{i,j}^{n+1}$  son las únicas incógnitas.

$$\begin{aligned} & \eta_{i,j}^{n+1} - g \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i+1/2,j}^n (\eta_{i+1,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n+1}) - [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i-1/2,j}^n (\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i-1,j}^{n+1}) \right\} \\ & - g \frac{\Delta t^2}{\Delta y^2} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i,j+1/2}^n (\eta_{i,j+1}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n+1}) - [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i,j-1/2}^n (\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i,j-1}^{n+1}) \right\} \\ & = \eta_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i+1/2,j}^n - [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i-1/2,j}^n \right\} \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i,j+1/2}^n - [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i,j-1/2}^n \right\} \end{aligned} \quad (4.62)$$

Desde que A es definido como positivo,  $A^{-1}$  es también positivo y  $(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z$  es un número no negativo. Así la ecuación (4.62) constituye un sistema de ecuaciones lineal con 5 diagonales para  $\eta_{i,j}^{n+1}$ , el cual es simétrico y estrictamente diagonal dominante con elementos positivos en la diagonal principal y negativos en las otras diagonales, por tanto el sistema es definido como positivo y con solución única.

Para los niveles de superficie libre en el tiempo  $(n+1)$ , se inicia el cálculo con valores propuestos, dejando como incógnitas las velocidades en la vertical del mismo punto del plano horizontal, que intervienen en los términos de la difusión vertical.

$$d_{i,j}^n \eta_{i,j}^{n+1} - e_{i+1/2,j}^n \eta_{i+1,j}^{n+1} - h_{i-1/2,j}^n \eta_{i-1,j}^{n+1} - f_{i,j+1/2}^n \eta_{i,j+1}^{n+1} - g_{i,j-1/2}^n \eta_{i,j-1}^{n+1} = q_{i,j}^n \quad (4.63)$$

Los coeficientes que multiplican a las incógnitas forman una matriz pentadiagonal como se estableció anteriormente y se calculan como:

$$d_{i,j}^n = 1 + e_{i+1/2,j}^n + h_{i-1/2,j}^n + f_{i,j+1/2}^n + g_{i,j-1/2}^n \quad (4.64)$$

$$e_{i+1/2,j}^n = g \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i+1/2,j}^n \quad (4.65)$$

$$h_{i-1/2,j}^n = g \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i-1/2,j}^n \quad (4.66)$$

$$f_{i,j+1/2}^n = g \frac{\Delta t^2}{\Delta y^2} [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i,j+1/2}^n \quad (4.67)$$

$$g_{i,j-1/2,j}^n = g \frac{\Delta t^2}{\Delta y^2} [(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z]_{i,j-1/2,j}^n \quad (4.68)$$

Donde para el vector de términos independientes se determina como:

$$q_{i,j}^n = \eta_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i+1/2,j}^n - [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i-1/2,j}^n \right\} - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i,j+1/2}^n - [(\Delta z)^T A^{-1} G]_{i,j-1/2}^n \right\} \quad (4.69)$$

Donde:

$\Delta z_{i,j,k}$  Es el espesor de la capa de agua en elemento  $k$ .

En donde  $A$ ,  $A^{-1}$  son definidos como positivos, por consiguiente  $(\Delta z)^T A^{-1} \Delta z$  no es número negativo, ya que el producto de la matriz es mayor a cero para todos los vectores distintos

de cero. De la ecuación (4.63) se constituye un sistema lineal penta-diagonal de las ecuaciones para  $\eta_{i,j}^{n+1}$  la cual es simétrica y estrictamente diagonal con sus elementos positivos en la diagonal principal y negativos en otra parte. Así el sistema tiene solución única y con este tipo de matrices especiales se pueden resolver con diferentes métodos numéricos. Para este caso se emplea la eliminación por Gauss-Seidel.

Una vez que la nueva  $\eta$  es determinada, las ecuaciones (4.42) son retomadas para un nuevo campo de velocidades  $U$  y  $V$  al tiempo  $t_{n+1}$ .

#### 4.10.9 Celdas húmedas y secas

Una vez que la superficie libre ha sido calculada a lo largo del dominio, antes que preceda al siguiente intervalo de tiempo, algunos de los espaciamientos verticales  $\Delta z$  tienen que ser actualizados para la nueva localización de la superficie libre. La profundidad total  $H$  en los puntos  $U$  y  $V$ , desde que la profundidad es negativa, la forma discretizada se define como:

$$\begin{aligned} H_{i+1/2,j}^{n+1} &= \max\left(0, h_{i+1/2,j} + \eta_{i,j}^{n+1}, h_{i+1/2,j} + \eta_{i+1,j}^{n+1}\right), \\ H_{i,j+1/2}^{n+1} &= \max\left(0, h_{i,j+1/2} + \eta_{i,j}^{n+1}, h_{i,j+1/2} + \eta_{i,j+1}^{n+1}\right) \end{aligned} \quad (4.70)$$

El valor de 0 de la profundidad total  $H=h+\eta$ , significa que la celda esta “seca” o que será mojada cuando el total de la profundidad sea positiva. Si el total de  $H$  es positiva, la cara de la celda está mojada a lo largo del incremento de  $\Delta z$  que no sea cero.

#### 4.10.10 Componente de velocidad $W$

Por último, se necesita calcular la tercera componente de la velocidad por medio de la ecuación de continuidad que en diferencias finitas se establece como:

$$W_{i,j,k}^{n+1} = W_{i,j,k-1}^{n+1} - \frac{(\Delta z_{i+1,j,k} U_{i+1,j,k}^{n+1} - \Delta z_{i,j,k} U_{i,j,k}^{n+1})}{\Delta x_i} - \frac{(\Delta z_{i,j+1,k} V_{i,j+1,k}^{n+1} - \Delta z_{i,j,k} V_{i,j,k}^{n+1})}{\Delta y_j} \quad (4.71)$$

Donde existe la condición de ausencia de flujo vertical en la celda que presenta contacto con el fondo, es decir:

$$W_{i,j,\text{fondo}}^{n+1} = 0 \quad (4.72)$$

Con esta condición es posible calcular la capa inmediata superior, y así de forma sucesiva hasta llegar una antes de la superficie libre.

Para el caso de presentarse irregularidades en una cara vertical del volumen de control (debido a que el fondo corta o modifique dicha cara), entonces  $\Delta z_{i,j,k}$  se define como la altura de ese volumen que contiene agua. Estrictamente hablando, el espesor de la capa superficial depende de la posición de la superficie libre del agua y dado que esta puede cambiar con el tiempo, es necesario considerar o recalcular los  $\Delta z_{i,j,k}$  para cada intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

## **CAPITULO 5**

# **APLICACION DEL MODELO YAXUM/3D AL DOMINIO IDEALIZADO DEL GDM**

### **5.1 Antecedentes**

**E**l GDM tiene una geometría particular que resulta atractiva para la modelación oceánica, ya que permite introducir mallas numéricas que permiten reducir los problemas de las corrientes oceánicas, así como el desprendimiento de vórtices. El GDM contiene uno de los mayores sistemas energéticos de corrientes que desprenden anillos anticiclónicos en el Planeta.

En este trabajo se toman las ideas inducidas por Reid *et al*, (1972) y Hulburt y Thompson (1980) (ver los subcapítulos 3.5.1, 3.5.2 y 3.5.3), en cuyos trabajos se caracteriza al GDM mediante un rectángulo con una entrada (canal de Yucatán) y una salida (estrecho de Florida). Por un lado simplifica el problema, pero por el otro, permite el estudio de la Corriente del Lazo y su influencia en la dinámica del GDM, así como el desprendimiento de vórtices.



## 5.2 Dominio real del GDM

El Golfo de México es uno de los sitios más estudiados a nivel mundial, por su complejidad e interacción océano-atmósfera que esto conlleva. Existen bases de datos a nivel mundial, accesibles a todo público, de las cuales se retoma la de ETOPO2 (*Earth Topography at 2' Resolution, National Geophysical Data Center, EUA*), que contiene la batimetría del GDM con espaciamiento a cada 2 y 5 minutos de grados (en latitud y longitud). Con las herramientas computacionales actuales, las bases de datos se pueden extrapolar o interpolar para obtener mallas con espaciamientos en la horizontal, de acuerdo a la necesidad del usuario y el uso para fines de modelación numérica.

Se presenta el dominio real del GDM (Figura 5.1 y 5.2), visualizado y listo para leerlo el modelo YAXUM/3D, consta de 661 x 463 elementos a cada 3700 m de espaciamiento en el plano horizontal, y en el plano vertical se tiene información hasta una profundidad promedio de 3,500 m.

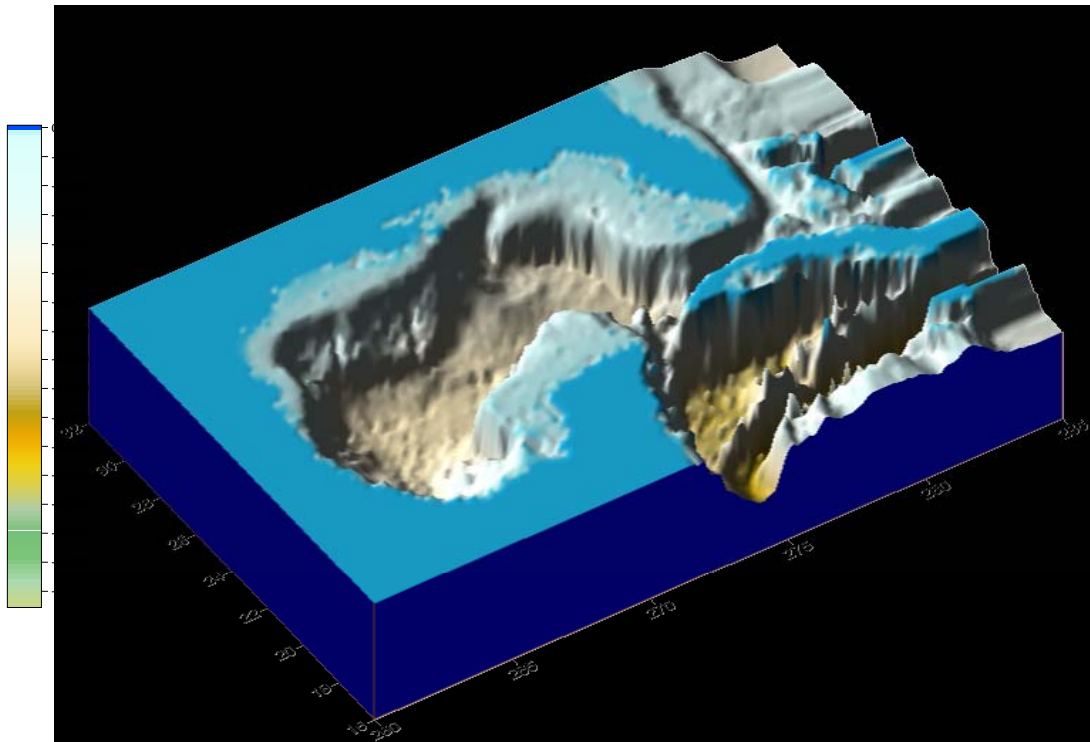


Figura 5.1 Golfo de México y Mar Caribe digitalizado de ETOPO2.

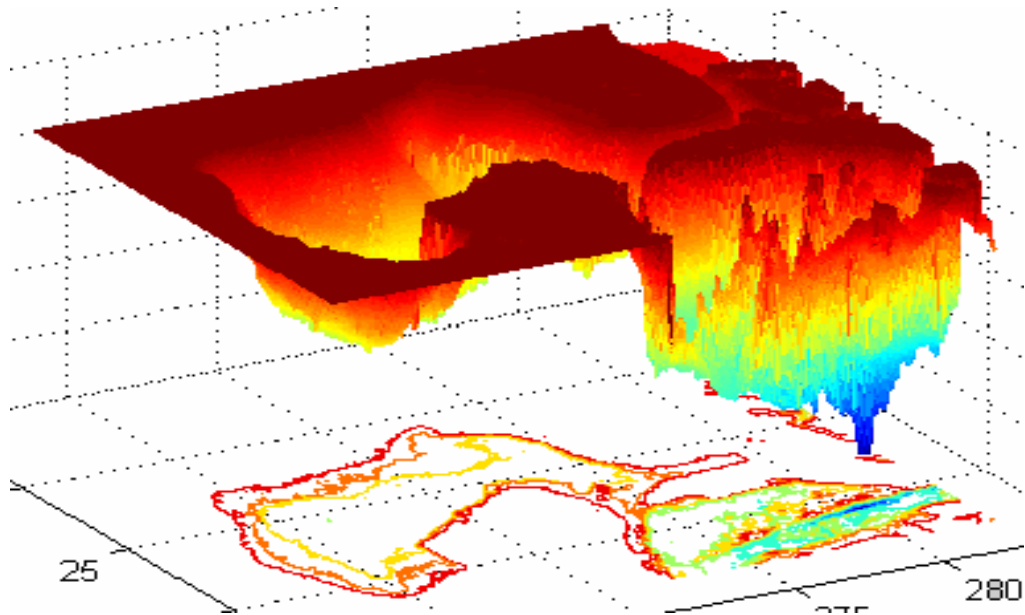


Figura 5.2 Golfo de México y Mar Caribe digitalizado de ETOPO2 (Visualizado con MatLab).

### 5.3 Dominio idealizado para el GDM

Partiendo de los trabajos de Reid *et al*, (1972), y de Hulburt y Thompson (1980), y de caracterizar al GDM en un rectángulo con una entrada y una salida (Canal de Yucatán y Estrecho de Florida, respectivamente), con una batimetría idealizada del GDM sobre la cual se aplica una serie de experimentos con el modelo numérico YAXUM/3D, para los modos barotrópico (Integrado en la vertical y multicapas) y baroclínico (multicapas).

La Figura (5.3) muestra el dominio del modelo superimpuesto sobre el mapa del GDM. Se establece un dominio rectangular de 1600 km x 900 km el modelo es forzado con un flujo entrante en la frontera sur (estrecho de Yucatán). Esto es compensado por una frontera abierta Este (estrecho de Florida). La entrada del flujo tiene un ancho de 160 km con centro a 400 km de la frontera Este. La salida del flujo tiene un ancho de 150 km con centro a 75 km de la frontera Sur. Así, uno de los propósitos de este trabajo es el estudio de la corriente que entra por el canal de Yucatán y su influencia en la dinámica del sistema.

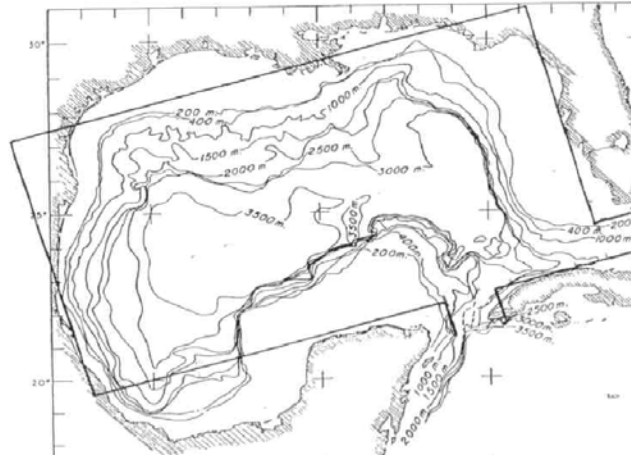


Figura 5.3 Aproximación del dominio para el modelo numérico, se indica la localización de entrada y salida de flujo (Hulburt y Thompson 1980).

Para este estudio se genera una batimetría idealizada (Figura 5.4), que se retoma de los trabajos antes mencionados. La malla representa 1600 km x 900 km. del GDM. Esta puede ser variable en base a la resolución de la misma, se aplicaron tres tipos de mallas: con espaciamentos en el plano horizontal @ 20 km, @ 10 km, y @ 4 km, por cuestiones de tiempo-máquina se optó por utilizar una malla intermedia que en este caso es la que tiene espaciamentos para el plano horizontal de 10 x 10 km, con una profundidad máxima de 3,000 m.

El dominio idealizado (DI10) resulta ser una malla de 160 x 90 elementos en la horizontal y 10 capas en la vertical (profundidad) @ 300 m.

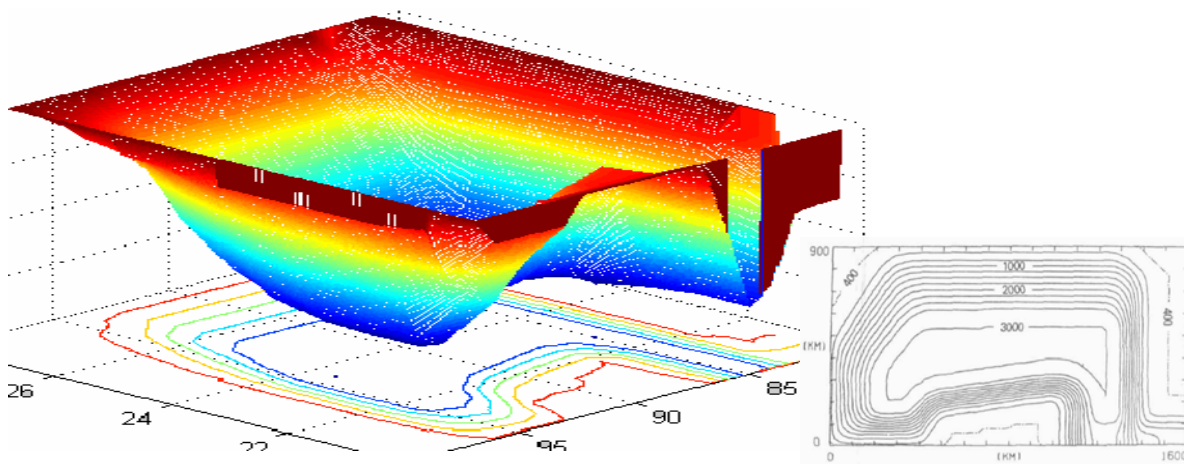


Figura 5.4 Batimetría Idealizada para el Golfo de México.

## 5.4 Modelación en 2D (integrado en la vertical)

### 5.4.1 Introducción

Las ecuaciones que se aplican son descritas en el capítulo 4 (ecuaciones 4.30 y 4.31), que son las ecuaciones para las velocidades de U y V integradas en la vertical, también se resuelve para la superficie libre (ecu. 4.32). De estas, el programa hace un promediado desde la superficie libre hasta el fondo y hace inferir consecuentemente los esfuerzos cortantes para la superficie y el fondo.

### 5.4.2 Generación de malla

Como se mencionó arriba, sobre la batimetría idealizada se genera una malla dependiente de los espaciamientos en la horizontal, capacidad y necesidad de la simulación. En este caso, por ser en 2D sólo se tienen dos capas, una en la superficie y otra en el fondo (Figura 5.5). Sobre esta malla se colocan las variables escalares como temperatura, salinidad, densidad, latitud, altura de superficie, concentraciones, presión y para las caras de las celdas se calculan las cantidades vectoriales como las velocidades en U y V.

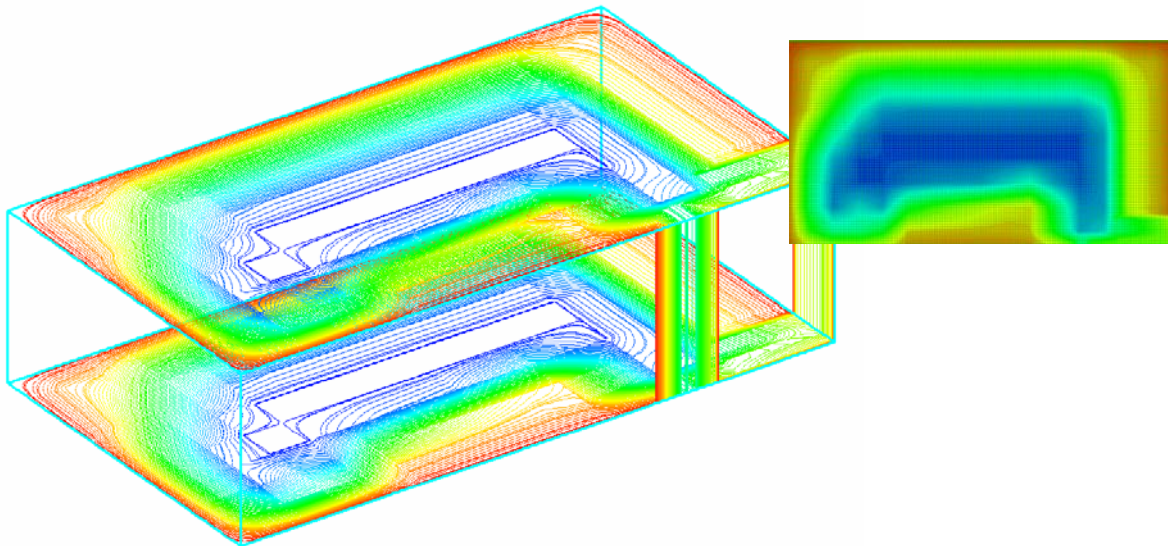


Figura 5.5 Estructura vertical (dos capas) de la malla del DI10, y vista general del plano horizontal.

### **5.4.3 Condiciones de frontera**

Las condiciones de frontera para el DI10 se resumen para la superficie, el fondo, y las paredes, así como para la entrada y salida de flujo. Se considera una entrada de flujo (frontera Sur) constante y una salida de flujo (frontera Este). Las fronteras en la pared del DI10 se consideran con velocidad cero ( $U; V; W = 0$ ), la temperatura y salinidad se consideran constantes para las condiciones del fondo. Para este estudio no se considera viento por no ser parte motora de la circulación en el GDM (Hulburt y Thompson, 1980), se considera aproximación del plano Beta.

### **5.4.4 Condiciones iniciales**

#### **5.4.4.1 Inicialización de campos**

La inicialización se hace con una velocidad de flujo entrante constante para dar un “calentamiento” al modelo (Figura 5.6), esto se hace con un tiempo de simulación de un día, después conforme va avanzando la entrada de flujo por el cálculo se incrementa el paso del tiempo moderadamente y se pueden anexar variables como temperatura y salinidad.

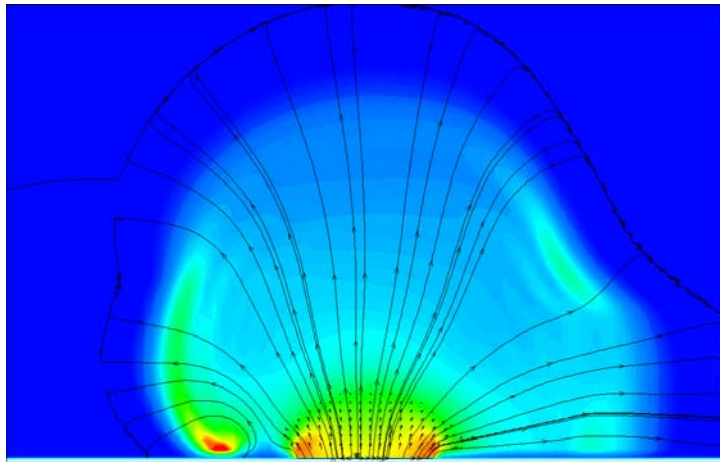


Figura 5.6 Inicialización de campos de velocidad, con flujo entrante constante

#### **5.4.4.2 Campos de temperatura**

El campo de temperatura para condiciones iniciales se obtuvo del *World Ocean Atlas* (NOAA, 1998), para la capa de 0.00 mts. de profundidad, por ser una matriz pequeña de datos se extrapoló al DI10 (Figura 5.7) y así se insertó directamente al modelo para que con la ecuación deducida para la temperatura (ecuación 4.7) y acoplada en el algoritmo general, fuera calculada con la variación del tiempo y ligada al campo vectorial.

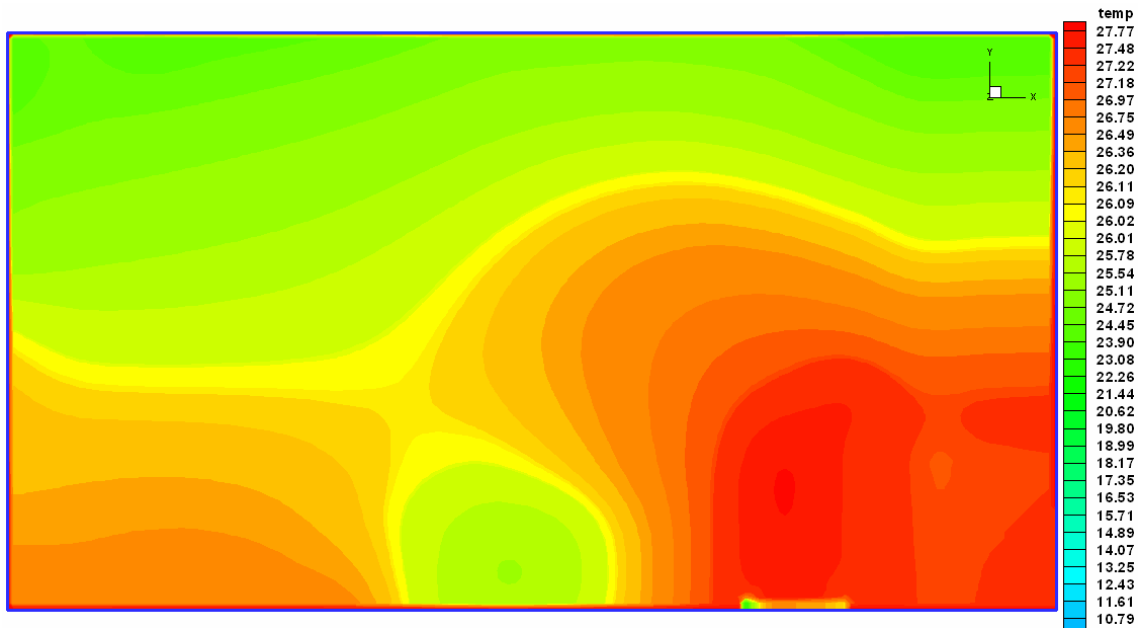


Figura 5.7 Inicialización del campo de temperatura en el DI10.

#### 5.4.4.3 Campos de salinidad

El campo de salinidad para condiciones iniciales se obtuvo del *World Ocean Atlas* (NOAA, 1998), para la capa de 0.00 mts. de profundidad, por ser una matriz pequeña de datos se extrapoló al DI10 (Figura 5.8) y así se insertó directamente al modelo para que con la ecuación deducida para la salinidad (ecuación 4.8) y acoplada en el algoritmo general, fuera calculada con la variación del tiempo y ligada al campo vectorial.

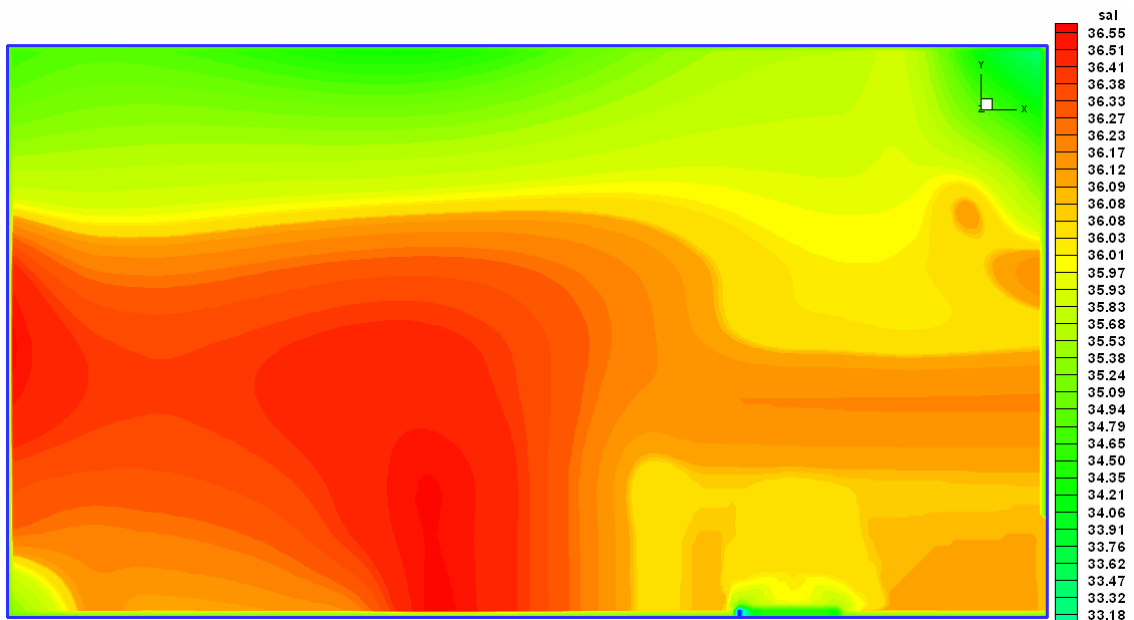


Figura 5.8 Inicialización del campo de salinidad en el DI10.

### **5.4.5 Simulación hidrodinámica en 2D (integrado en la vertical)**

Teniendo como antecedente el trabajo de Paskausky y Reid (1972), y el de Hulburt y Thompson (1980). Algunas consideraciones y restricciones para este estudio son:

1. El fluido es homogéneo y la presión se considera hidrostática.
2. La entrada y salida del flujo son normales a las secciones del rectángulo.
3. Se tiene un flujo entrante constante de entre 40 y 100 cm/s.
4. No se considera el efecto del viento ni el de las mareas.
5. Se considera la evolución de la temperatura y salinidad.

Se presenta el DI10 que como es modelación integrada en la vertical se tiene una malla en volumen (Figura 5.9), la cual es base de las simulaciones en 2D.

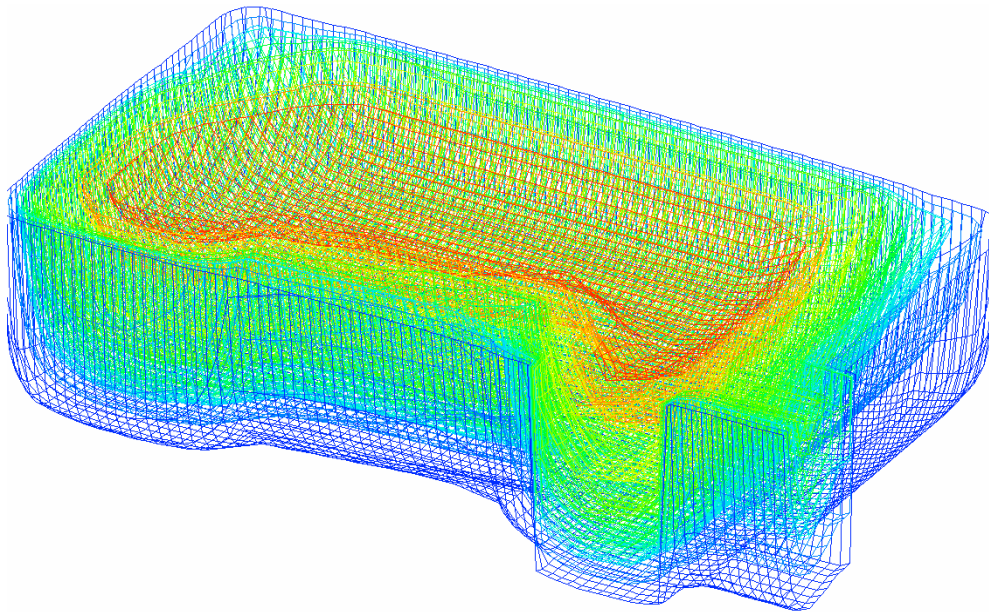


Figura 5.9 Malla integrada en la vertical en volumen con entrada (frontera Sur) y salida (frontera Este) del flujo.

#### **5.4.5.1 Inicialización del modelo YAXUM/3D**

Comenzando con las simulaciones se presentan una serie de imágenes (Figura 5.10) que contienen velocidad de entrada de flujo constante de 100 cm/s, esto para controlar la elevación de la superficie libre y el intervalo de tiempo, el calentamiento se realiza con un paso de tiempo a 1 seg por 24 horas de tiempo-simulación.

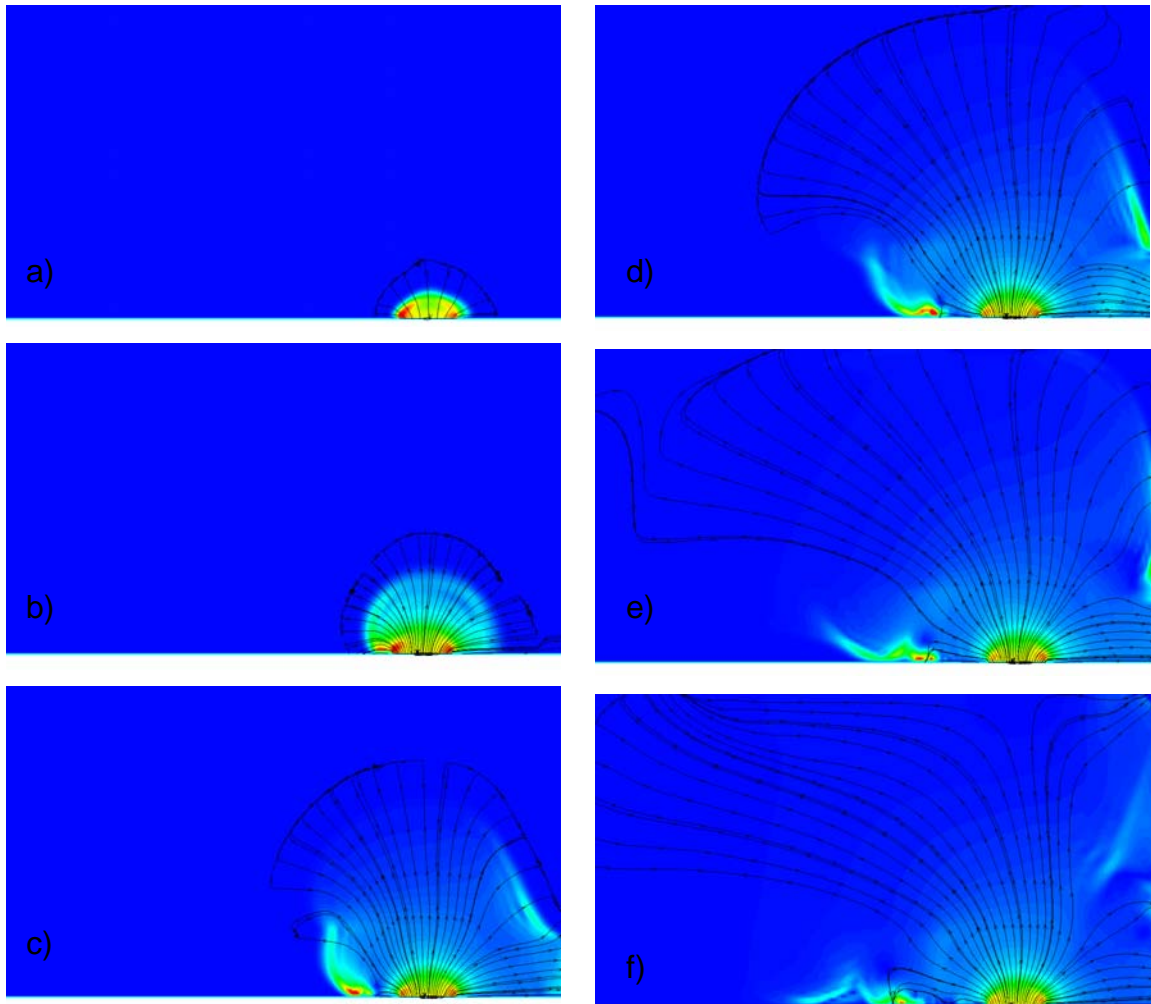


Figura 5.10 Inicialización del modelo numérico YAXUM/3D. Entrada de flujo constante con velocidad de 100 cm/s y paso de tiempo @ 1 seg. a) 4 hr, b) 8 hr, c) 12 hr, d) 16 hr, e) 20 hr, f) 24 hr.

#### 5.4.5.2 Resultante de las velocidades U, V

Para el cálculo de las velocidades U y V de las ecuaciones (4.25 y 4.26) respectivamente, dependen de todas las variables que se puedan adaptar al modelo, como densidad, temperatura, salinidad, gradientes de presión, esfuerzos cortantes en el fondo y superficie, mezclado horizontal y vertical, etcétera. Así el paso final de cálculo en el modelo es precisamente las velocidades, con esto se muestra la importancia del resultado que da la hidrodinámica en el dominio.



## Capítulo 5. Aplicación del modelo YAXUM/3D al dominio idealizado del GDM

Básicamente la dinámica del DI10 la da la entrada de flujo que puede ser constante o variable, conforme la inicialización del dominio va avanzando, los vectores velocidad penetran hacia las fronteras buscando el equilibrio para estabilizar la hidrodinámica dentro del DI10, esto en función de las condiciones iniciales y de frontera. Teniendo en cuenta la condición de Courant-Fredich-Levy (CFL) se establece el paso de tiempo máximo que es función este, del espaciamiento de la malla horizontal.

Se presenta una serie de imágenes que van dando seguimiento a la evolución resultante del campo vectorial para flujo entrante variable.

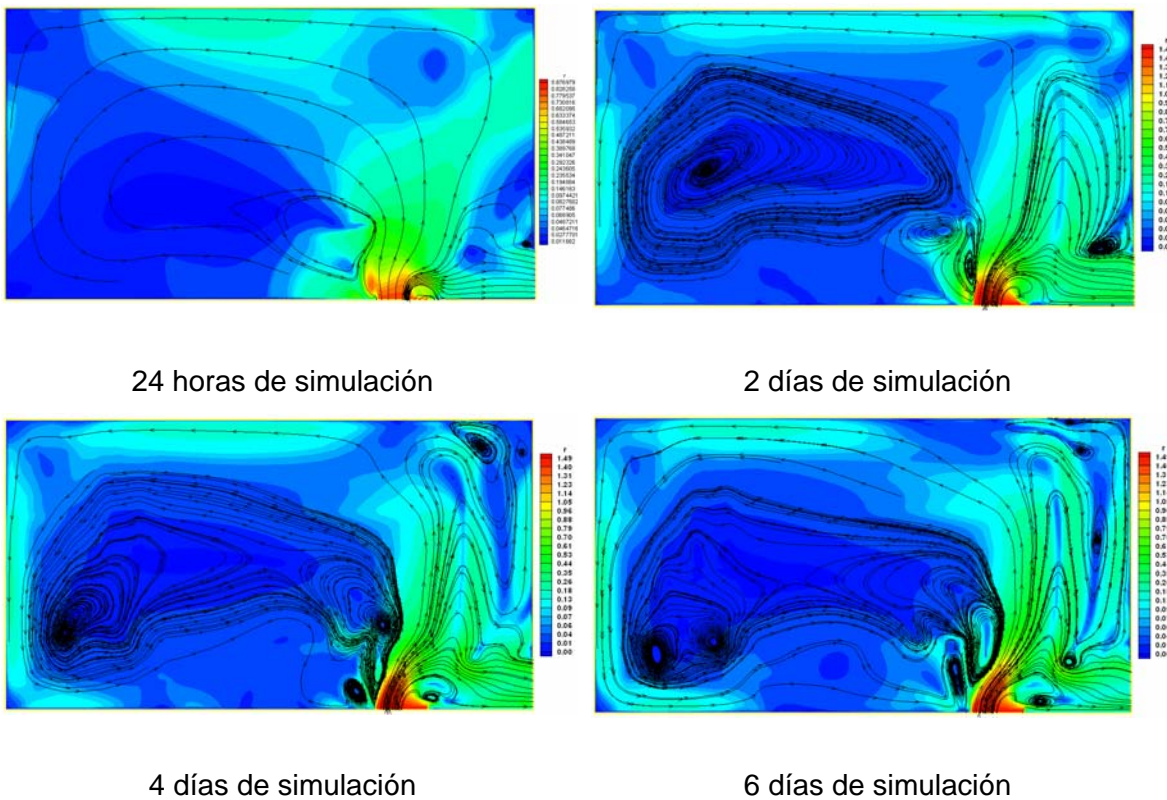


Figura 5.11 Seriación para campos de velocidad en el DI10.

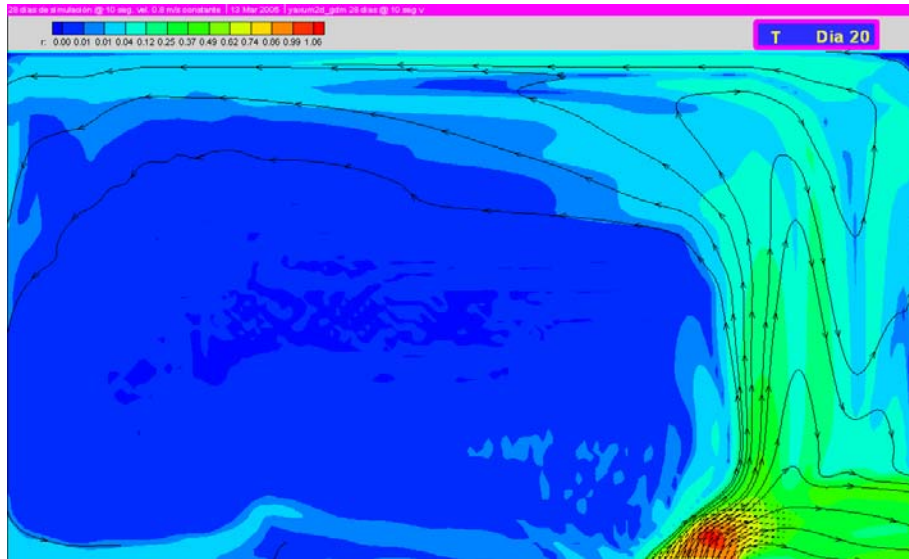


Figura 5.12 Resultante de las componentes U y V para 20 días de simulación

### 5.4.5.3 Superficie libre

En lo que se refiere a la superficie libre, esta se mantiene controlada desde las condiciones iniciales con un calentamiento previo del modelo, así la superficie libre se comporta de acuerdo a la expectativa del cálculo, se presenta unas imágenes de la superficie libre con la corriente entrante desarrollada en forma de Lazo (Figuras 5.13-5.14).

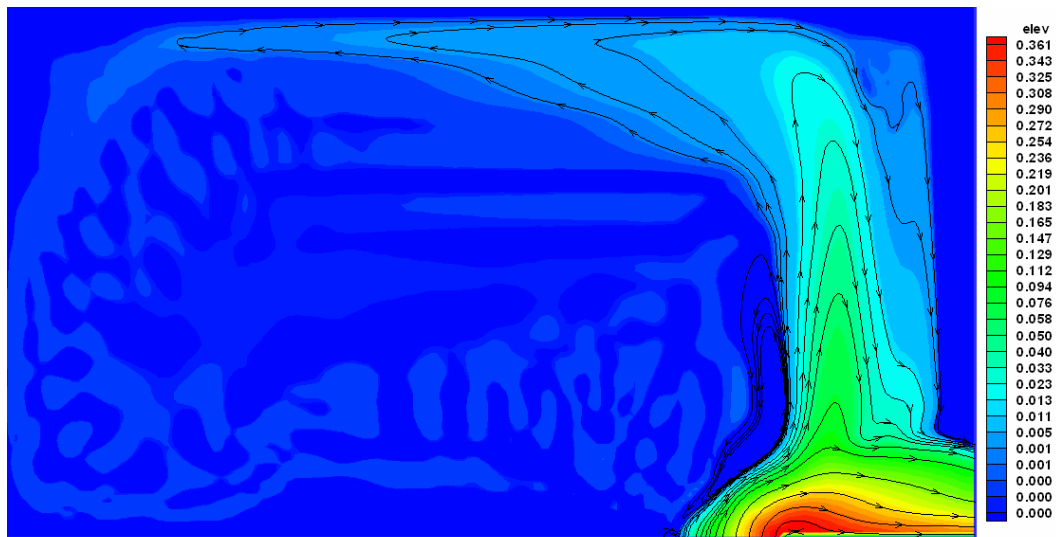


Figura 5.13 Evolución de la Corriente del Lazo con la superficie libre (m), a 3 semanas de simulación.

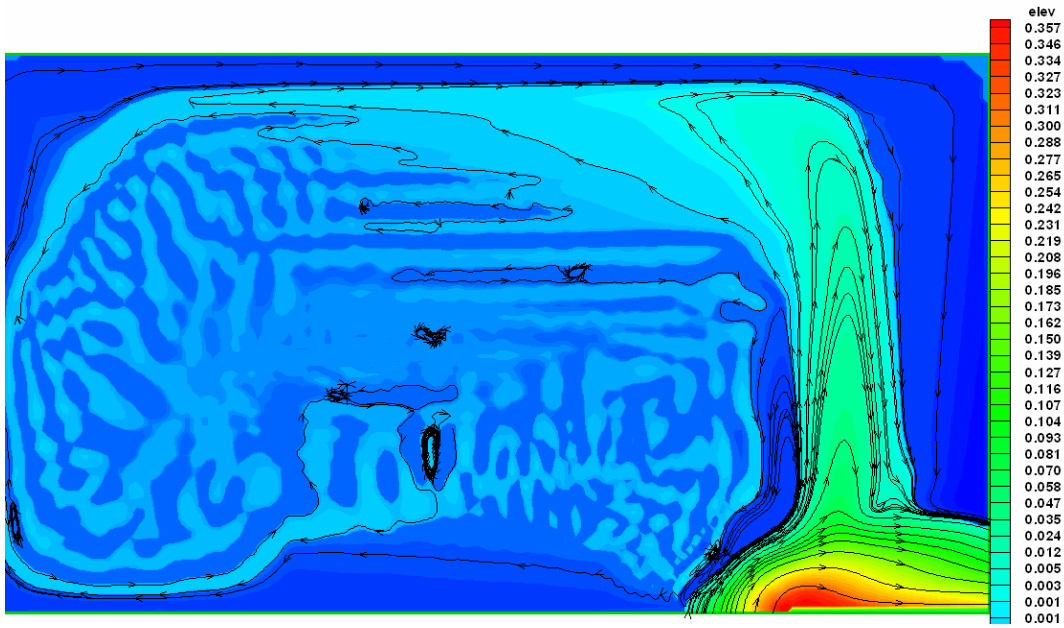


Figura 5.14 Evolución de la Corriente del Lazo y la elevación de superficie (m) a 2 meses de simulación.

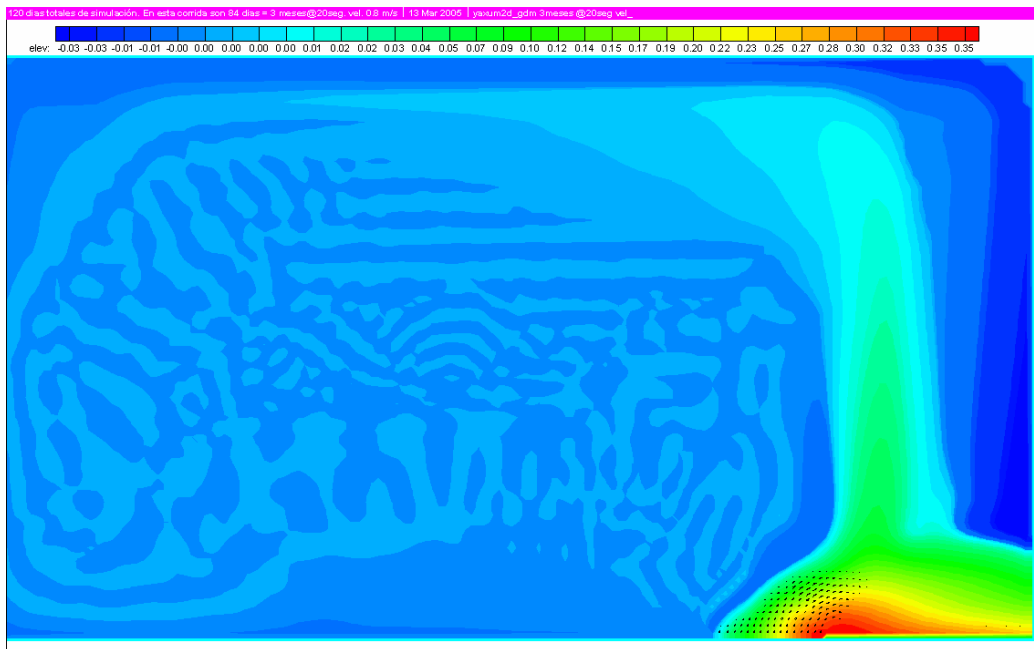


Figura 5.15 Elevación de superficie para 3 meses de simulación

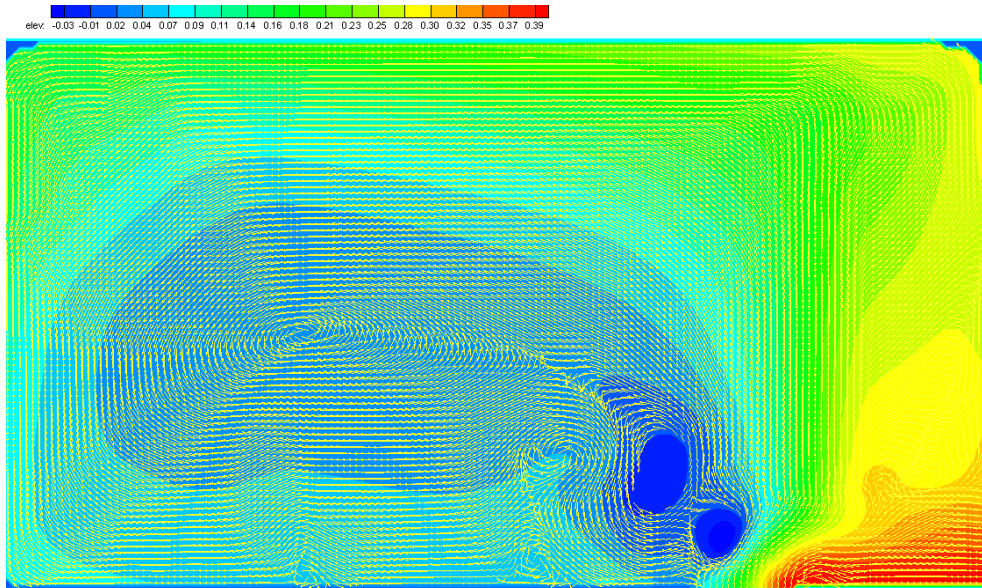


Figura 5.16 Elevación de superficie con campo vectorial para 5 semanas de simulación

#### 5.4.5.4 Simulación de la temperatura

Como se mencionó anteriormente el campo de temperatura se obtuvo de Levitus (NOAA 1998) y para comprobar que la temperatura evoluciona de acuerdo al paso del tiempo y con las condiciones iniciales y de frontera, se presentan imágenes (Figuras 5.17-5.19) con la intrusión de temperatura por el canal de Yucatán de 28°C aproximadamente.

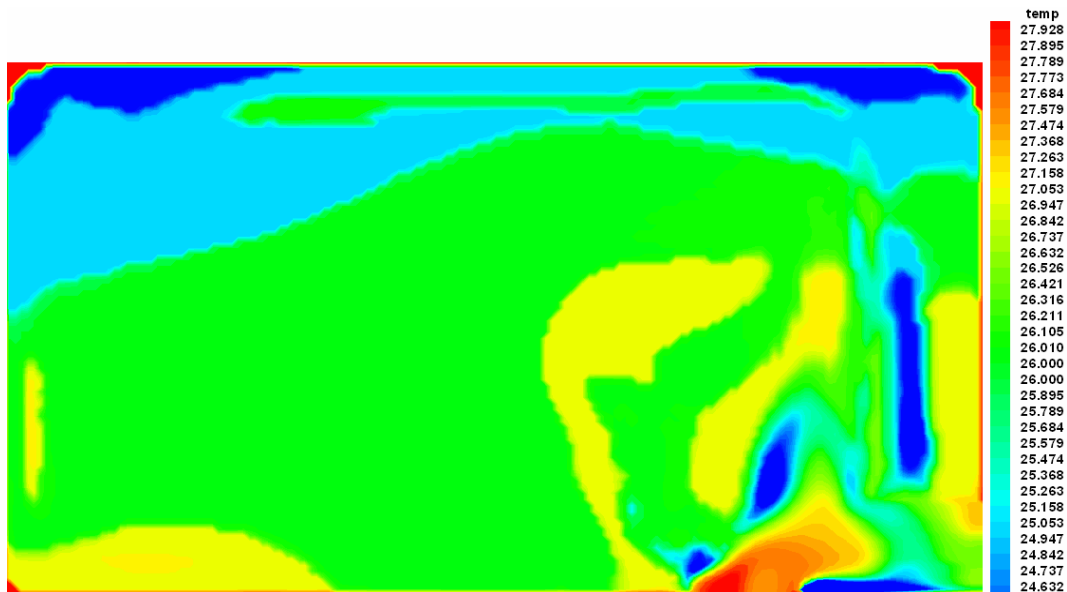


Figura 5.17 Inicialización de la evolución de la temperatura (°C) para 2 días de simulación. Nótese la intrusión de temperatura en la frontera Sur del DI10.

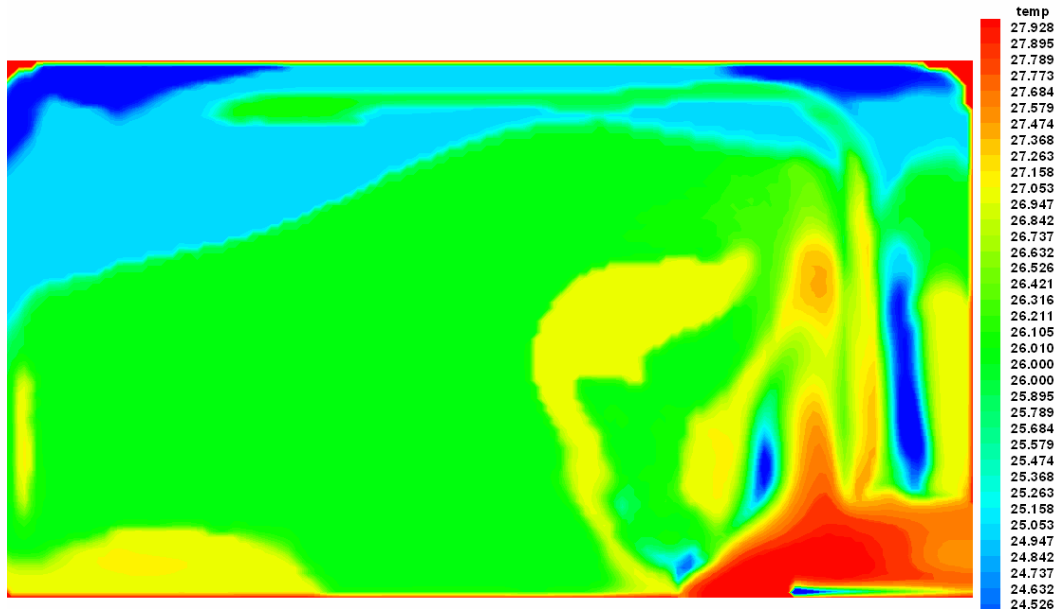


Figura 5.18 Evolución de la temperatura (°C) para 8 días de simulación.

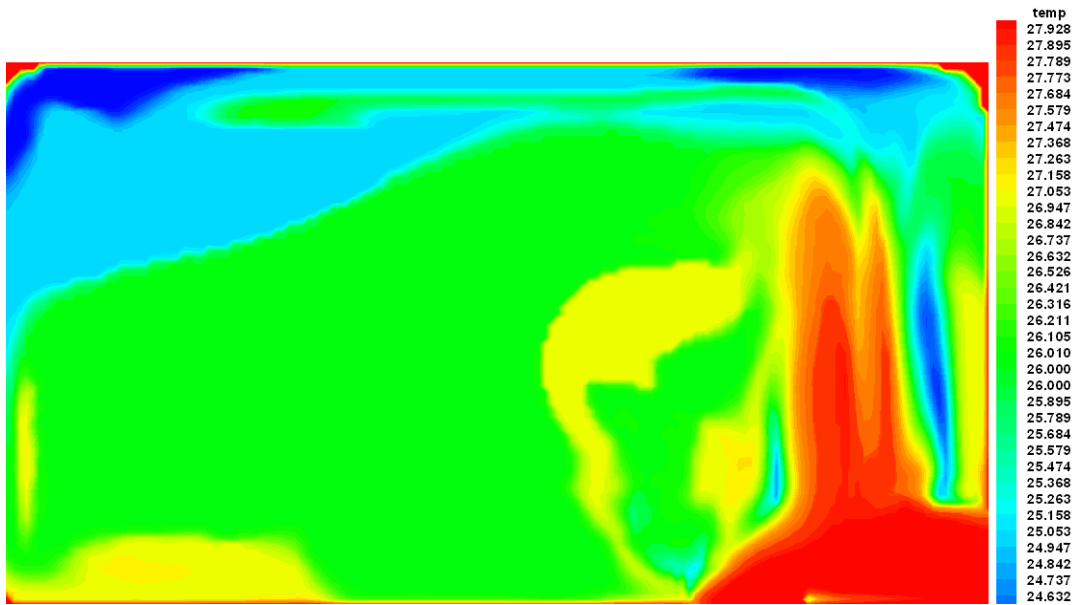


Figura 5.19 Evolución de la temperatura (°C) para 20 días de simulación.

### 5.4.5.5 Simulación de la salinidad

De igual forma se presenta la evolución de la salinidad para el D110 (Figuras 5.20-5.22).

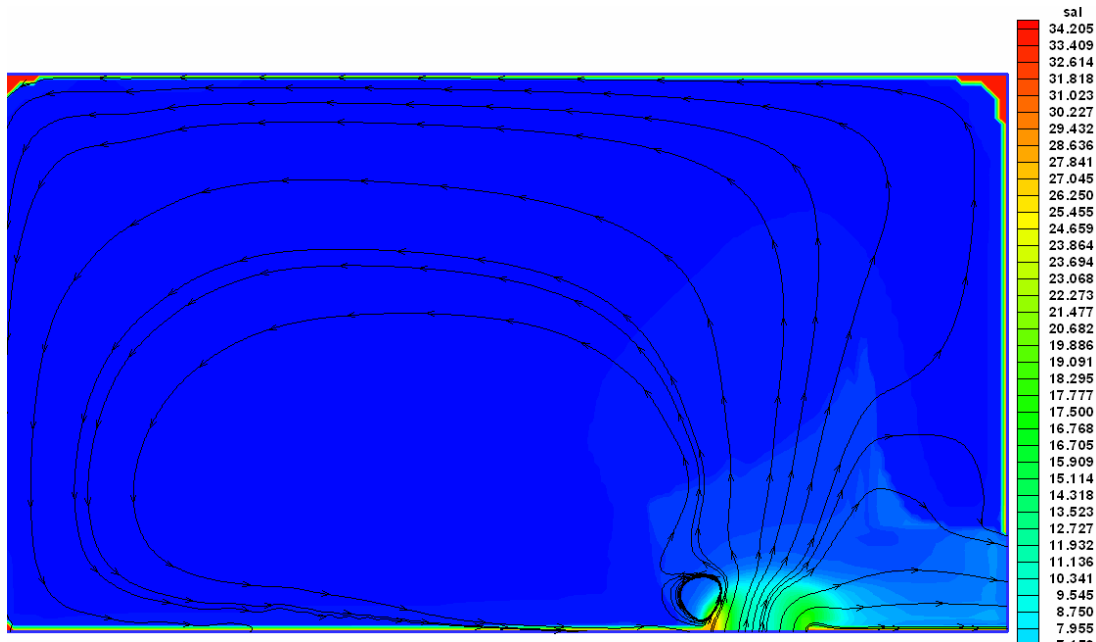


Figura 5.20 Inicialización de la salinidad (ups) para condiciones iniciales del D110, con evolución de líneas de corriente para 5 días de simulación.

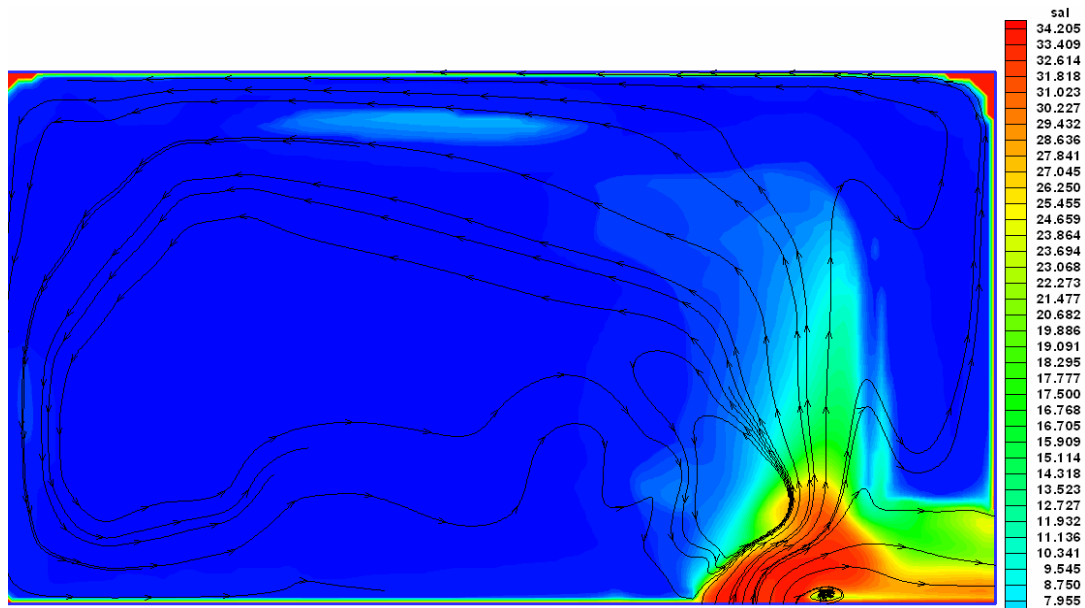


Figura 5.21 Evolución de la salinidad (ups) en el D110, nótese que las líneas de corriente comienzan a tomar forma de acuerdo a la batimetría de fondo.

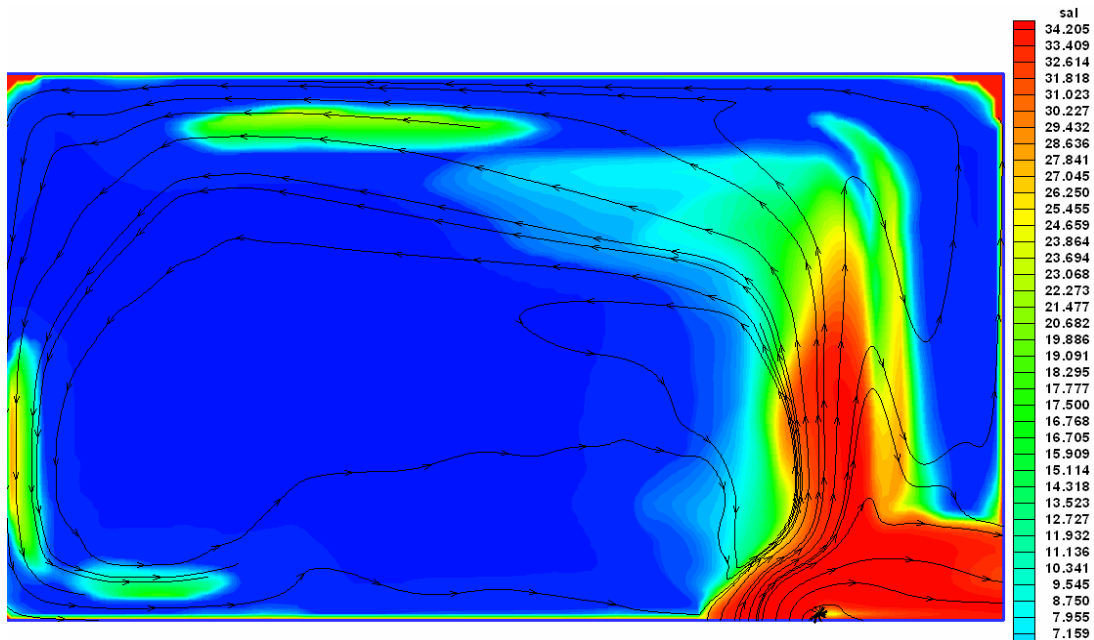


Figura 5.22 Evolución de la salinidad (ups), en el D110 para 2 semanas de simulación, nótese que las líneas de corriente toman la forma de Corriente del Lazo.

#### 5.4.6 Discusión de resultados

En base a la literatura consultada y a la serie de experimentos realizados para este trabajo, se observa que la batimetría en el GDM es importante para el desarrollo de la Corriente del Lazo.

De acuerdo con lo reportado por Hulburt y Thompson (1980), y la figura (5.26), donde la Corriente del Lazo sólo penetra hacia el Oeste del dominio idealizado, se visualiza de forma similar para experimentos en 2D (integrado en la vertical), también se presta atención a que no existe desprendimiento de la Corriente del Lazo.

Para condiciones del modelado en 2D, con entrada de flujo constante (80 a 90 cm/s), temperatura y salinidad en el dominio, se observa que para un tiempo máximo de simulación de 3.5 a 4 meses, el modelo se estabiliza, esto es signo de que se tiene una correcta solución numérica. Con las simulaciones en 2D, no se tiene un control del flujo entrante respecto a la vertical, es decir, no se puede especificar un gradiente de velocidad desde la superficie hasta el fondo.

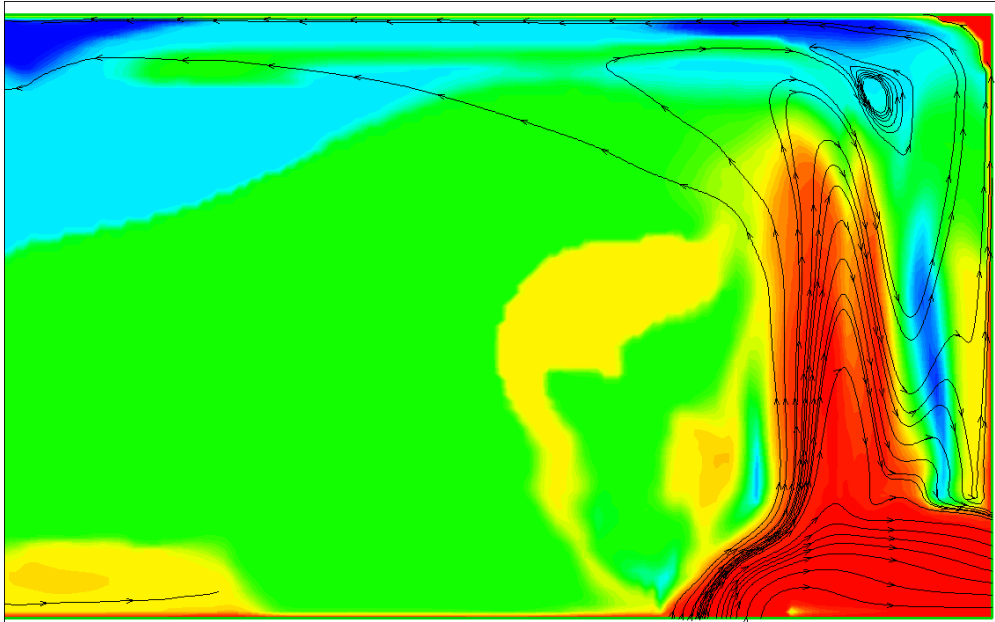


Figura 5.23 Temperatura a 4 semanas de simulación

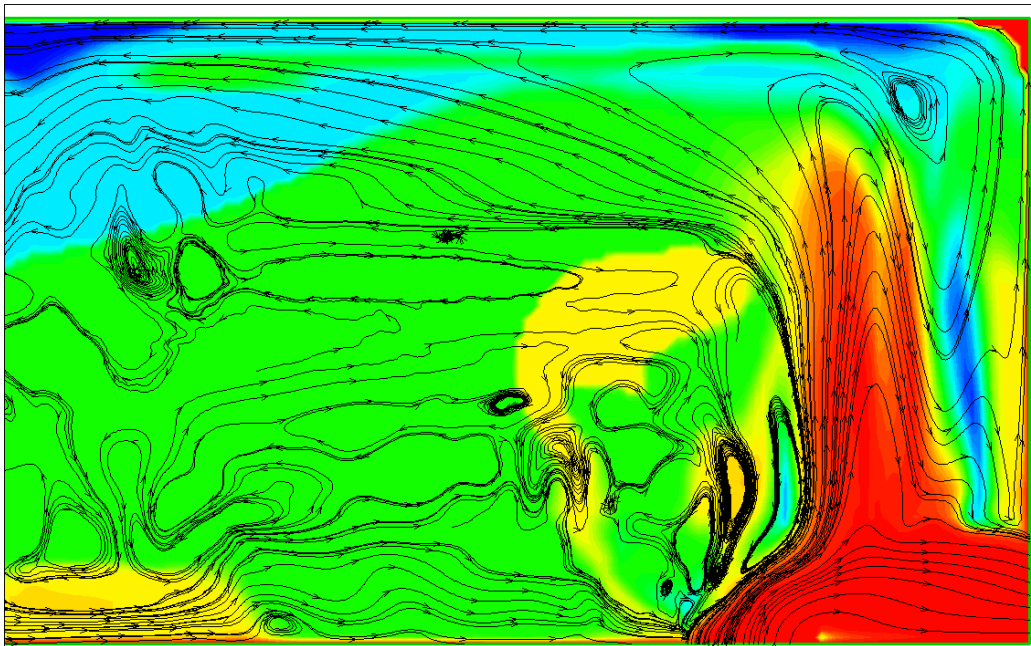


Figura 5.24 Temperatura a 3.5 meses de simulación



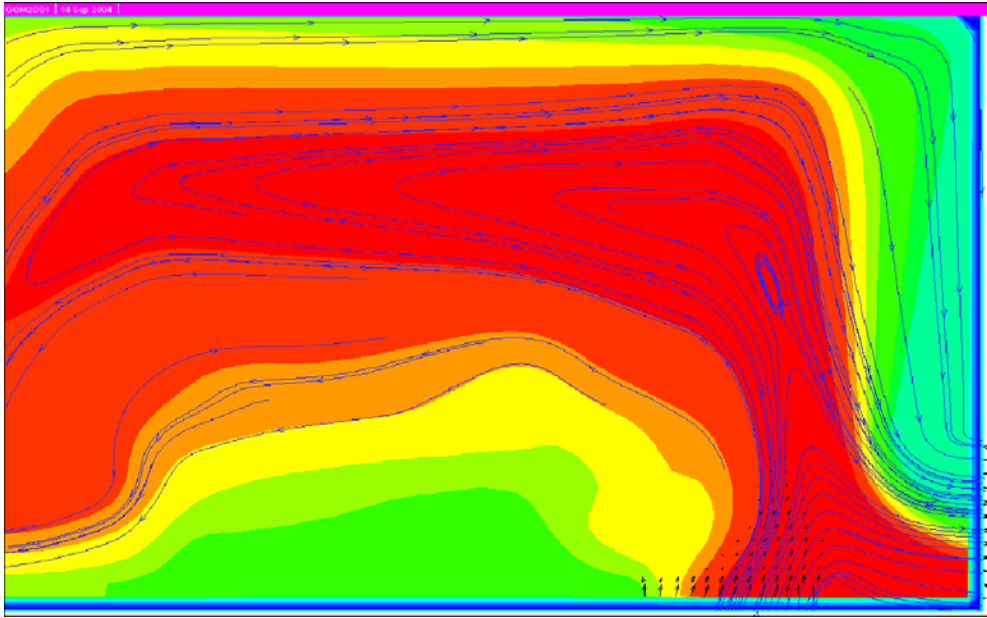


Figura 5.25 Simulación en 2D para 3 meses de con flujo constante de 80 cm/s. Nótese un vórtice desprendido dentro de la Corriente del Lazo.

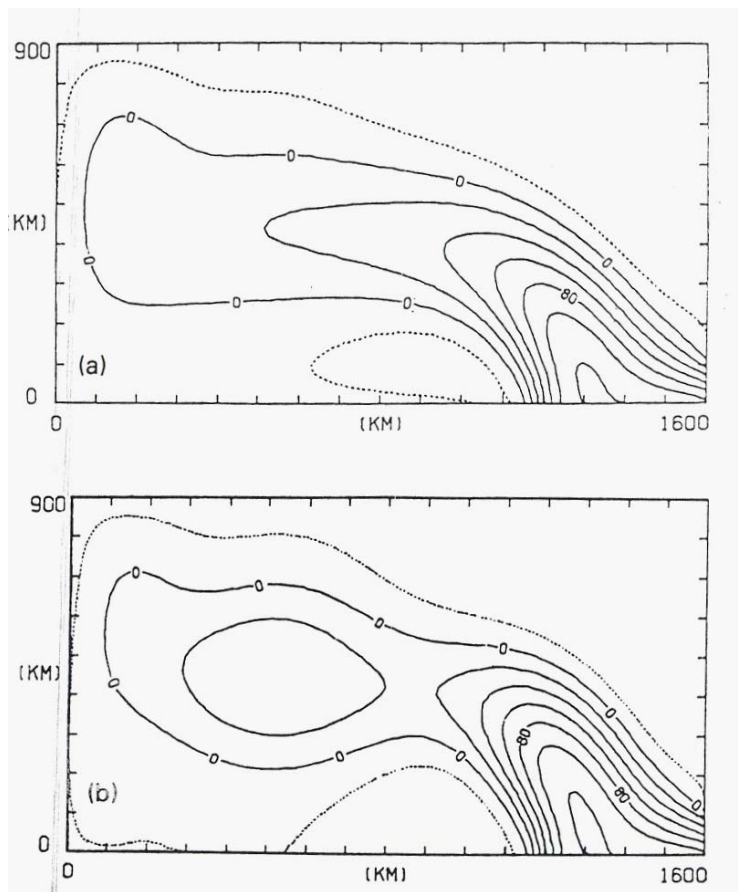


Figura 5.26 Resultados preliminares de los modelos de Hulburt y Thompson (1980)

## **5.5 Modelación en 3D (multicapa)**

### **5.5.1 Introducción**

Las ecuaciones que se aplican para el modelado en 3D son descritas en el capítulo 4 (ecuaciones 4.28 y 4.29), que son las ecuaciones para las velocidades de U y V y la ecuación (4.30) por medio de continuidad da solución a la velocidad W. A estas ecuaciones se le suman las de transporte para la temperatura (4.7) y salinidad (4.8), consecuentemente la de estado para la densidad y así incluir el término baroclínico para que exista una interacción entre las diferentes capas, consecuentemente se hacen inferir los esfuerzos cortantes para la superficie y el fondo.

### **5.5.2 Generación de malla tridimensional**

Se probaron diferentes tipos de mallas con diferentes espaciamientos, tanto en la horizontal como en la vertical. Como se menciona anteriormente, se estandariza para una malla horizontal a cada 10 km, y para la vertical se probaron diferentes capas. El primer ensayo se realizó con 4 capas en la vertical (Figura 5.27), el cual da un estimado de cómo evoluciona la corriente en el fondo, pero por tener distancias entre capas muy grandes (1000 m), los resultados varían considerablemente en comparación si se tienen más de 10 capas en la vertical. Después de hacer varios ensayos y por cuestiones de tiempo máquina se optó por fijar 11 capas en la vertical y de ahí tomar como malla base (Figura 5.28) para las simulaciones posteriores.

Como se mencionó antes, sobre la batimetría idealizada se genera una malla dependiente de los espaciamientos en la horizontal, capacidad y necesidad de la simulación. En el caso para la simulación en 3D, se tienen varias capas en la vertical una en la superficie, otra para el fondo y las restantes intermedias dependiendo de la capacidad de la máquina que para este estudio se estandarizó a 11 capas en la vertical (Figura 5.28). Sobre esta malla se colocan las variables escalares como temperatura, salinidad, densidad, latitud, altura de superficie, concentraciones, presión y para las caras de las celdas se calculan las cantidades vectoriales como las velocidades en U, V y W.

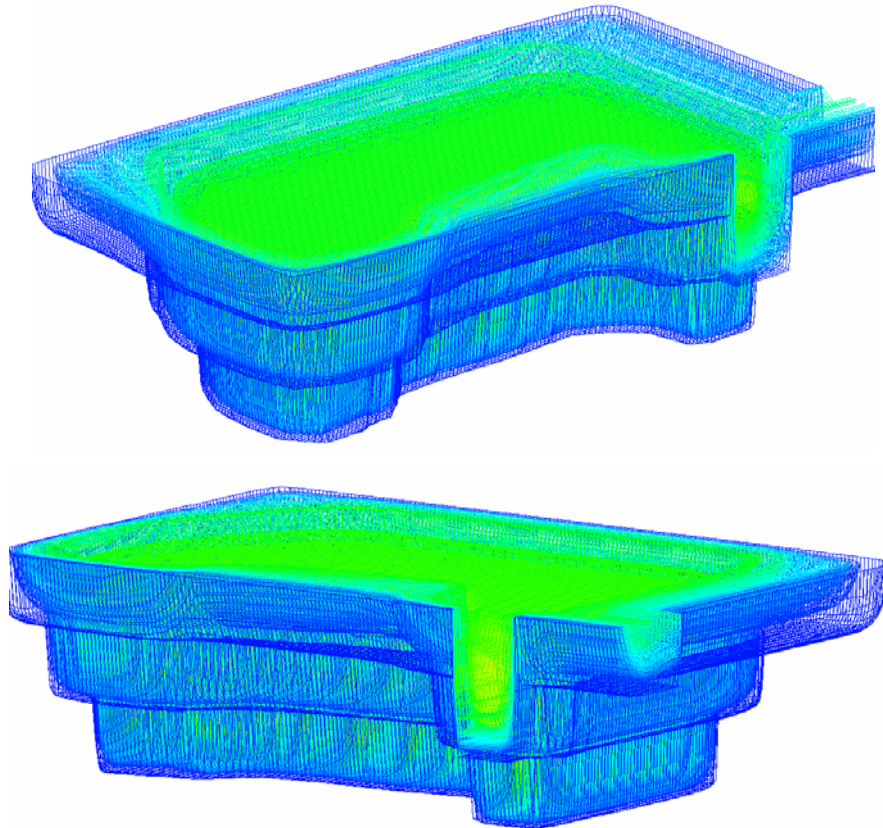


Figura 5.27 Malla del D110 con 4 capas en la vertical. Nótese la entrada (frontera Sur) y salida (frontera Este), que simulan al canal de Yucatán y estrecho de Florida respectivamente.

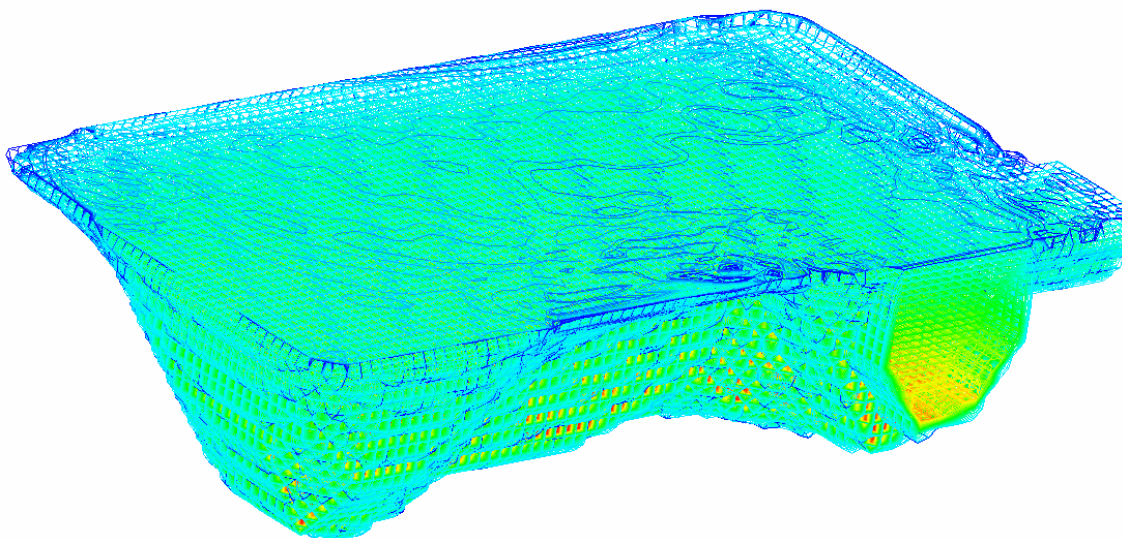


Figura 5.28 Malla base del D110 con 11 capas en la vertical.

### 5.5.3 Capas constantes y variables

El modelo YAXUM/3D tiene la capacidad de ser multicapa o multi-niveles para tener más detalle lo que ocurre a diferentes profundidades, especificando el espaciamiento entre cada capa ( $dz$ ), al ser  $dz$  constante la profundidad total se divide entre el número de capas y obtener así su espaciamiento en la vertical (Figura 5.29).

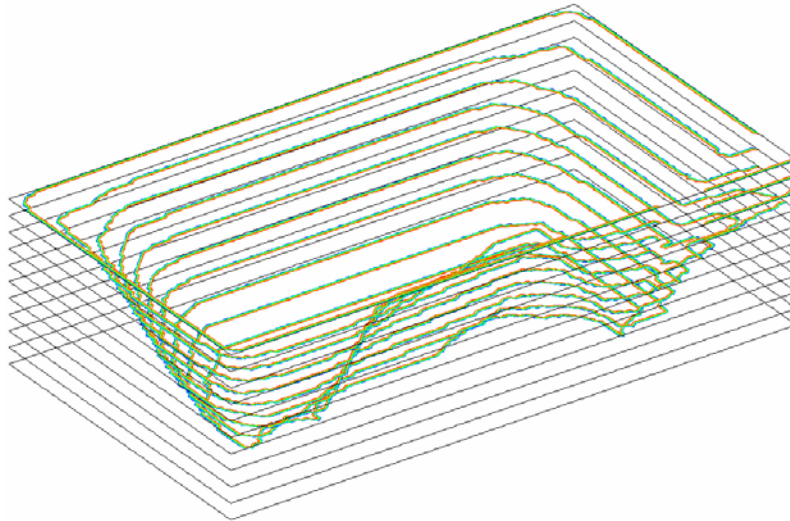


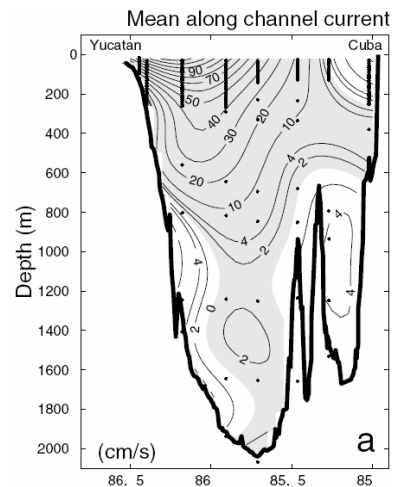
Figura 5.29 Contorno del DI10 asignando 11 capas o niveles en la vertical.

### 5.5.4 Condiciones iniciales

#### 5.5.4.1 Campos de velocidad

Mediciones recientes en el Canal de Yucatán (Figura 5.30) dan un transporte promedio de  $23.8 \text{ Sv} \pm 1 \text{ Sv}$ . La frecuencia de la fluctuación para el transporte varía de 15 a 60 días (Abascal, 2001).

Figura 5.30 Estructura promedio del campo de velocidad a través del Canal de Yucatán (Sheinbaum *et al.*, 2002)



La inicialización del modelo se hace con una inyección de velocidad de corriente perpendicular a la frontera sur (Figura 5.31), con un promedio de 24 Sv. Este transporte se reparte de forma parabólica de superficie a fondo en la entrada del flujo. Después de tiempo-maquina considerable, se observa un campo vectorial para todo el dominio (Figura 5.32) y para cada capa en la vertical.

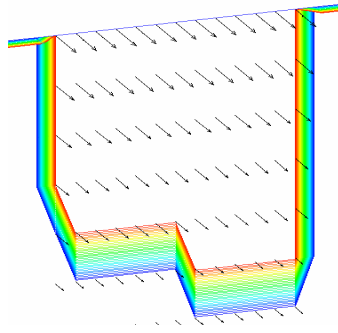


Figura 5.31 Campo de velocidad inicial en la entrada del DI10.

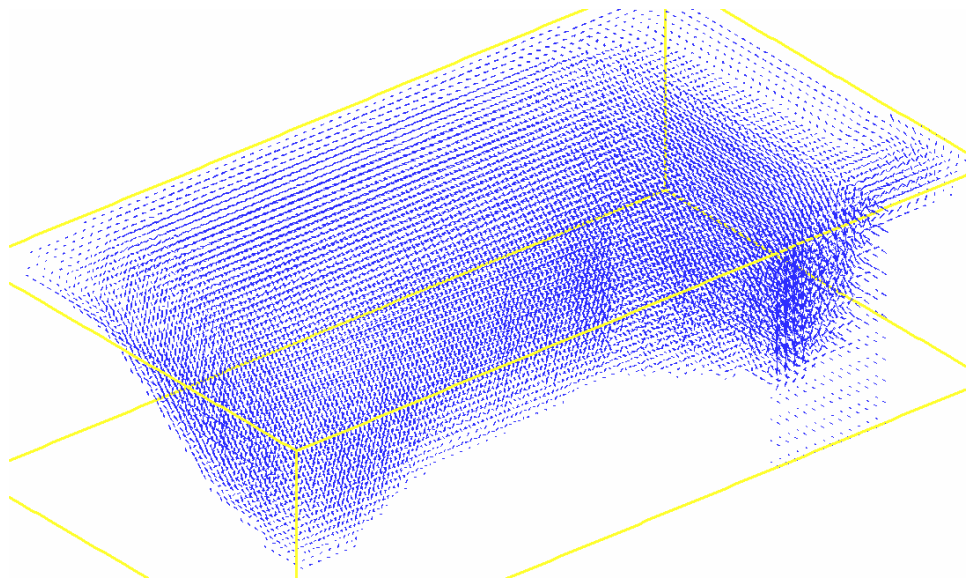


Figura 5.32 Campo vectorial del DI10

### 5.5.4.2 Campos de temperatura

Los campos de temperatura se obtuvieron de la base de datos del *World Ocean Atlas* (NOAA 1998), con 15 niveles desde la superficie 0.0 m hasta -3,500 m de profundidad (Figura 5.33). Los datos son temperaturas promedio anuales para cada nivel, estos a su vez se extrapolan al DI10 para que sean leídos por el modelo numérico.

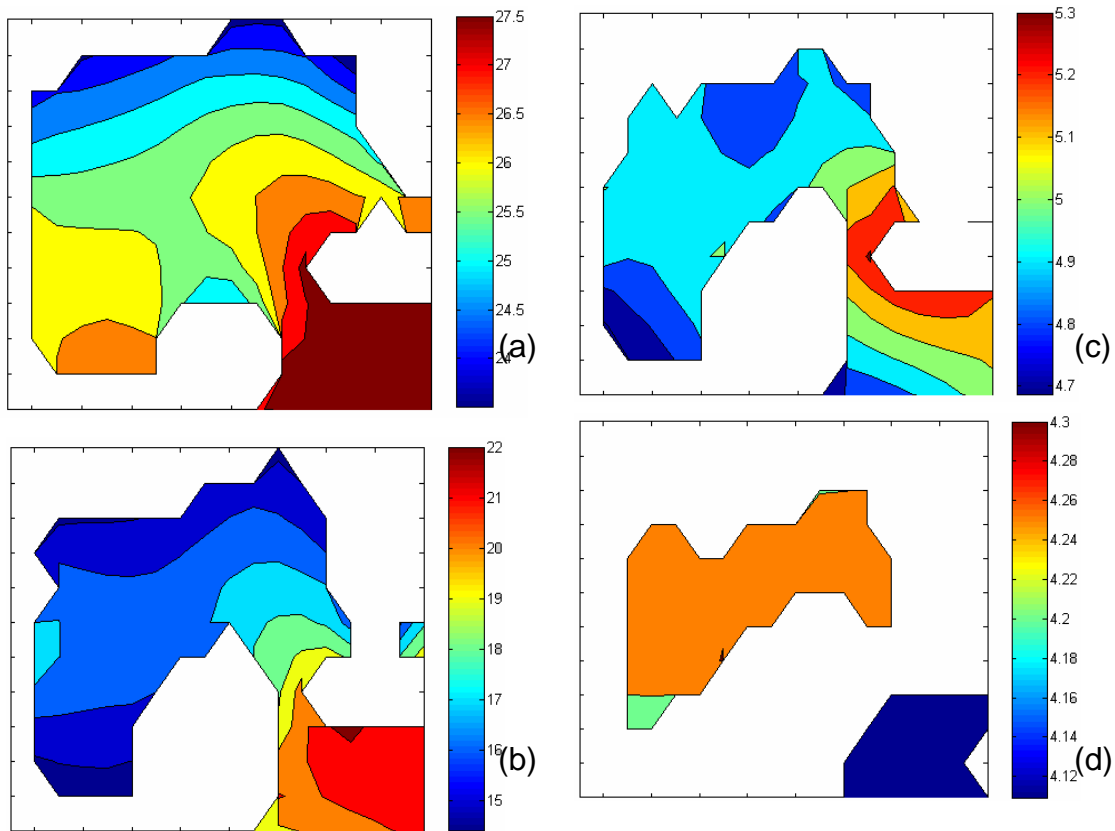


Figura 5.33 Campos de temperatura (°C) promedio anual para  
a) -10 m, b) -200 m, c) -1,000 m, d) -3,000 m

### 5.5.4.3 Campos de salinidad

Al igual que los campos de temperatura, los campos de salinidad se obtienen de la base de datos del World Ocean Atlas (NOAA) 1998, con 15 niveles desde la superficie 0.0 m hasta -3 500 m de profundidad (Figura 5.34). Los datos son salinidad promedio anual para cada nivel, estos a su vez se extrapolan al DI10 para que sean leídos por el modelo numérico.

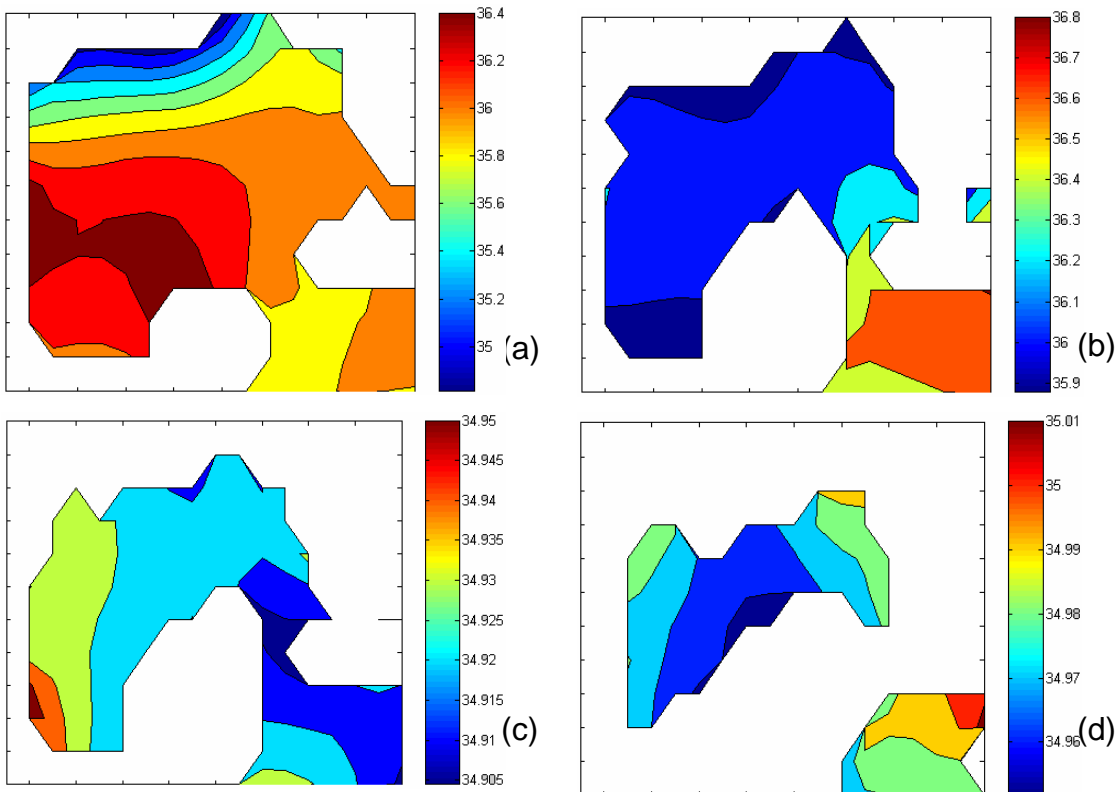


Figura 5.34 Campos de salinidad (ups) promedio anual para  
a) -10 m, b) -200 m, c) -1,000 m, d) -3,000 m

## 5.5.5 Simulación hidrodinámica en 3D

### 5.5.5.1 Campo resultante del modelo YAXUM/3D

De manera similar a la simulación en 2D el proceso de calentamiento para el modelo es similar, y variando el flujo entrante en su estructura vertical para la superficie con 140 cm/s hasta en el fondo del canal con una velocidad media de 40 cm/s. Después de 8 meses de simulación el campo de velocidades tiende a estabilizarse con la forzante de entrada (flujo constante), y para flujo variable en su estructura vertical y por periodos de tiempo considerados a cada 2 meses (inyecciones), el modelo tiende a estabilizarse con ligero movimiento del flujo al centro del DI10.

Se muestran una serie de imágenes donde se da ensayo a las primeras semanas de simulación para el DI10. Hay que resaltar que estas simulaciones son con el modo baroclínico y conforme se avanza en el tiempo-simulación se va acumulando una corriente que presenta, en su parte que penetra al DI10, un remolino con sentido anticiclónico.

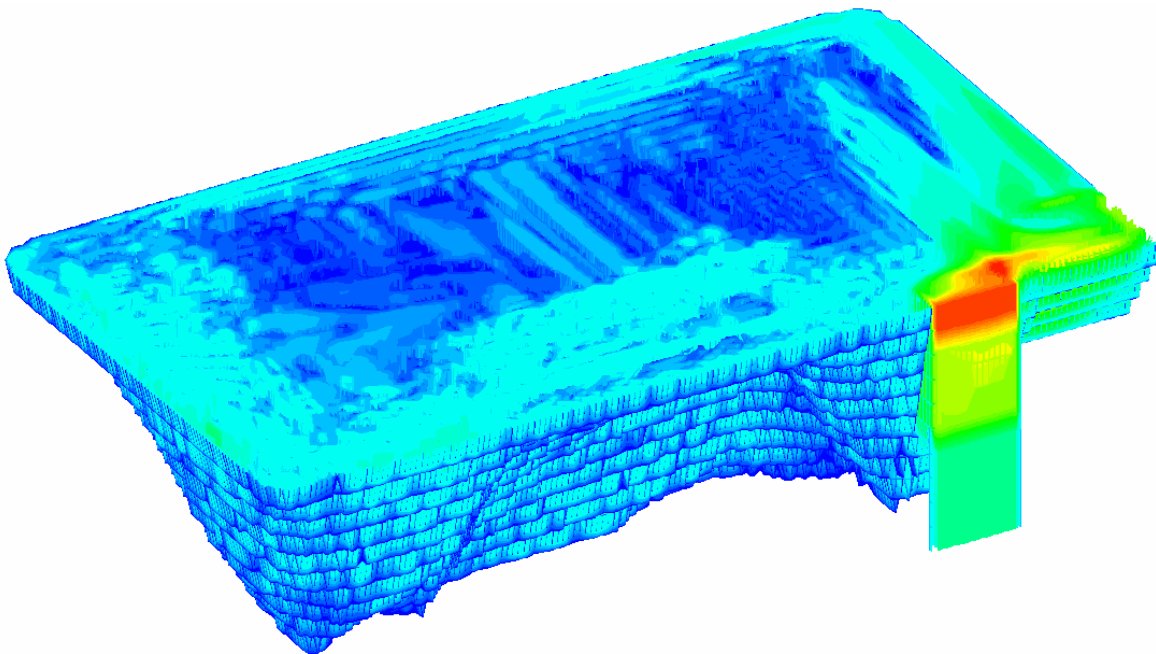


Figura 5.35 DI10 visualizando resultante de velocidades, con flujo entrante constante.



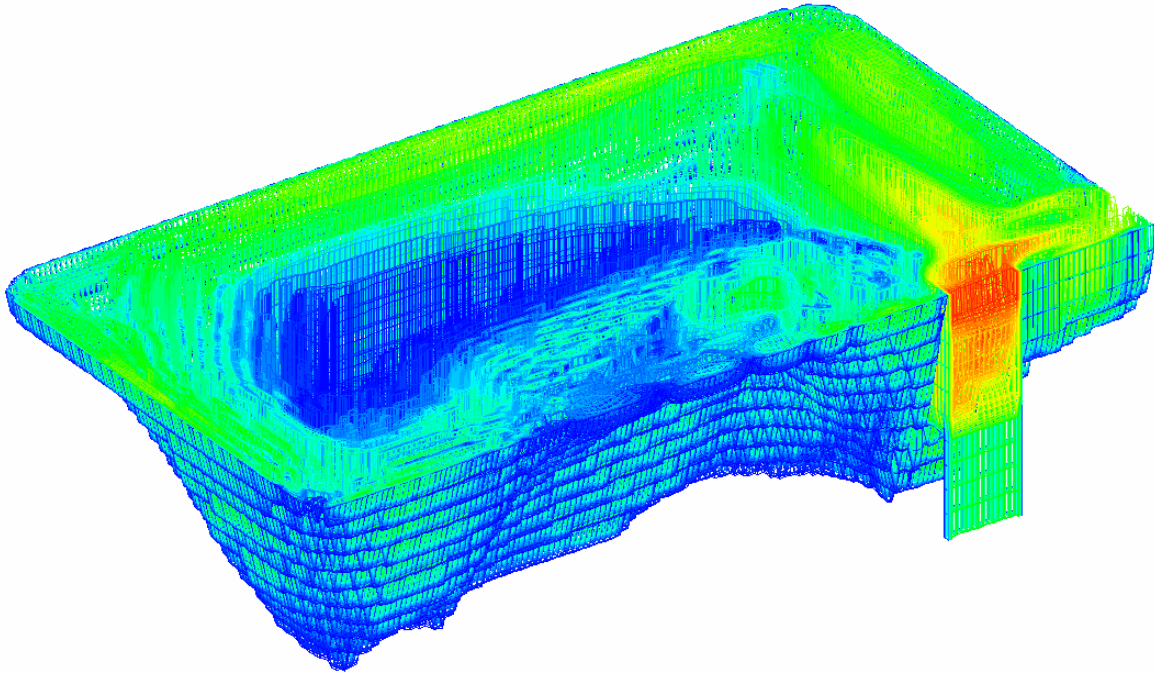


Figura 5.36 Resultante de velocidades para 2 meses de simulación.

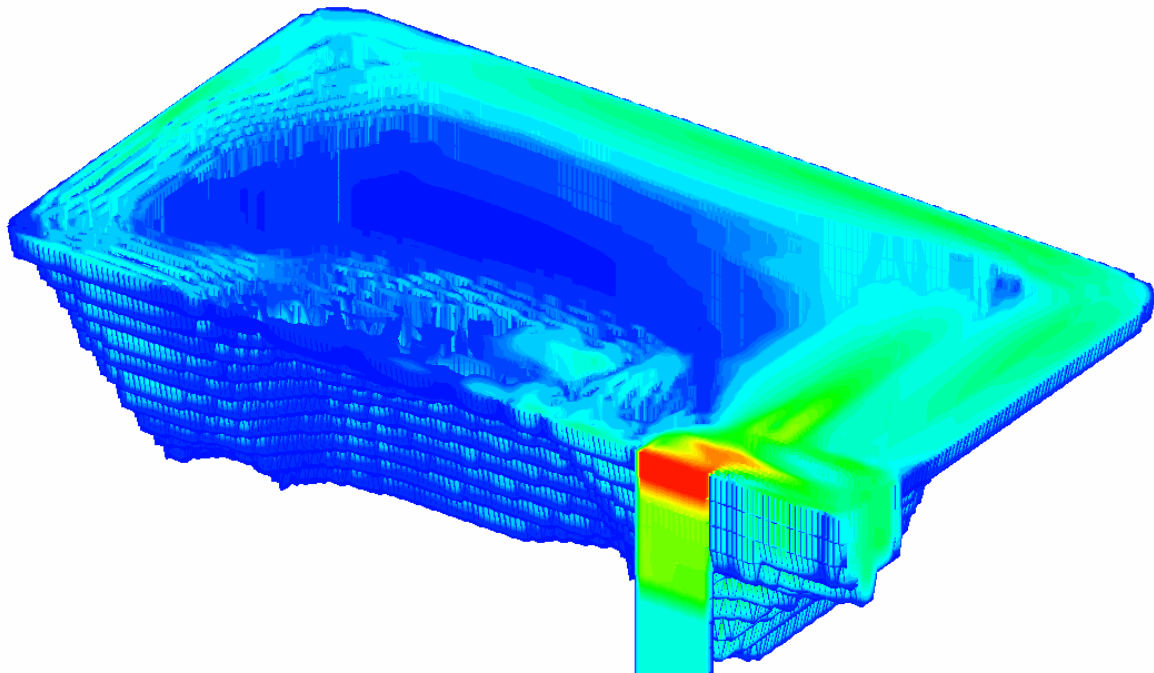


Figura 5.37 Resultante de velocidades para 3 meses de simulación.

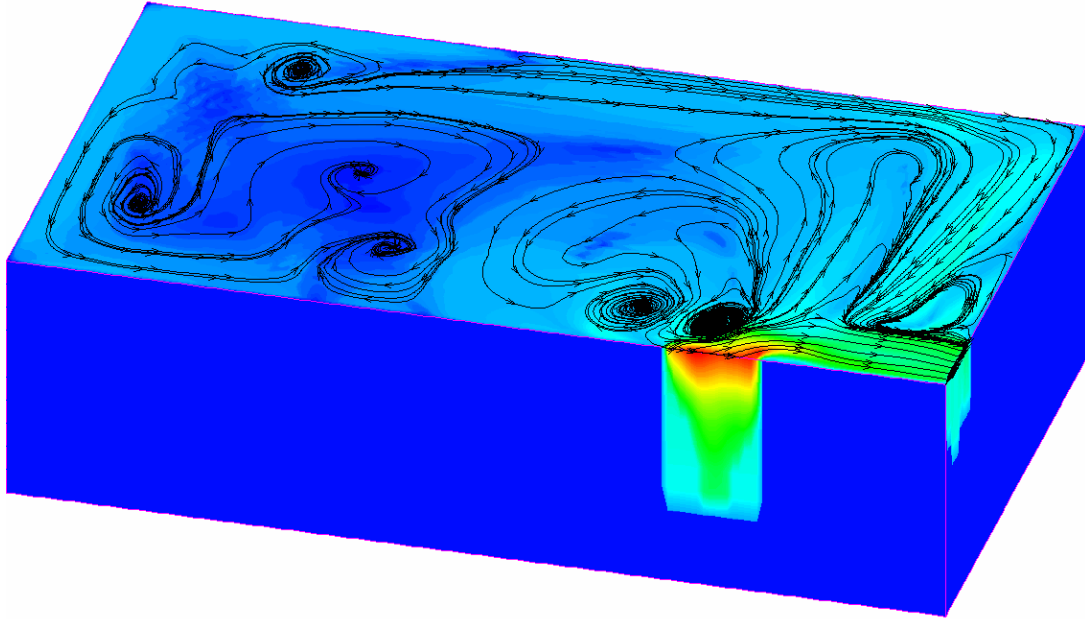


Figura 5.38 Vista del plano superficial y perfil de entrada, visualizando resultante de velocidades para 4 meses de simulación.

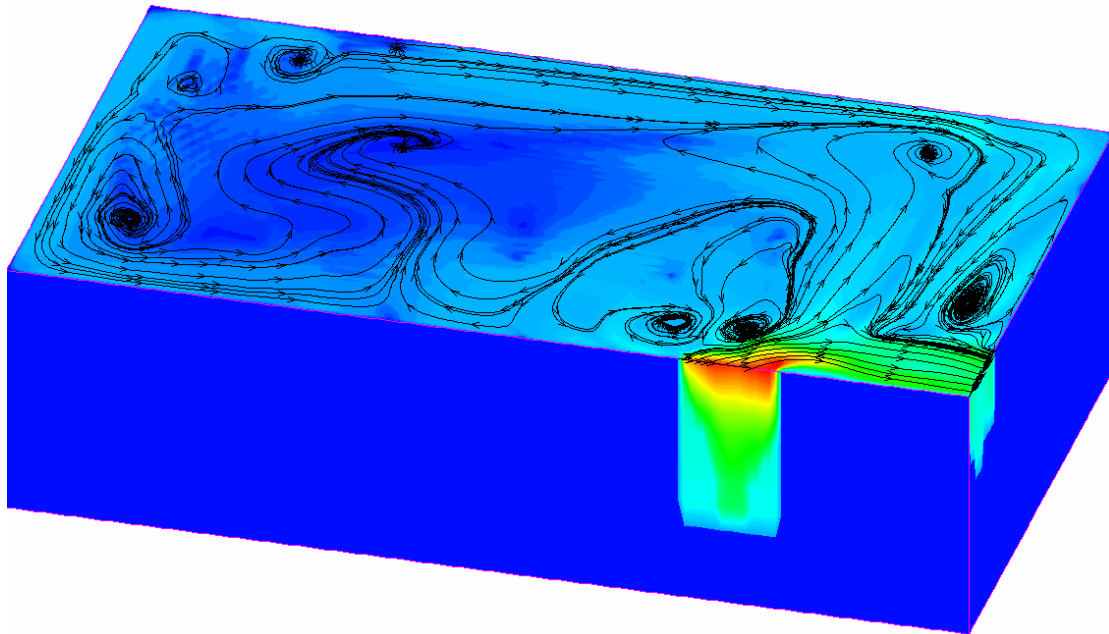


Figura 5.39 Vista del plano superficial y perfil de entrada, visualizando resultante de velocidades para 5 meses de simulación.

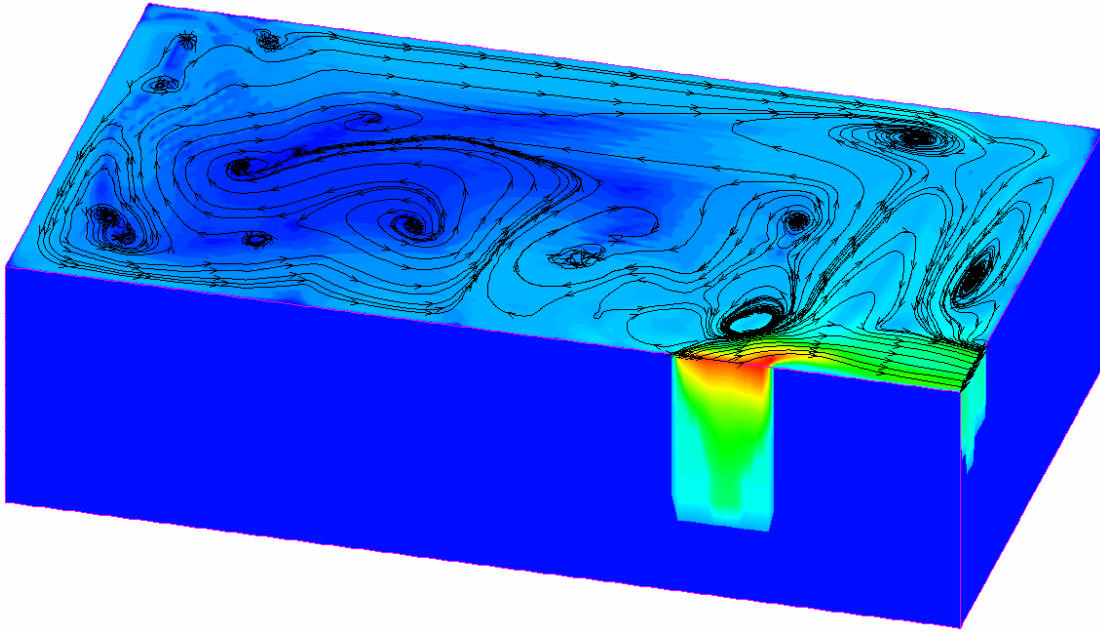


Figura 5.40 Vista del plano superficial y perfil de entrada, visualizando resultante de velocidades para 6 meses de simulación.

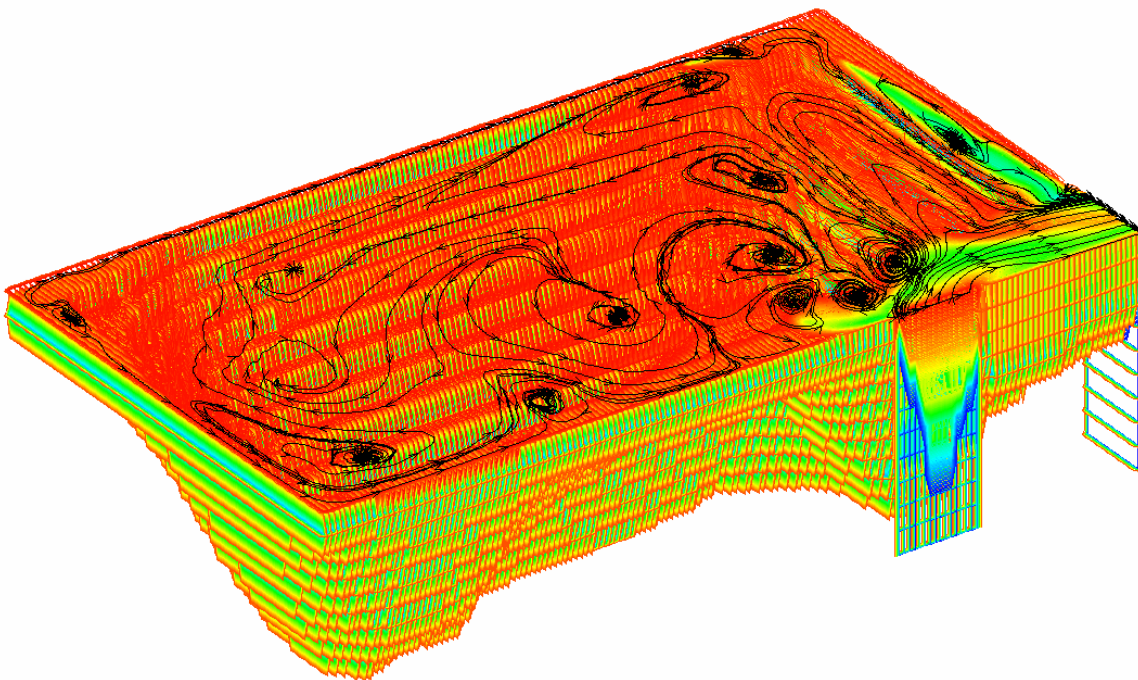


Figura 5.41 Contorno tridimensional del DI10 para 7 meses de simulación y líneas de corriente.

### 5.5.5.2 Superficie libre

Atendiendo en el mismo tiempo de simulación que las anteriores imágenes, la superficie libre presenta una ligera variación del orden de centímetros, validando con la bibliografía consultada (Martínez, 1993; Maul, 1993; Salas y Monreal, 1997; Semar, 1974; Schmitz, 2003), que la variación en general en el GDM no es mayor a 60 cm.

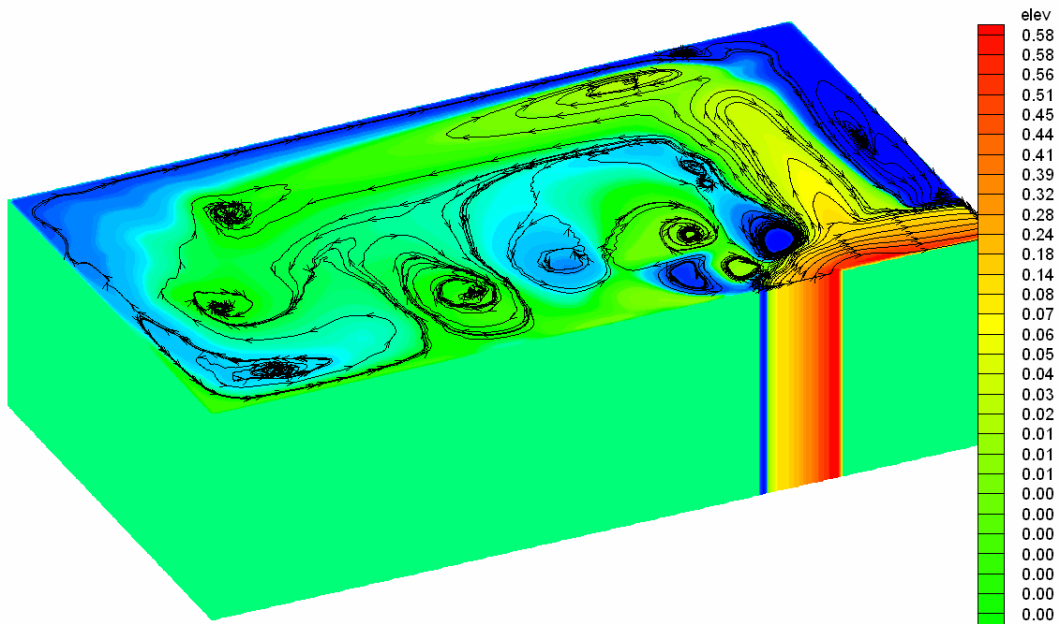


Figura 5.42 Elevación de superficie para 8 meses de simulación y líneas de corriente

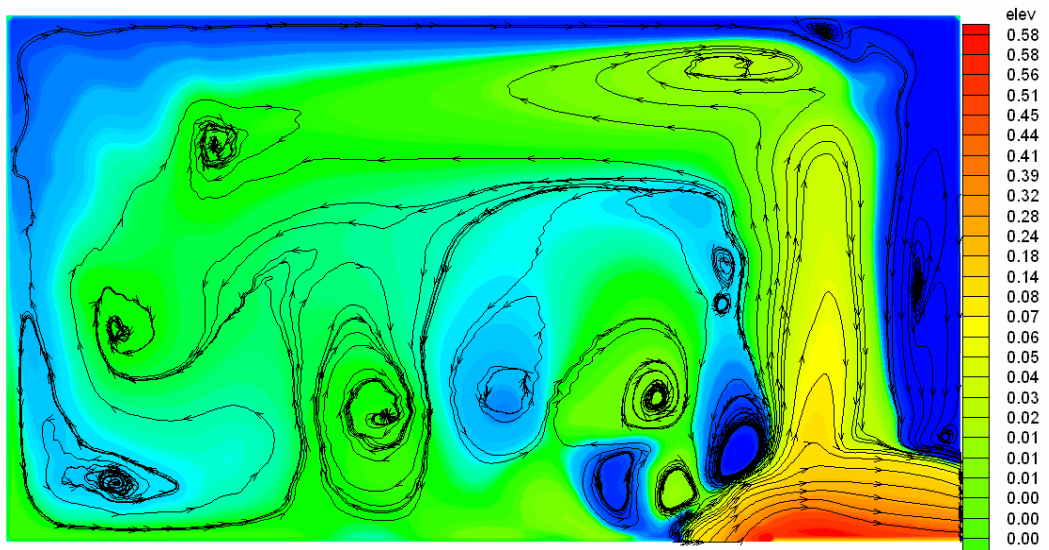


Figura 5.43 Elevación de superficie para 8 meses de simulación y líneas de corriente (vista en planta).

### **5.5.6 Discusión de resultados**

Observando las imágenes en 3D que dan seguimiento a la evolución de la hidrodinámica en el DI10 se tienen las siguientes condiciones iniciales y de frontera: simulando para un periodo corto (hasta 8 meses), donde la forzante es el flujo entrante con perfil parabólico, solución en modo baroclínico, temperatura y salinidad constantes para el flujo entrante y variación de la latitud.

El calentamiento del modelo comienza de manera similar a las simulaciones en 2D, para un periodo de 2 meses el modelo comienza a formar la corriente en forma de lazo con sentido anticiclónico, formando un vórtice en la parte final de esta corriente, que por cuestiones de tiempo-maquina, se alcanza a visualizar un desprendimiento de la corriente en forma de lazo. En la parte central del DI10 se observa que la circulación en general es con sentido ciclónico y por la misma inercia de la corriente, choca con la frontera Oeste que regresa hacia el Este en remolinos ciclónicos, echando la corriente entrante hacia la derecha.

De acuerdo a lo reportado para este tipo de dominio idealizado (Hulburt y Thompson, 1980), que con modelos más sencillos en su física, logran representar la Corriente del Lazo desprendiendo un remolino anticiclónico de la misma, para periodos y volumen de flujo de acuerdo a lo reportado en la literatura. En este trabajo en el que el modelo es mucho mas complejo en su física, y con las limitantes para el desarrollo del mismo, se logra aproximar a lo que se presenta en los trabajos antes mencionados.

# **CONCLUSIONES GENERALES**

Un modelo numérico es un algoritmo matemático que intenta describir fenómenos que suceden en la naturaleza. Se trata de una herramienta que nos ayuda al estudio de parámetros de interés científico. Los modelos oceánicos tienen algunas ventajas sobre datos empíricos como: simular flujos oceánicos sobre batimetrías reales, incluyen la influencia de la viscosidad y la dinámica no lineal; pueden calcular flujos que se presenten en el futuro. Pero quizá lo más importante, es el hecho de que permiten interpolar entre datos dispersos observados de cruceros, trazadores e imágenes de satélite.

En este trabajo se presenta una nueva versión del modelo numérico YAXUM/3D que incluye el tratamiento para aguas profundas oceánicas en donde se incorporan los módulos para resolver las ecuaciones de temperatura y salinidad, las cuales son utilizadas para calcular la variación de la densidad a través de una ecuación de estado y con ella resolver el término de gradiente de presión baroclínica, la implementación del módulo de turbulencia con mezclado horizontal (esquema de Smagorinsky, 1963), y mezclado vertical (esquema de Mellor y Yamada, 1982). Entre otras adiciones nuevas, incluye el cálculo del parámetro de Coriolis con aproximación del plano Beta, cálculo del coeficiente de fricción del fondo, modificación del código y algoritmo para ser compilado desde plataformas de sistemas operativos diferentes.

Como conclusiones particulares pueden definirse:

1. Recopilación bibliográfica existente. Se recopilaron y analizaron 35 artículos, 28 revistas, 17 libros, 7 tesis de maestría, aproximadamente 30 páginas en internet. Además de múltiples consultas con diversos especialistas en el tema y de diversas instituciones como el Centro de Ciencias de la Atmósfera, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, la Universidad Autónoma Metropolitana *Campus* Iztapalapa, del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, del Instituto Politécnico Nacional y del Instituto Mexicano del Petróleo.
2. Se constituyeron bases de datos de información meteorológica, oceanográfica, geográfica, con las que se pudo desarrollar dominios numéricos para el modelo.
3. El desarrollo del modelo oceanográfico permite que de un modelo originalmente para lagos (YAXUM/3D) y cuerpos de aguas someras, sea adaptado para las condiciones de gran escala que requiere la modelación oceánica.
4. El modelo se aplicó a un dominio idealizado propuesto en los trabajos de Reid *et al*, (1972), y Hulburt y Thompson (1980). En el cual se logró aproximar a los resultados de dichos autores. Cabe recordar que el modelo que se presenta es más complejo en su física, la forma de solución numérica, la capacidad de ser multicapa, y que requiere de equipos de cómputo con gran capacidad de memoria y velocidad.

En base a la literatura consultada y a la serie de experimentos realizados para este trabajo, se observa que la batimetría en el GDM es importante para el desarrollo de la Corriente del Lazo; pero sin olvidar que en modelos de gravedad reducida, sin la batimetría se puede reproducir la Corriente del Lazo y la formación de remolinos

De acuerdo con lo reportado por Hulburt y Thompson (1980), donde la Corriente del Lazo sólo penetra hacia el Oeste del dominio idealizado, se visualiza de forma similar para experimentos en 2D (integrado en la vertical), también se presta atención a que no existe desprendimiento de remolinos de la Corriente del Lazo. Para simulaciones en 3D, los resultados se aproximan a lo reportado por los autores antes mencionados.

# ***LINEAS FUTURAS DE TRABAJO***

Este trabajo sirve como base para trabajos que se están desarrollando, los cuales se mencionan a continuación:

- **Vectorización del código.** Se desarrolla la paralelización del código con la finalidad de reducir los tiempos de experimentación entre escenarios de simulación, con esto se reduce los gastos de uso de computo.
- **Ajuste geostrófico.** Validación del modelo numérico YAXUM/3D en condiciones geostróficas con trabajos realizados por otros autores, como ondas planetarias de Rossby, efectos del plano  $f$  y plano  $\beta$ .
- **Variación de la densidad.** Validación de las condiciones baroclínicas con estructura vertical variable para el GDM, su evolución en espacio-tiempo. La importancia de la salinidad y temperatura proveniente del continente hacia el mar.
- **Mecanismos de turbulencia.** Validación de los esquemas de turbulencia en el modelo, como mezclado de orden cero (longitud de mezclado, esquema lagrangiano), mezclado de orden uno ( $\kappa$ - $\epsilon$ ), y los esquemas de Samagorinsky y Mellor-Yamada.



- **Estudio de mallas numéricas.** Estudio de los dominios a grandes escalas en la horizontal con respecto a la vertical.
- **Alternativas de solución.** Dar solución alternativa con ecuaciones de vorticidad, y para el cálculo de  $W$  utilizar el método de relajación presión-velocidades (conservación de masa) que esta en función de parámetros numéricos ( $\Delta t$ ,  $\Delta x$ ,  $\Delta v$ ,  $\Delta z$ ) y las velocidades ( $U$ ,  $V$ ,  $W$ ), y del campo de presiones.
- **Balance hidrológico.** Validar la ecuación de transporte para la temperatura, incorporando mecanismos de reacción como evaporación, precipitación, radiación solar, etcétera. También considerar el aporte de los ríos y su influencia en el mar, validación de los campos de vientos en regiones particulares de gran escala.
- **Caracterizar la corriente de Yucatán.** El canal de Yucatán representa la puerta de entrada del flujo al GDM, la cual se convierte en la Corriente del Lazo que tiene salida por el estrecho de Florida. Este es el mecanismo principal que le da la dinámica al GDM, por lo que se debe tener perfectamente caracterizado el flujo que pasa por el canal de Yucatán en sus condiciones iniciales y de frontera.
- **Pronósticos hidrodinámicos.** Una vez entendida y caracterizada la hidrodinámica del GDM, se pueden hacer pronósticos de derrames de hidrocarburos, dispersión de contaminantes. Mediante esfuerzos cortantes que producen las corrientes marinas se pueden diseñar las estructuras marinas que son base para la exploración, perforación y conducción del petróleo.
- **Cambio climático.** En futuras líneas de trabajo y agrupando un equipo de especialistas, se puede entender la interacción océano-atmósfera-continente y así dar pronósticos de cambios climáticos de gran escala.

## ***Referencias Bibliográficas***

1. Abbott M.B., ***Computational hydraulics elements of the theory of free surface flows***, International Institute for Hydraulics and environmental Engineering, Delf and Danish Hydraulic Institute, Horsholm, 1985.
2. Abbott M.B. Y Basco B.R., ***Computational fluid dynamics, An introduction for engineer***, Longman Scientific & Technical, Harlow Uk., 1989.
3. American Society of Civil Engineers, ***Proceedings of the Conference Estuarine and Coastal Modeling***, Malcomlm L. Spaulding, 1990.
4. Blumberg Alan F. and Mellor George L., ***A description of a three-dimensional costal ocean circulation model***, American Geophysical Union, 1987.
5. Boicourt William C., Wiseman Jr. William J., Valle-Levinson and Atkinson Larry P., ***Continental Shelf of the Southeastern United States and the Gulf of Mexico: In the Shadow of the Western Boundary Current***, Chapter 6, Coastal Segment (2,w) The Sea, Volume 11, pp 135-182., 1998.
6. Botello, A.V., G. Ponce Vélez, A. Toledo, G. Díaz González y S. Villanueva, 1996. ***Ecología, Recursos costeros y contaminación en el Golfo de México***, p. 25-44. In: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
7. Bouma A.H., 1972, ***Distribution of sediments and sedimentary structures in the Gulf of Mexico***, Tomado de: Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. in: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.

## Referencias bibliográficas y de internet

---

8. Bravo-Alvarez, H., E. Buendía Carrera y R. Torres-Jardón, ***Meteorología de la Contaminación***, pp. 423-431. *In*: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
9. Brooks, David A., and Legeckis Richard V., ***A ship and satellite view of hydrographic features in the Gulf of Mexico***, Journal of Geophysical Research, vol. 87 No. C6, pages 4195-4206, 1982.
10. Buendía, E.C., R. Patiño, F. Villicaña, E. Azóra y A. Salas, 1991. ***Notas sobre la climatología costera del Golfo de México y sus variaciones***. Tomado de: Bravo-Alvarez, H., E. Buendía Carrera y R. Torres-Jardón, Meteorología de la Contaminación, pp. 423-431. *In*: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
11. Candela Julio, Sheinbaum Julio, Ochoa José, Badan Antoine, Leben Robert, ***The Potential Vorticity Flux through the Yucatan Channel and the Loop Current In the Gulf of México***, Geophysical Research Letters, Volume 29 No. 22-2059, 4p., 2002.
12. Casulli Vincenzo and Cheng Ralph T., ***Semi-implicit finite difference methods for three dimensional shallow water flow***, International Journal for numerical methods in fluids, volume 15, 629-648 pp., 1992.
13. Cheng C.J. Y Rodi W., ***Vertical turbulent bouyant jets, Heat and mass transfer***, Pergamon Press, England, 1980.
14. Cheng R.T., Powell T.M. Y Dillon T.M., ***Numerical models of wind-driven circulation in lakes***, Applied Mathematical Modeling, no. 141, 1976.

15. Cochrane John D., ***Separation of an anticyclone and subsequent developments in the loop current (1969)***., in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.
16. De la Lanza, G. (comp), 1991. ***Oceanografía de mares mexicanos, Tomado de:*** Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. *in:* A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
17. Díaz Flores M.A., ***Estudio de las corrientes en la bahía de Campeche, utilizando un perfilador acústico doppler (ADCP)***., Tesis de Maestría, ICMYL UNAM, 2004.
18. Elliott A.J., ***Lectures in Applied Oceanography***, Centre for applied oceanography, University of Wales, Bangor, 2003.
19. Elliott B.A., ***Anticyclonic rings and the energetics of the Gulf of Mexico***. Ph.D. Thesis, Dept. of Oceanography. Texas A&M University, 188 p., 1979.
20. Elliott B.A., ***Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico***. Journal of Geophysical Oceanography, volume 12, 1292-1309 pp., 1982.
21. Etter P.C., 1983, ***Heat and fresh waters budgets of the Gulf of Mexico***. Tomado de: Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. *in:* A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
22. Fernández E.A., A. Gallegos y J. Zavala, 1993. ***Oceanografía física de México. Zona económica exclusiva***. Tomado de: Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. *in:* A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto

## Referencias bibliográficas y de internet

---

- Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
23. Foote, R.Q., R.G. Martin y R.B. Powers, 1983. ***Oil and gas potencial of the marine boundary region in the central Gulf of Mexico***. Tomado de: Botello, A.V., G. Ponce Vélez, A. Toledo, G. Díaz González y S. Villanueva, 1996. Ecología, Recursos costeros y contaminación en el Golfo de México, p. 25-44. In: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
24. Gallegos, A. Y Czitrom, S., ***Aspectos de la Oceanografía Física Regional del Mar Caribe***, en: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 225-242, 1997.
25. Gerret C.H., 1975, ***Tides in Gulf of Mexico***, Tomado de: Salas de León, D.A.y Monreal Gómez, M.A., Mareas y circulación residual en el Golfo de México, en: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 201-223, 1997.
26. Gill A.E., ***Atmosphere-Ocean Dynamics***, Academic Press, New York-London, 662 pp, 1982.
27. Grace S.S., 1932, ***The principal Journal Constituent of Tidal Motion in the Gulf of Mexico***. Tomado de: Salas de León, D.A.y Monreal Gómez, M.A., Mareas y circulación residual en el Golfo de México, en: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 201-223, 1997.
28. Hamilton P., G.S. Fargion, and D.C. Biggs, ***Loop Current eddy paths in the western Gulf of Mexico***. Tomado de: Morey Steven, Martin Paul J., O'Brien James, Wallcraft Alan A., Zavala-Hidalgo Jorge, Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico, Journal of Geophysical Research, Volume 108 No. C10, 3303, 2003.

29. Herrera Díaz I.E., ***Dinámica y modelación de los sedimentos en la desembocadura del río Grijalva***, Tesis de Maestría, ESIA Zacatenco IPN., 2004.
30. Holland William R., ***Ocean Circulation Modeling***, in: M. Lesieur P. Comte and J. Zinn-Justin, eds., Les Houches, Session LIX, 1993, Mécanique des Fluides Numérique, Computational Fluid Dynamics, Elsevier Science, pp. 634, 1996.
31. Hulburt H.E. and Thompson J. Dana, ***A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding***, Environmental Simulation Branch, Naval Ocean Research and Development Activity. NSTL Station, MS 39529, Journal of Physical Oceanography, Volume 10, October 1980.
32. Hulburt H.E. and Thompson J. Dana, ***The dynamics of the loop current and shed eddies in a numerical model of the Gulf of Mexico***, Hydrodynamics of semi-enclosed seas by J.C.J., Naval Ocean Research and Development Activity. NSTL Station, MS 39529, 1982.
33. HydroQual, Inc., ***ECOMSED, Users Manual***, One Lethbridge Plaza, Mahwah N.J., USA, 2002.
34. Ichiye Takashi, ***Experimental circulation modeling within the Gulf and the Caribbean***. in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.
35. Inove M., Welsh S.E., Rouse L.J., ***Observation of deepwater currents in the eastern Gulf of Mexico below the loop current***, Coastal studies, Institute and Department of oceanography & coastal sciences, Louisiana State university, 2003.
36. Instituto Nacional de Ecología, ***La calidad del agua en los ecosistemas costeros de México***, Secretaria del Medio Ambiente Recursos Naturales y Pesca, México, 2002.

## Referencias bibliográficas y de internet

---

37. Kessler W.S., ***Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific***. Tomado de: Sturges W., The Annual Cycle of The Western Boundary Current in the Gulf of Mexico, Journal of Geophysical Research, Volume 98 No. C10, pp 18.053-18.068, 1993.
38. Kowalik Z. and Murty T.S., ***Numerical Modeling of Oceans Dynamics***, Advanced series on ocean engineering-volume 5, 1995.
39. Kump Herb, Steiinger Karen, Sherman Kenneth, ***The Gulf of Mexico large ecosystem assessment, sustainability and management***, Blackwell Science, 1999.
40. Li Y., Nowlin Jr. W.D., and Reid, R.O., ***Mean Hydrographic Field And Their Interannual Variability Over the Texas-Louisiana Continental Shelf in Spring, Summer and Fall***, Journal of Geophysical Research, Volume 102 No. C1, pp 1027-1049, 1997.
41. Li Yongxiang, Nowlin Jr Worth D., and Reid Robert O., ***Spatial-Scale Analysis of Hydrographic Data Over the Texas-Louisiana Continental Shelf***, Journal of Geophysical research, Volume 101 No. C9, pp 20.595-20.605, 1996.
42. Lie Yauw Oey, ***Eddy and Wind Forced Shelf Circulation***, Journal of Geophysical Research, Volume 100 No. C5, pp 8621-8637, 1995.
43. Luettich Jr. Richard A., Westerink Joannes J, ***A solution for the vertical variation of stress, rather than velocity, in a three dimensional circulation model***, International Journal for Numerical Methods in Fluids, Volume 12, 911-928 pp., 1991.
44. Lugo H.J., 1985, ***Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano***, Tomado de: Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. in: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.

45. Martin Paul J., ***Description of the Navy Coastal Ocean Model Version 1.0***, Naval Research Laboratory, Ocean Dynamics and Prediction Branch, Oceanography Division, 2000.
46. Martínez López B., ***Circulación barotrópica y dispersión de contaminantes en el Golfo de México***, M. en C. Tesis, CICESE, 1993.
47. Martinsen E.A. and Engedahl H., ***Implementation and testing of lateral boundary scheme as open boundary condition in a barotropic ocean model***. in: P.P.G. Dyke, JonsMod'86, Coastal Engineering, 11: 603-627., 1987.
48. Maul George A., ***Ecosystem and Socioeconomic Response to Future Climatic Conditions in the Marine and Coastal Regions of the Caribbean Sea, Gulf of Mexico, Bahamas and the Northeast Coast of South America***, Caribbean Environment Programme, United Nations Environment Programme Technical Report No. 22, 43 p., 1993.
49. Maul George A., Vukovich Fred M., ***The relationship between variations in the Gulf of México Loop Current and Straits of Florida Volume Transport***, Journal of Physical Oceanography, Volume 23, May 1993.
50. Mayer D.A., .K.L.. Leman and T.N. Lee, 1984, ***Tidal Motion in the Florida Current***. Tomado de: Salas de León, D.A.y Monreal Gómez, M.A., Mareas y circulación residual en el Golfo de México, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 201-223, 1997.
51. Mayer, D.A., and G.A.. Maul, 1991, ***Refinement of the statical relationship between Straits of Florida sea level difference and Florida-Bahamas cable voltages***. Tomado de: Maul George A., Vukovich Fred M., The relationship between variations in the Gulf of México Loop Current and Straits of Florida Volume Transport, Journal of Physical Oceanography, Volume 23, May 1993.



## Referencias bibliográficas y de internet

---

52. Millan B.C., ***Estudio de los efectos turbulentos en el fondo de un canal mediante un modelo numérico de turbulencia k- $\epsilon$ , en tres dimensiones***, Tesis de Maestría en Ingeniería Hidráulica, DEPFI, UNAM, 1999.
53. Mohn Skatun Helge, ***The flow relaxation scheme as an open boundary condition. The exterior solution applied as a strong or weak constraint.***, INRS-Oceanologie 310 Allee des Ursulines Rimouski (Quebec) G5L 3A1, Canada, 1992.
54. Monreal M.A., D.A. Salas, A. R. Padilla, and M.A. Alataorre, ***Hydrography and estimation of density currents in the southern part of Bay of Campeche, México***, Ciencias del Mar, 18, 115-133, 1992.
55. Monreal Gómez, M.A. y Salas de León, D.A., ***Circulación estructura termohalina del Golfo de México***, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 183-199, 1997.
56. Moody, C.L., 1967, ***Gulf of Mexico distributive province***. Tomado de: Toledo, Ocampo, A., Caracterización ambiental del Golfo de México, p 1-24. in: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
57. Moores Christopher N.K., Maul George A., ***Intra-Americas Sea Circulation***, Chapter 7, Coastal Segment (3,w), The Sea, Volume 11, pp 183-208, 1998.
58. Morey Steven, Martin Paul J., O'Brien James, Wallcraft Alan A., Zavala-Hidalgo Jorge, ***Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico***, Journal of Geophysical Research, Volume 108 No. C10, 3303, 2003.
59. Morey Steven, Schroeder William, O'Brien James, Zavala-Hidalgo Jorge, ***The Annual Cycle of Riverine Influence in the Eastern Gulf of Mexico Basin***, Geophysical Research Letters, Volume 30 No. 16-1867, 2003.

60. Nechaev Dmitri, Schöter Jens, Yaremchuk Max, ***A diagnostic stabilized finite element ocean circulation model***, Ocean Modeling, Elsevier, p. 37-63, 2003.
61. Nowlin Jr. Worth D., ***Winter circulation patterns and property distributions.***, in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.
62. Ozsoy E., ***Dynamical Oceanography II: rotating fluid dynamic***, in: Course on shallow water and shelf sea dynamics, International Centre for Theoretical Physics, Trieste Italy, 7-25 april 1997.
63. Ozsoy E., ***Dynamical Oceanography III: Stratified fluid dynamic***, in: Course on shallow water and shelf sea dynamics, International Centre for Theoretical Physics, Trieste Italy, 7-25 april 1997.
64. Paskausky David F. and Reid Robert O., ***A barotrópico prognostic numerical circulation model***, in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.
65. Perlin A., Moum J.N., Klymak J.M, Levine M.D., Boyd & Kosro P.M., ***A modified law of the wall applied to oceanic bottom boundary layers***, Journal Geophysical Research, 11 pp, 2004.
66. Peyret Roger, and Taylor Thomas D., ***Computational Methods for Fluid Flow***. Spring Series in Computational Physics, 1990.
67. Rodríguez C. Clemente, ***Modelación hidrodinámica en 2D y 3D para lagos. Aplicación a la laguna de Coyuca y al embalse de Valle de Bravo***, Tesis de Maestría en Ingeniería Hidráulica, DEPMI, UNAM, 2003.
68. Ripa Pedro, ***Ondas y Dinámica Oceánica***, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 47-74, 1997.

## Referencias bibliográficas y de internet

---

69. Salas de León, D.A.y Monreal Gómez, M.A., ***Mareas y circulación residual en el Golfo de México***, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 201-223, 1997.
70. Schmitz Jr. William J., ***Notes on the Circulation In and Around the Gulf of Mexico volume I***, A Review of the Deep Water Circulation, Research Scientist, Conrad Blucher Institute Texas A & M University at Corpus Christi, 2003.
71. Schmitz W.J., Jr, and M.S. McCartney, 1993, ***On the North Atlantic Circulation Tomado de:*** Sheinbaum, J., Zavala J. Y Candela, J., Modelación numérica del Golfo de México y Mar Caribe, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 243-264, 1997.
72. Secretaría de Comunicaciones y Transportes, ***Los puertos mexicanos en cifras 1994-2000***, Coordinación General de Puertos y Marina Mercante, 2001.
73. Secretaria de Marina, ***Atlas Oceanográfico del Golfo y Mar Caribe, Sección I mareas y corrientes***, Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo, 1974.
74. Semthner Albert J., ***Ocean models circulation***, Department of Oceanography, Naval Postgraduate School, Monterey, ca. 93943, USA; [web.nps.navy.mil/braccio/science/semther](http://web.nps.navy.mil/braccio/science/semther).
75. Shanahan Peter and Harleman Donald R.F., ***Linked hydrodynamic and biogeochemical modles of water quality in shallow lakes***, Massachussetts Institute of Technology, Department of civil engineering, 1982.
76. Sheinbaum J., Candela J., Badan A., Ochoa J., ***Flow Structure And Transport In The Yucatan Channel***, Geophysical Research Letters, vol. 29, no. 0, 2002.

77. Sheinbaum, J., Zavala J. Y Candela, J., **Modelación numérica del Golfo de México y Mar Caribe**, in: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p. 243-264, 1997.
78. Stewart Robert H., **Introduction to Physical Oceanography**, Texas A&M University, Department Oceanography, 2003.
79. Sturges W., Evans J.C., Welsh S, Holland W., **Separation of Warm-Core Rings in the Gulf of México**, Journal of Physical Oceanography, Volume 23, February 1993.
80. Sturges W., Leben R., **Frecuency of Ring Separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A Revised Estimate**, 2000.
81. Sturges W., **The Annual Cycle of The Western Boundary Current in the Gulf of México**, Journal of Geophysical Research, Volume 98 No. C10, pp 18.053-18.068, 1993.
82. Toledo, Ocampo, A., **Caracterización ambiental del Golfo de México**, p 1-24. in: A.V. Botello, J.L. Rojas-Galaviz, J.A. Benitez, D. Zarate Lomelí (eds). Golfo de México, Contaminación e Impacto Ambiental: Diagnóstico y Tendencias. Universidad Autónoma de Campeche. Epomex Serie Científica, 5. 666 p., 1996.
83. Vázquez de la Cerda A. M., **Bay of Campeche Cyclone a Dissertation**, Ph.D.Thesis, Texas A&M University, 1993.
84. Vidal M.V. Victor, Francisco V. Vidal, Abel F. Hernández O., et al., **Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Volumen II**. Circulación y transportes baroclínicos, hidrografía, distribución de masas de agua y propiedades cinemáticas de pares de ciclones-anticiclones durante 1986, Grupo de Estudios Oceanográficos, Instituto de Investigaciones Eléctricas, 1990, 700p.
85. Vidal M.V. Victor, Francisco V. Vidal, Abel F. Hernández O., et al., **Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Volumen III**. Circulación y transportes

## Referencias bibliográficas y de internet

---

- baroclínicos, hidrografía, distribución de masas de agua y propiedades cinemáticas de pares de ciclones-anticiclones durante 1985, Grupo de Estudios Oceanográficos, Instituto de Investigaciones Eléctricas, 1994, 580p.
86. Vidal M.V. Victor, Francisco V. Vidal, José M. Pérez-Molero, ***Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Volumen I***. Análisis de Datos de temperatura y Salinidad, Densidad y oxígeno Disuelto, Obtenidos durante la campaña de Argos 84-1, Grupo de Estudios Oceanográficos, Instituto de Investigaciones Eléctricas, 1989, 405p.
87. Vreugdenhil C.B., ***Numerical methods for shallow water flow***, Kluwer Academic Publishers, 1995.
88. Wert Richard T. and Reid Robert O., ***A baroclinic prognostic numerical circulation model***. in: L.R.A. Capurro, Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico, Texas A&M, Oceanographic Studies, volume 2, 1972.
89. Zavala-Hidalgo Jorge, Morey Steven L., O'Brien James J., ***Cyclonic Eddies Northeast of the Campeche Bank from Altimetry Data***, Journal of Geophysical Oceanography, Volume 33, 623-629 pp., 2003.
90. Zavala-Hidalgo, J, S.L. Morey, and J.J. O'Brien, ***Seasonal Circulation on the Western Shelf of the Gulf of Mexico Using a High-Resolution Numerical Model***, Journal Geophysical Research, Volume 108, No. C12,3389, 2003.
91. Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra A. Y Ocha J., ***Seasonal Variability of the Temperature and Heat Fluxes in the Gulf of Mexico***, *Atmósfera* 15pp, 81-104, 2002.

## ***Referencias en internet***

### **Datos satelitales:**

AVHRR, Gulf of Mexico Region, Ocean Remote Sensing, APL

(<http://fermi.jhuapl.edu/avhrr/gm/averages/index.html>)

Altimeter Data, France

([http://www.jason.oceanobs.com/html/portail/general/welcome\\_uk.php3](http://www.jason.oceanobs.com/html/portail/general/welcome_uk.php3))

CoastWatch Caribbean Region, NOAA

(<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dataphod/work/trinanes/INTERFACE/index.html>)

CU Gulf of Mexico near real-time Altimeter Viewer, University of Colorado

([http://www-ccar.colorado.edu/~realtime/gsfc\\_gom-real-time\\_ssh/](http://www-ccar.colorado.edu/~realtime/gsfc_gom-real-time_ssh/))

PO.DAAC Sea Surface Temperature, JPL/NASA

(<http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>)

Nacional Oceanic and Atmospheric Administration

(<http://www.noaa.gov/>)

World Ocean Atlas 1998

(<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.nodc.woa98.html>)

Internacional comprehensive ocean-atmosphere data set

(<http://www.cdc.noaa.gov/coads/>)

### **Sistemas de observación en el Mar Caribe y GDM.**

COOS: Coastal Ocean Observing System, NOAA

(<http://www.csc.noaa.gov/coos/>)

Dynalysis Gulf of Mexico Forecast System, Dynalysis of Princeton

(<http://www.dynalysis.com>)

Ocean surface topography from space

(<http://topex-www.jpl.nasa.gov/>)

IASNFS: Intra-Americas Sea Ocean Nowcast/Forecast System, NRL

([http://www7320.nrlssc.navy.mil/IASNFS\\_WWW/](http://www7320.nrlssc.navy.mil/IASNFS_WWW/))

PROFS: Princeton Regional Ocean Forecast System

(<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/PROFS>)

## Referencias bibliográficas y de internet

---

Tampa Bay PORTS: Physical Oceanography Real-Time System, USF

(<http://ompl.marine.usf.edu/ports/>)

TCOON: Texas Coastal Ocean Observation Network, TAMU

(<http://dnr.cbi.tamucc.edu/TCOON/>)

Departamento de oceanografía física del CICESE

(<http://oceanografia.cicese.mx/betadof/index.html>)

Neotectónica de la Sonda de Campeche, aspectos geológicos

(<http://www.ugm.org.mx/pdf/geos02-2/GET02-2.pdf>)

Área de Protección de Laguna de la Términos, Generalidades

(<http://new.ine.gob.mx/ucanp/data/programasmanejo/laguna/programa1.html>)

Antecedentes Meteorológicos y Oceanográficos

([http://mail.udlap.mx/~tesis/mgd/gomez\\_f\\_ja/capitulo1.pdf](http://mail.udlap.mx/~tesis/mgd/gomez_f_ja/capitulo1.pdf))

Ine (Semarnat), Laguna de Términos, Biodiversidad y Generalidades

([http://www.ine.gob.mx/ueajei/publicaciones/libros/2/terminos.html?id\\_pub=2](http://www.ine.gob.mx/ueajei/publicaciones/libros/2/terminos.html?id_pub=2))

Mapa de hidrografía de México

(<http://www.acabtu.com.mx/educacion/mapas/mexico-hidro.gif>)

Republica mexicana costas

([http://geologia.cicese.mx/sist\\_inf\\_geo/estados/costas.gif](http://geologia.cicese.mx/sist_inf_geo/estados/costas.gif))

## Programas de investigación y otras agencias:

EPA Gulf of Mexico Program

(<http://www.epa.gov/gmpo/>)

GMF: Gulf of Mexico Foundation

(<http://www.gulfofmexicofoundation.com/>)

International Intra-Americas Sea Initiative

(<http://www.iasinitiative.org/>)

MMS Gulf of Mexico Region

(<http://www.gomr.mms.gov/>)

USGS Gulf of Mexico Integrated Science

(<http://gulfsoci.usgs.gov/>)

Texas water resources institute

([http://twri.tamu.edu/reports\\_abstract.php?number=TR-277](http://twri.tamu.edu/reports_abstract.php?number=TR-277))

Environmental engineers and scientist

(<http://www.hydroqual.com/>)

## **Modelos oceánicos:**

CANDIE: Canadian version of DieCAST

(<http://www.phys.ocean.dal.ca/programs/CANDIE/>)

CUPOM: Colorado University version of the POM

(<http://e450.colorado.edu>)

DieCAST: Dietrich (Center for Air-Sea Technology) Ocean Model

(<http://www.ssc.erc.msstate.edu/DieCAST/>)

ECOM-SI: Estuarine, Coastal and Ocean Model (Semi-Implicit version)

(<http://woodshole.er.usgs.gov/operations/modeling/ecoms.html>)

ECOM-3D: Estuarine, Coastal and Ocean Model (3D finite difference version)

([http://www.hydroqual.com/ehst\\_env\\_hyd.html](http://www.hydroqual.com/ehst_env_hyd.html))

ECOM-SED: Estuarine, Coastal and Ocean Model (Sediment Transport version)

([http://www.hydroqual.com/ehst\\_ecomsed.html](http://www.hydroqual.com/ehst_ecomsed.html))

Estuary and lake computer model (Elcom)

(<http://www2.cwr.uwa.edu.au/~ttfadmin/model/elcom/>)

FLAME: Family of Linked Atlantic Model Experiments

(<http://www.ifm.uni-kiel.de/fb/fb1/tm/research/FLAME/>)

FVCOM: Finite Volume Community Ocean Model

([http://codfish.smast.umassd.edu/research\\_projects/FVCOM/](http://codfish.smast.umassd.edu/research_projects/FVCOM/))

HYCOM: Hybrid Coordinate Ocean Model

(<http://oceanmodeling.rsmas.miami.edu/hycom/>)

MERCATOR: French Ocean System

([http://www.mersea.eu.org/html/strand1/model/mercator\\_overview.html](http://www.mersea.eu.org/html/strand1/model/mercator_overview.html))

MICOM: Miami Isopicnic Coordinates Ocean Model

(<http://oceanmodeling.rsmas.miami.edu/micom/>)

MITgcm: MIT General Circulation Model

(<http://mitgcm.org/>)

MOM: GFDL Modular Ocean Model

(<http://www.gfdl.noaa.gov/~fms>)



## Referencias bibliográficas y de internet

---

NCOM: Navy Coastal Ocean Model

([http://www7320.nrlssc.navy.mil/global\\_ncom/](http://www7320.nrlssc.navy.mil/global_ncom/))

NLOM: Navy Layered Ocean Model

([http://www7320.nrlssc.navy.mil/global\\_nlom/](http://www7320.nrlssc.navy.mil/global_nlom/))

OPA: Ocean Parallellise General Circulation Model

(<http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/>)

POM: Princeton Ocean Model

(<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>)

POP: Parallel Ocean Program

(<http://climate.lanl.gov/Models/POP/>)

ROMS: Regional Ocean Modeling System

(<http://marine.rutgers.edu/po/>)

SOMS: Sandia Ocean Modeling System

(earlier version of DieCAST)

## Modelos atmosféricos:

COAMPS: Coupled Ocean Atmosphere Prediction System

(<http://www.nrlmry.navy.mil/~coamps/coamps/>)

ECMWF: European Center for Medium-range Weather Forecasts

(<http://www.ecmwf.int/>)

NCEP-ETA: National Centers for Environmental Prediction (ETA model)

(<http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/nwprod/analysis/>)

NOGAPS: Navy Operational Global Atmospheric Prediction System

(<https://www.fnmoc.navy.mil/PUBLIC/>)

# ***A1. Glosario***

**Abordamiento.-** (*Entrainment*). Es el proceso de intercambio de masa y cantidad de movimiento entre agua con flujo turbulento y otra de flujo laminar o menos turbulento. Esta transferencia se da en mayor cantidad hacia el agua con mayor turbulencia, de tal manera que erosiona el flujo laminar o menos turbulento haciendo crecer el volumen de la parcela con más turbulencia.

**ADCP.-** (*Acoustic Doppler Current Profiler*). Instrumento que sirve para medir la velocidad de las corrientes, que obtiene un perfil de la columna de agua en cada intervalo de muestreo. Esta medición se realiza por medio del efecto Doppler (Efecto Doppler= corrimiento en la frecuencia de una señal, al ser recibida, cuando el receptor y el emisor experimentan algún movimiento relativo). Se instala en el casco de un barco, de una lancha o se fija en una posición a cierta profundidad mediante un anclaje.

**Advección.-** Es el proceso mediante el cual son transportadas las propiedades inherentes a un fluido en movimiento, como calor o concentración de sal en el océano, o contenido de humedad en la atmósfera. Aunque en las ecuaciones de movimiento la advección puede ser en tres direcciones, en general se usa el término de advección para movimientos horizontales, mientras que los movimientos verticales se asocian al término “convección” (en Oceanografía y Meteorología).

**Altura dinámica.-** (Altura geodinámica) Representa la cantidad de trabajo realizado cuando una partícula de unidad de masa se lleva verticalmente desde un nivel de referencia hacia otro. Las dimensiones usadas son energía potencial por unidad de masa, aunque anteriormente se usaba una unidad conocida como metro dinámico.

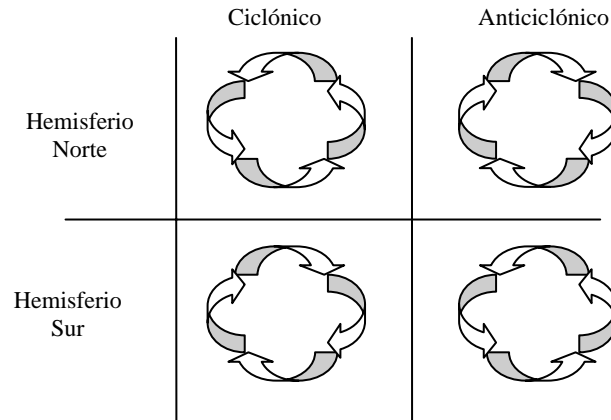
## A1. Glosario de términos

---

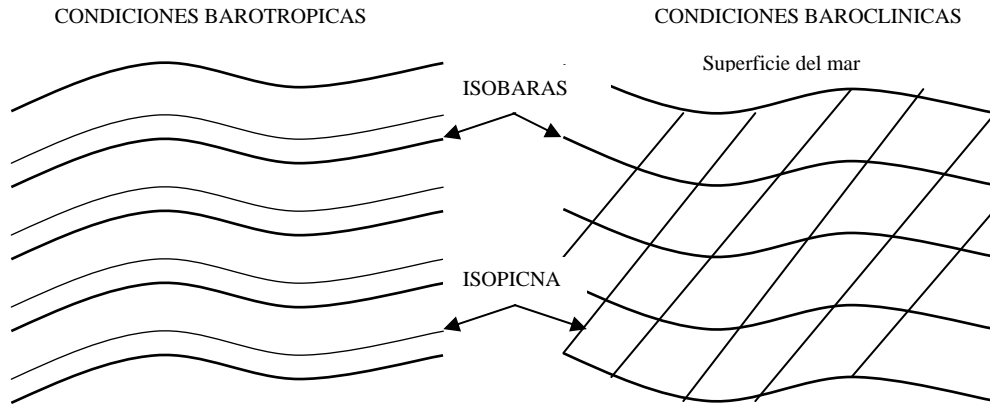
**Anfidrómico.-** (V.gr. punto anfidrómico) En una gráfica que representa las fases y las alturas de las componentes de marea (mapas cotidales), un punto anfidrómico es el lugar donde convergen las líneas que representan la hora en que se presentará la marea más alta en cada lugar (líneas de fase). En este punto, la altura de marea es cero y alrededor de él encontramos todas las fases de la marea.

**Anisotropía.-** No isotrópico, que presenta diferentes propiedades a lo largo de ejes en diferentes direcciones; que su comportamiento depende de la dirección. Por ejemplo, la variación de la concentración de un contaminante en presencia de una corriente, tomando como origen el foco de contaminación. Es claro, en este ejemplo, que se encontrará diferente forma de variación si la analizamos a lo largo de la corriente, perpendicular a la corriente o en dirección vertical.

**Anticiclónico.-** Se usa para definir el sentido de rotación de fenómenos oceánicos y atmosféricos contrario a la dirección de giro de los ciclones y al de la tierra; en el mismo sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur.



**Baroclínico.-** Indica un estado de la distribución del campo de masa en un fluido en el que las superficies isobáricas (de igual presión) intersectan superficies isostéricas (de igual densidad). La distribución vertical de la velocidad asociada no es uniforme. Este estado del fluido es el resultado de inhomogeneidades en la distribución horizontal de la densidad y, obviamente, un fluido baroclínico no puede estar en reposo debido a que la intersección de las superficies isobáricas con las isopícnas genera un gradiente de presión que induce el movimiento.



**Barotrópico.**- Estado de la distribución de los campos de masa en un fluido en el cual las superficies isobáricas (de igual presión) coinciden con las superficies isostéricas (de igual densidad). La distribución vertical de la corriente asociada es uniforme. Si el fluido está en reposo, las superficies isobáricas y las isopícnas son paralelas a superficies geopotenciales; en cambio, si se induce un movimiento por inclinación de la superficie, el cuerpo de agua se mueve como un todo bajo el gradiente de presión.

**Batimetría.**- Puede referirse a la configuración del suelo marino a un mapa en donde esté delineado el perfil del fondo de un cuerpo de agua, por medio de contornos de igual profundidad ( isóbatas ).

**Bombeo de Ekman.**- Es el movimiento vertical de un fluido, que ocurre cuando el efecto del esfuerzo del viento y la fuerza de Coriolis ocasionan un transporte y una divergencia del fluido en la superficie, provocando que agua de capas sub-superficiales ascienda a las capas superiores.

**Boyas de deriva.**- Instrumentos que sirven para realizar mediciones lagrangeanas de la corriente. Constan de un cuerpo de arrastre que se coloca a la profundidad deseada, y que puede ser un paracaídas, una cruceta, o una bolsa llena de agua, etc; que va atada a una boya superficial equipada con aditamentos que permitan seguir la trayectoria del instrumento. Este seguimiento se puede hacer por medio de localización visual, radiotelemétrica , radar o por satélite.

## **A1. Glosario de términos**

---

**Cambio climático global.**- Es un área de estudio de la Meteorología y la Oceanografía que se ocupa de analizar las variables ambientales globales para tratar de descubrir la tendencia general del clima a largo plazo.

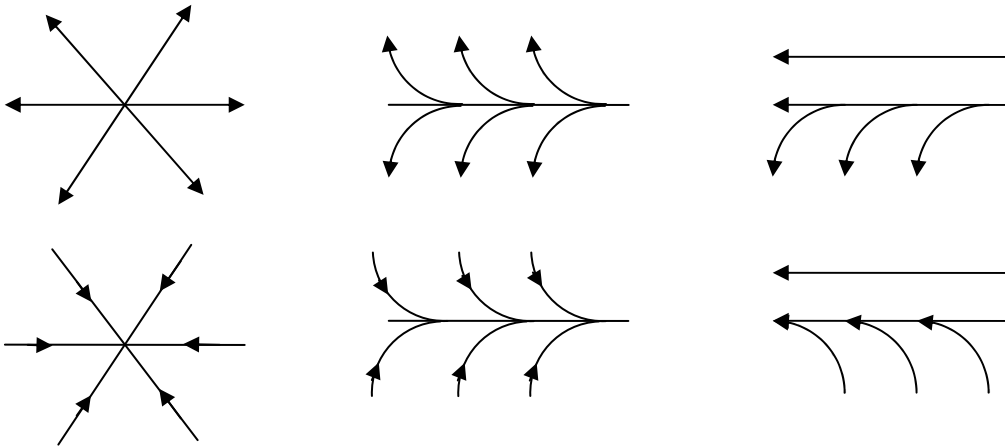
**Circulación termohalina.**- Circulación de las masas de agua oceánica, inducida por la diferencia de sus densidades. Estas diferencias son provocadas principalmente por efectos combinados de su temperatura y su salinidad ; estos parámetros se alteran por procesos de mezcla o por procesos termodinámicos cuando estas masas de agua se encuentran en contacto con la superficie del océano.

**Circulación inercial.**- Es la trayectoria que describe una partícula sobre la tierra cuando el movimiento es el resultado de un balance entre la acción centrípeta ( debida a la fuerza deflectora causada por la rotación de la tierra ) y la fuerza centrífuga ( debido a la curvatura de su trayectoria<sup>9</sup> ; si el valor del parámetro de Coriolis es independiente de la distancia al centro de giro, su trayectoria es completamente circular.

**Componentes de marea.**- Se llama así a cada uno de los armónicos presentes en la variación del nivel del mar debida a la marea (véase marea) *v.gr.* El armónico llamado ( $M_2$ ) que es producido por la atracción de la luna y tiene un periodo de 12.42 hs.

**Contracorriente.**- Corriente marina que va en sentido contrario a la dirección general de las corrientes en la zona, por ejemplo, la contracorriente de Davison que fluye hacia el polo frente a las costas de California, cuando en la zona domina la corriente de California con dirección hacia el ecuador.

**Convergencia.**- Fenómeno que se presenta cuando aguas de diferente origen tienen una componente de su flujo que se unen en una línea o en un área, la cual es llamada línea de convergencia o zona de convergencia.



**Coriolis (fuerza de).**- Es una fuerza que actúa sobre una partícula en movimiento en un sistema que se encuentra en rotación. Esta fuerza ocasiona una desviación de la partícula, hacia la derecha de la dirección del movimiento en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur; la fuerza es proporcional a la velocidad de la partícula y al seno de la latitud geográfica.

**Coriolis (parámetro de).**- Es dos veces la componente vertical de la rotación de la tierra. Por ejemplo, en la atmósfera y el océano en el sistema terrestre, el parámetro de Coriolis está representado por la expresión  $f = 2\Omega \sin(\alpha)$  donde  $\Omega$  es la velocidad angular de rotación de la tierra y  $\alpha$  es la latitud terrestre.

**Corriente de deriva.**- Se llama así a una corriente superficial generalmente amplia y lenta, impulsada principalmente por el viento, por ejemplo, la corriente de deriva circumpolar Antártica. También se designa así a las corrientes cercanas a la superficie medidas con métodos lagrangianos. Esta nomenclatura proviene de las observaciones de la desviación o deriva de los barcos con respecto a su ruta de navegación por efecto de las corrientes superficiales.

**Corrientes residuales.**- Comúnmente, este término se usa para designar las corrientes que resultan después de filtrar los efectos de la marea astronómica en los datos de una

## **A1. Glosario de términos**

---

localidad dada. También se utiliza este término para referirse a las corrientes producidas por el viento o algunas veces para el flujo promedio después de eliminar la parte armónica de una serie de tiempo.

**Cotidales (líneas).**- La línea que une los puntos en los cuales ocurre al mismo tiempo la marea alta debida a una componente de marea. Las líneas cotidales están espaciadas en horas, o en horas lunares tomando como referencia el meridiano de Greenwich o un meridiano cercano a la zona de estudio. También se puede referir en grados de desfase.

**Crucero.**- Expedición de trabajo que se lleva a cabo en una embarcación para realizar mediciones oceanográficas.

**Cuenca.**- Depresión del fondo marino de extensión variable y de forma más o menos equidimensional en un plano horizontal, la cual es relativamente profunda y está aislada de otras depresiones por rasgos topográficos como cordilleras o planicies menos profundas. Por ejemplo, la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California.

**Diagrama T-S.**- Gráfica de datos de temperatura *versus* salinidad colectados en forma simultánea en cada nivel de una estación oceanográfica. Estos diagramas son muy útiles : permiten identificar las masas de agua, hacer estimaciones de la mezcla relativa entre ellas, obtener el valor de sigma-t ( $\sigma_t$ ) , da idea de la estabilidad de la columna de agua y permite encontrar posibles errores en las estimaciones de temperatura y salinidad.

**Dispersión.**- 1. Separación de un grupo o paquete de ondas en sus diferentes componentes debida a las diferentes velocidades de propagación de cada una de ellas.

2. Es una medida de la separación de las partículas (en suspensión) en un fluido en un tiempo dado. Por ejemplo, un contaminante vertido en el mar o la distribución de huevos y larvas después de cierto tiempo de haber sido liberados.

**Dispersión, relación de.**- Función que establece la relación entre la frecuencia y el número de onda.

**Ekman, bombeo.**- En lugares de convergencia, donde se acumula el agua y engrosa la capa superficial, la superficie libre se levanta unos pocos centímetros mientras que la

picnoclina se deprime decenas de metros. El bombeo de refiere comúnmente a condiciones de divergencia.

**Ekman, arrastre.-** El viento arrastra la capa mezclada superficial en una dirección de  $90^\circ$  a la derecha (izquierda) del viento en el hemisferio Norte (Sur).

**Estado de referencia.-** Nombre con el que se conoce un estado ideal del océano, definido por sus valores medios de temperatura, salinidad y estado de movimiento (generalmente el reposo).

**Estratificación.-** Condición del fluido que implica la existencia de dos o más capas horizontales arregladas según su densidad, de tal manera que las capas menos densas están sobre las más densas.

**Estructura termohalina.-** En un cuerpo de agua, la estructura termohalina está dada por los valores de temperatura y salinidad para cada elemento del fluido. La estructura termohalina contienen la información sobre la distribución de densidades en el fluido y, por lo tanto, la conformación del campo de masa.

**Eulereana, descripción.-** Descripción de las características de un fluido en movimiento a partir de lo que ocurre en un punto fijo conforme pasa el tiempo. Para medir un campo de velocidades se realizarán observaciones directas de velocidad y dirección con correntímetros en diferentes puntos y se analizaría la variación de la corriente en cada punto a través del tiempo.

**Evento.-** Variación no periódica de un fenómeno, que se presenta con magnitud y duración variables). Ejemplo, los eventos en el Golfo de México de fuertes vientos llamados “Nortes”, o el fenómeno de “El Niño”.

**Frente.-** Región del océano, que separa parcelas o masas de agua de características marcadamente diferentes. Vg. Zonas de diferente temperatura, zonas estatificadas de zonas mezcladas, zonas con masas de agua diferentes.



## **A1. Glosario de términos**

---

**Frente geostrófico.**- Es aquel que separa aguas que circulan bajo un régimen de balance geostrófico de otras fuera de él. Generalmente se observa que los giros geostróficos trasladan aguas con características diferentes, lo cual da el contraste para evidenciar el frente.

**Forzamiento.**- Es cualquier fuerza que aplicada sobre el fluido provoca alguna reacción. Por ejemplo, el viento que sopla sobre la superficie del mar es un forzamiento que induce algún tipo de movimiento en el fluido.

**Frontogénesis.**- Es la secuencia de procesos que dan lugar a la formación de un frente.

**Geostrofia** .- Método para analizar las corrientes en una zona, consiste en asumir que existe un balance entre la fuerza de Coriolis y el gradiente horizontal de presión.

**Gran escala.**- (escala oceánica). Se refiere a las dimensiones de movimientos oceanográficos que abarcan extensiones desde varios cientos de kilómetros, hasta todo el océano.

**Gravedad reducida.**- Es la gravedad efectiva que siente una partícula , tomando en cuenta el medio que la rodea. En el océano, una parcela de agua “sentirá” una gravedad mayor cuando se encuentre en un medio menos denso que cuando se encuentre en un agua más densa.

**Haloclina.**- Capa del océano caracterizada por un fuerte gradiente de salinidad con la profundidad.

**Hidrografía.**- Disciplina que se ocupa de las mediciones y la descripción de las características físicas de los océanos, mares, lagos , ríos y las zonas costeras adyacentes a ellos.

**Intrusión.**- Es la entrada de un tipo de agua en un espacio donde existía otro tipo de agua diferente, conservando parcial o totalmente sus características por un tiempo generalmente corto.

**Isóbaras** .- La línea o superficie que une todos los puntos de presión constante sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

**Isóbatas** .- La línea o superficie que conecta todos los puntos de profundidad constante sobre una gráfica en el espacio.

**Isopicna** .- La línea o superficie que une todos los puntos de densidad constante sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

**Isoterma** .- La línea o superficie que conecta en una gráfica todos los puntos de igual valor de la temperatura, ya sea en el tiempo o el espacio.

**Lagrangeana, descripción**.- La que se hace de las propiedades de un fluido a partir de considerar la historia o trayectoria individual de partículas. Por ejemplo. La descripción de corrientes medidas con cuerpos de deriva.

**Lance hidrográfico**.- se aplica al conjunto de mediciones oceanográficas realizadas durante el tiempo de bajada y subida de instrumentos de muestreo en un punto geográfico. Este muestreo se complementa con una serie de parámetros como : posición , profundidad , estado del mar , datos meteorológicos, etc.

**Masas de agua**.- un volumen de agua usualmente identificado por valores típicos de temperatura y salinidad que le son característicos y que permiten distinguirlo de aguas circundantes. Su formación ocurre en la interfaz con la atmósfera y por la mezcla de dos o más tipos de agua.

**Marea**.- Es la variación periódica del nivel del mar debida al movimiento relativo y a la atracción gravitacional entre el sol, la luna y la tierra. Esta variación de nivel del mar se propaga como una onda a través de las cuencas oceánicas.

**Marea diurna**.- Es la marea que se da en una región donde prácticamente sólo existen una pleamar y una bajamar durante un período de 24 horas. También se puede referir a las frecuencias diurnas presentes en una señal de marea.

## **A1. Glosario de términos**

---

**Marea mixta.**- Se dice que existe una marea mixta en una región cuando coexisten , alternándose, el período diurno y semidiurno con amplitudes del mismo orden de magnitud. Una forma de clasificar las mareas es calculando “ la razón de forma ( $F$ ) “, la cual se obtiene de la razón entre las componentes armónicas diurnas ( $K_1, O_1$ ) y semidiurnas ( $M_2, S_2$ ) más importantes,  $F = \frac{(K_1 + O_1)}{(M_2 + S_2)}$ . De donde si  $0 \leq F \leq 0.25$ , se

clasifica como marea semidiurna. Si  $0.25 < F \leq 1.5$ , entonces se clasifica como marea mixta con predominancia semidiurna. Si  $1.5 < F \leq 3.0$ , la marea se clasifica como mixta con predominancia diurna. Si  $F > 3.0$ , la marea es diurna.

**Marea semidiurna** .- Es la variación del nivel del mar provocada por la marea en un lugar que produce dos pleamares y dos bajamares en un período aproximado de 24 horas.

**Meandro.**- Son las curvaturas muy pronunciadas ( algunas en forma de u ) en la trayectoria de un río o de una corriente marina.

**Meridional.**- Se refiere a la dirección norte-sur , o sea a lo largo de un meridiano.

**Mesoescala.**- Se refiere a la extensión geográfica de fenómenos marinos, la cual va de decenas hasta cientos de kilómetros.

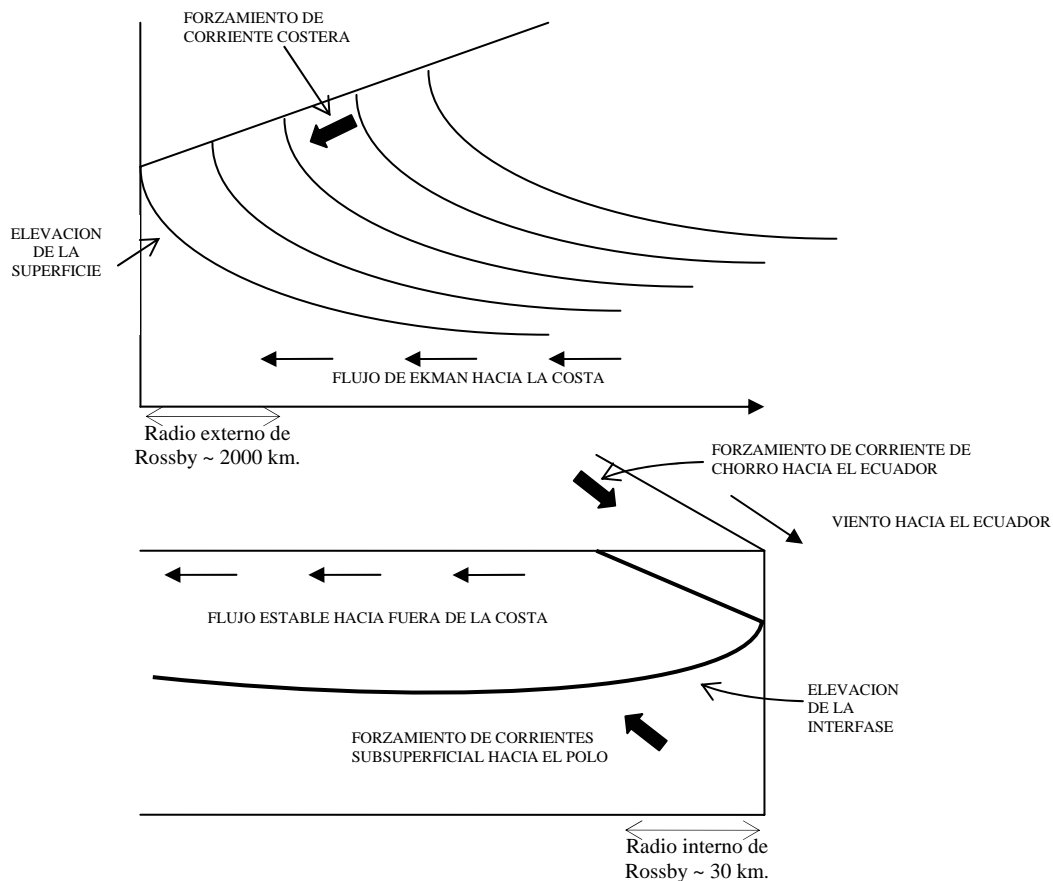
**Ondas de Kelvin** .- Ondas gravitatorias que viajan atrapadas por una costa o por el ecuador, cuyo balance lateral está restringido a encontrarse en balance geostrófico. Una onda de Kelvin es un fenómeno de mesoescala y un ejemplo común, en el hemisferio norte, es la onda de marea sobre un canal, como una bahía o un golfo alargado en el cual la onda de marea presentará un apilamiento mayor en el lado derecho de la dirección de viaje de la ola, producido por la rotación de la tierra.

**Oscilación inercial** .- Una oscilación cuya frecuencia está dada por el valor local del parámetro de Coriolis.

**Picnoclina** .- Es la capa del océano donde existe el gradiente más fuerte de densidad. La mayoría de las veces coincide con la termoclina y, como ésta, tiene gran variación estacional en latitudes medias y casi nula en latitudes altas.

**Propiedades T-S.**-Están representadas por los valores característicos de temperatura y salinidad en un cuerpo de agua, así como sus variaciones en tiempo y espacio.

**Radio de deformación.**- Escala de longitud que mide la importancia relativa entre las fuerzas rotacionales (Coriolis), que tiende a deformar la interfaz de un fluido y las fuerzas de flotación que tienden a restaurar dicha interfaz. En el océano se presenta el radio de deformación interno y externo. Un ejemplo del externo es la deformación que sufre la superficie de un mar con frontera oeste cuando hay un viento paralelo a la costa con dirección hacia el ecuador. El esfuerzo del viento aunado a la fuerza de Coriolis ocasiona un apilamiento de agua en la costa cuya escala de longitud depende del equilibrio entre el efecto de rotación de la Tierra y el efecto gravitatorio.



**Rapidez de fase .-** Módulo de la velocidad con la que viaja el perfil de una onda.

**Salinidad-ups.**- (véase ups).

## A1. Glosario de términos

---

**Sigma-t ( $\sigma_t$ ).**- Representa en forma abreviada el valor de la densidad de una muestra de agua de mar en función de su temperatura y salinidad *in situ* a presión constante e igual a cero  $\sigma_t = (\rho_{(s,t,0)} - 1) * 10^3$  . Convierte un número como 1.02635 en 26.35, que es más fácil de usar.

**Subducción.**- Se refiere al movimiento de una capa de material que se desliza o se hunde bajo otra capa. Este fenómeno lo podemos encontrar en el océano entre dos diferentes masas de agua, o en la corteza terrestre con una capa tectónica hundiéndose bajo otra.

**Surgencia.**- Ascenso de aguas subsuperficiales , más frías y con mayor concentración de nutrientes, que reemplazan las aguas superficiales en zonas restringidas del océano. Las surgencias más importantes que se presentan en el océano son las surgencias costeras, las cuales son provocadas por vientos con la costa a la derecha.

**Talud continental.**- Es la zona o región del fondo marino que se caracteriza por un fuerte declive y que empieza inmediatamente después de la plataforma continental hacia mar adentro. El talud continental termina en la zona donde comienza la elevación continental o hasta el punto donde hay una disminución de la pendiente.

**Tapa rígida.**- Condición de frontera usada algunas veces en el planteamiento de modelos para alguna zona del océano. Esta condición implica una superficie libre sin movimientos verticales.

**Termoclina** .- Capa que presenta un cambio abrupto de temperatura con la profundidad. En los océanos se puede encontrar termoclinas temporales, las cuales tienen una variación estacionaria (anual) y termoclinas permanentes.

**Topografía dinámica.**- Gráfico formado por isolíneas que muestran las alturas dinámicas de una zona del océano. Este tipo de análisis de los datos oceanográficos sirve para obtener información de la circulación geostrofica, ya que el fluido tiende a desplazarse por superficies equipotenciales ( de igual altura dinámica).

**Transecto.-** Es la línea que resulta de unir varios sitios de muestreo a lo largo de la cual se quieren graficar y analizar los datos en forma independiente.

**Trinchera.-** Una depresión en el fondo marino, larga y angosta con pendientes pronunciados a los lados. Este término está asociado con las regiones de mayor profundidad de los océanos, algunas exceden los 8000 metros de profundidad.

**Turbulencia.-** Estado del flujo en el cual las velocidades instantáneas muestran fluctuaciones irregulares, caóticas e impredecibles tanto en el tiempo como en el espacio; así que en la práctica sólo sus propiedades estadísticas pueden ser analizadas.

**Umbral.-** Una dorsal submarina de profundidad relativamente somera que separa cuencas.

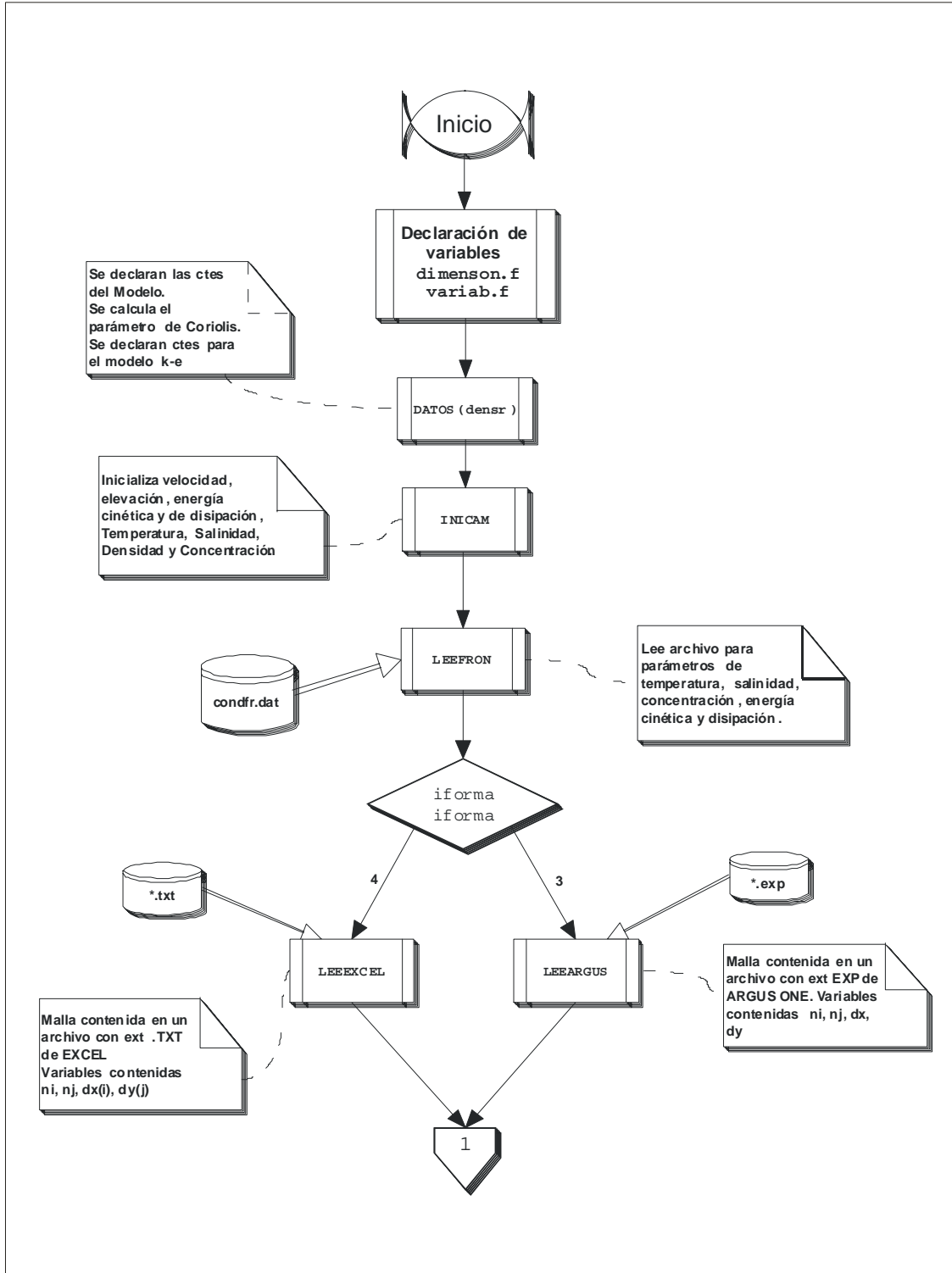
**ups.-** Abreviación de: unidades prácticas de salinidad. Unidades de una nueva definición de salinidad (UNESCO, 1978) basada en la razón entre la conductividad eléctrica de la muestra y una muestra estándar. Se conocen como unidades prácticas porque fueron definidas de tal manera que la nueva escala coincida con la antigua de partes por mil (ppm). La salinidad en ups es adimensional (UNESCO, 1985).

**Vientos Alisios.-** Franja de vientos persistentes que ocupa casi toda la zona tropical, con dirección dominante del noreste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur.

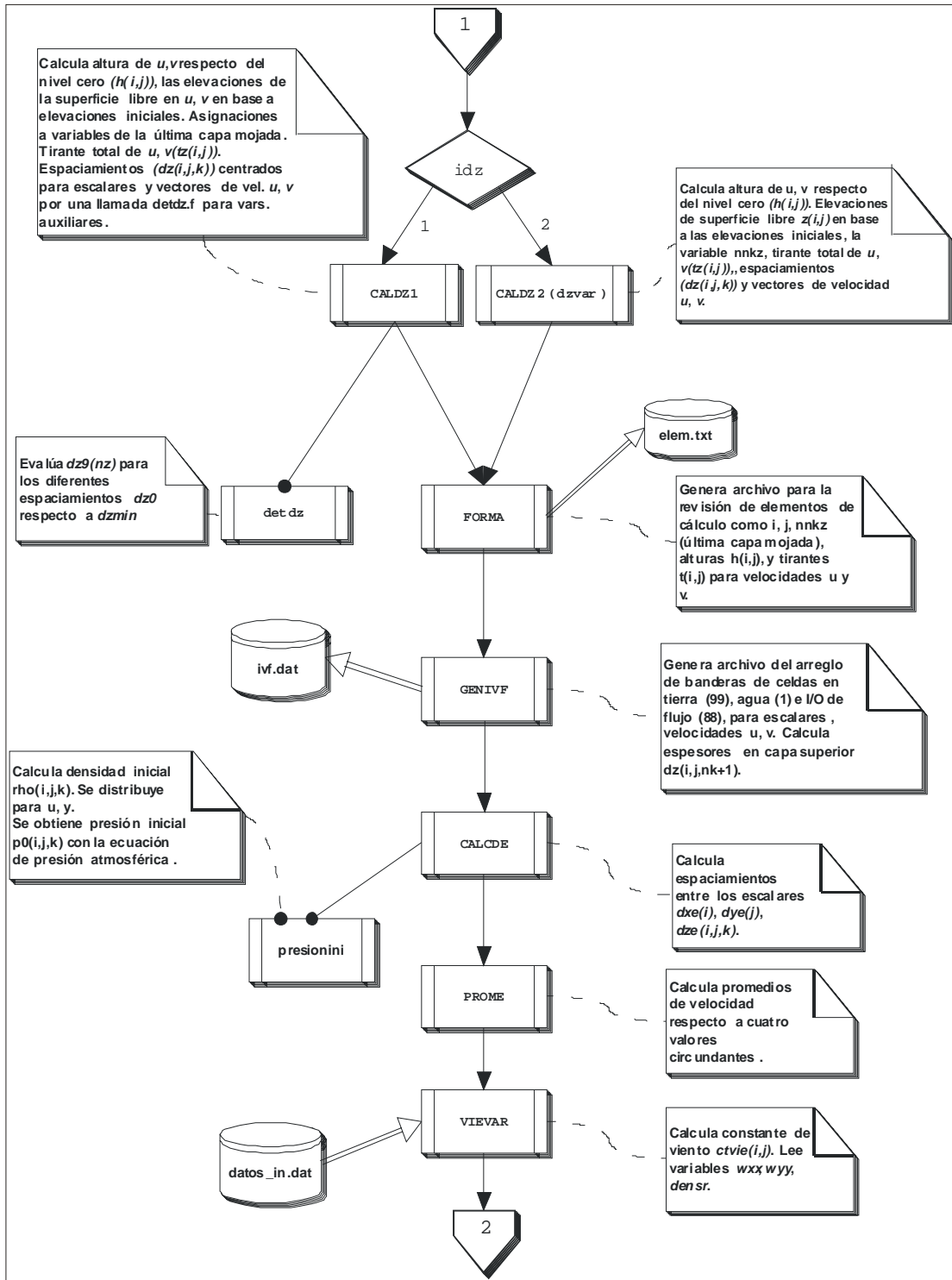
**Vorticidad.-** Es una medida del movimiento de giro de una parcela de agua ; el vector que representa la rotación de un fluido.

**Zonal.-** Se refiere a la dirección Este-Oeste a lo largo de un paralelo.

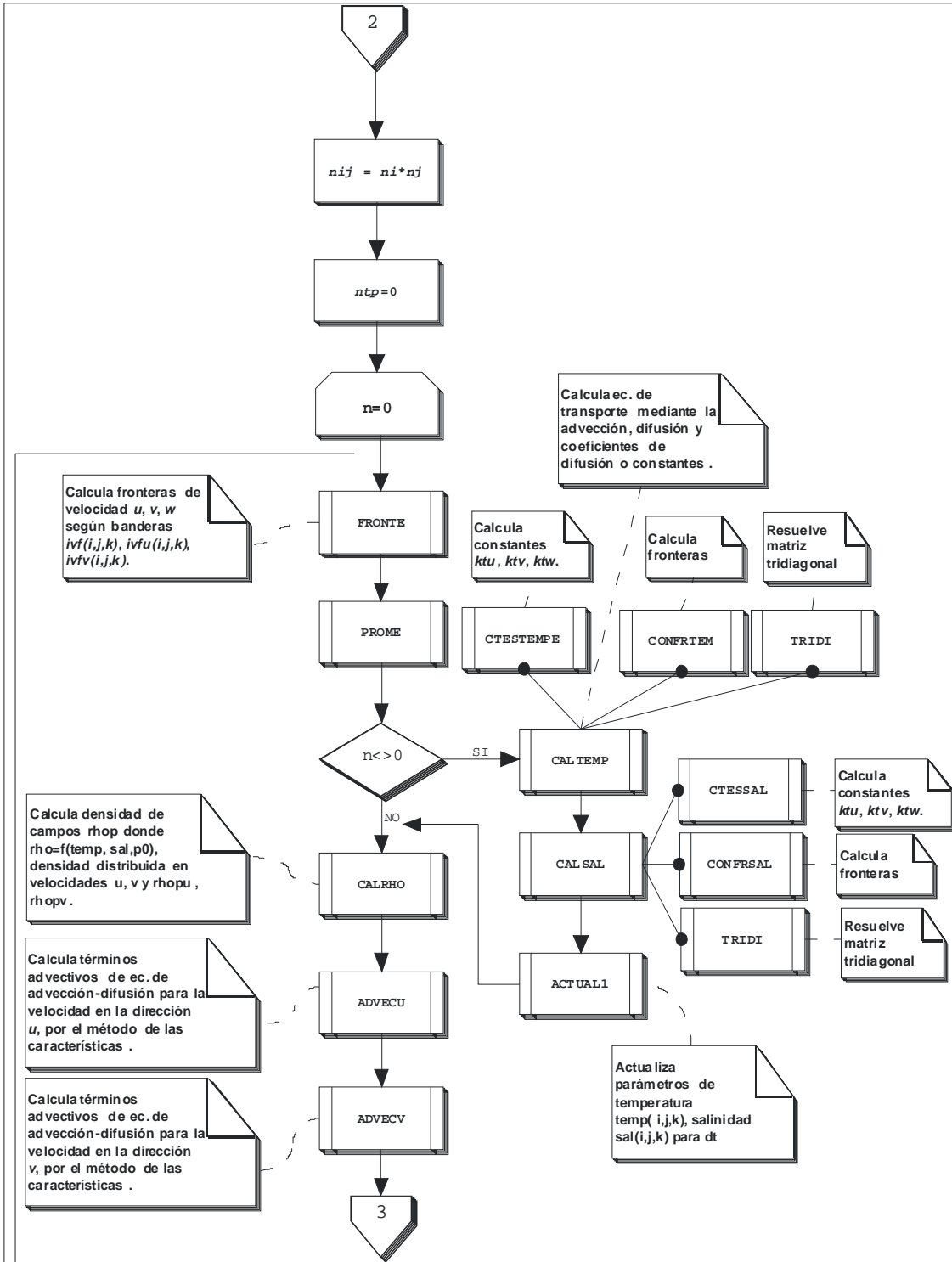
## A2. Algoritmo y estructura general del modelo YAXUM/3D



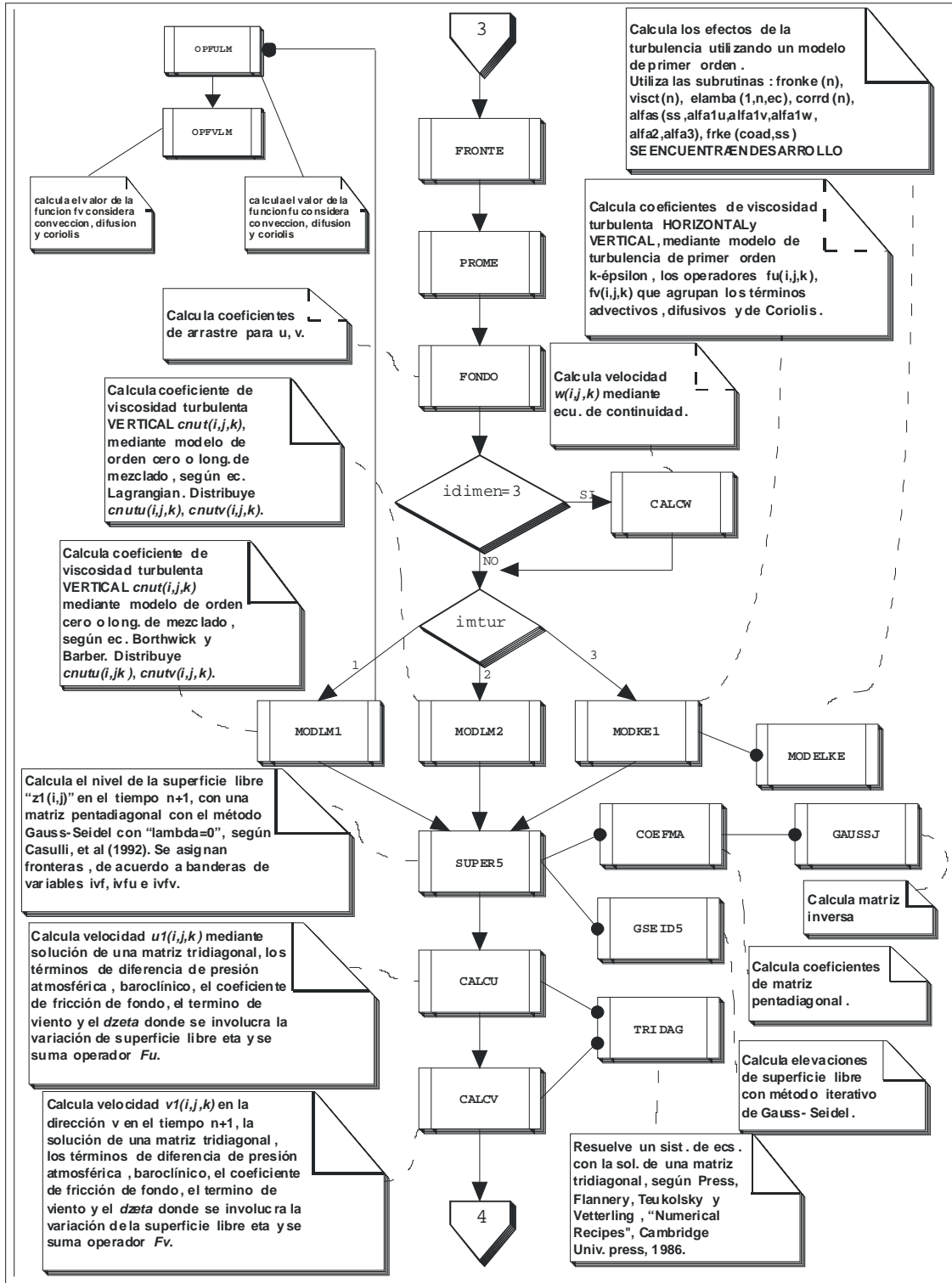
## A2. Algoritmo del modelo YAXUM/3D

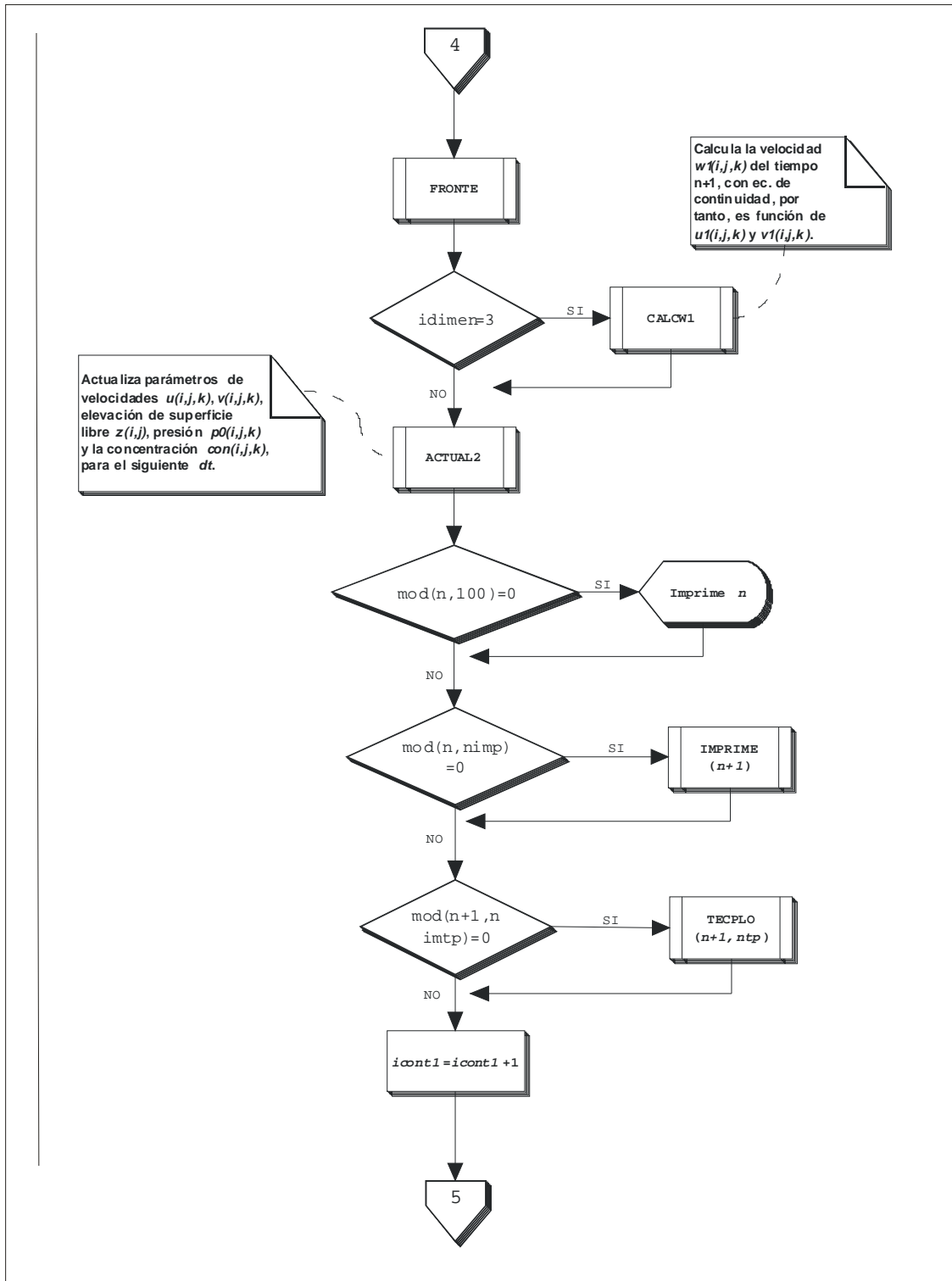




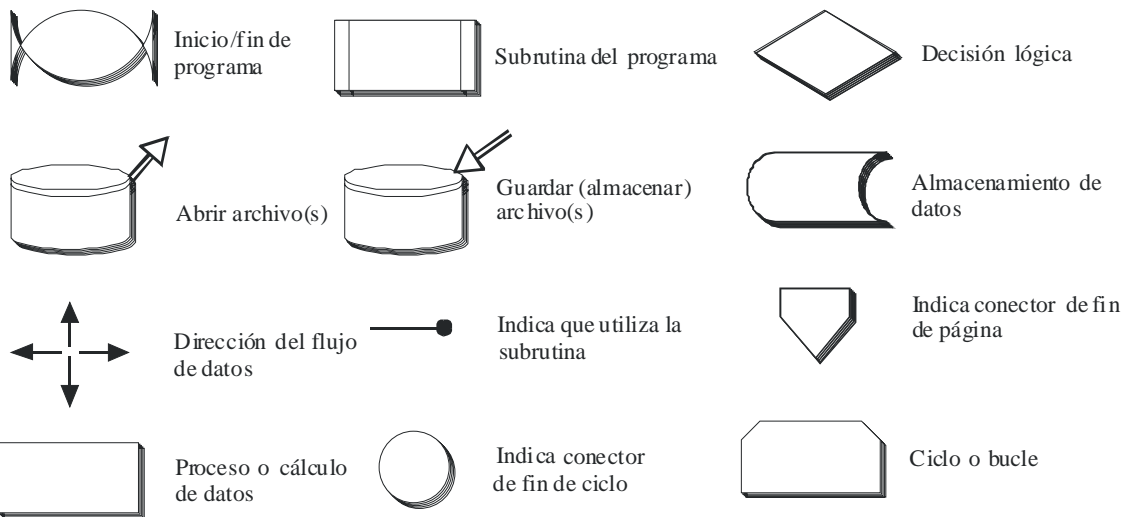
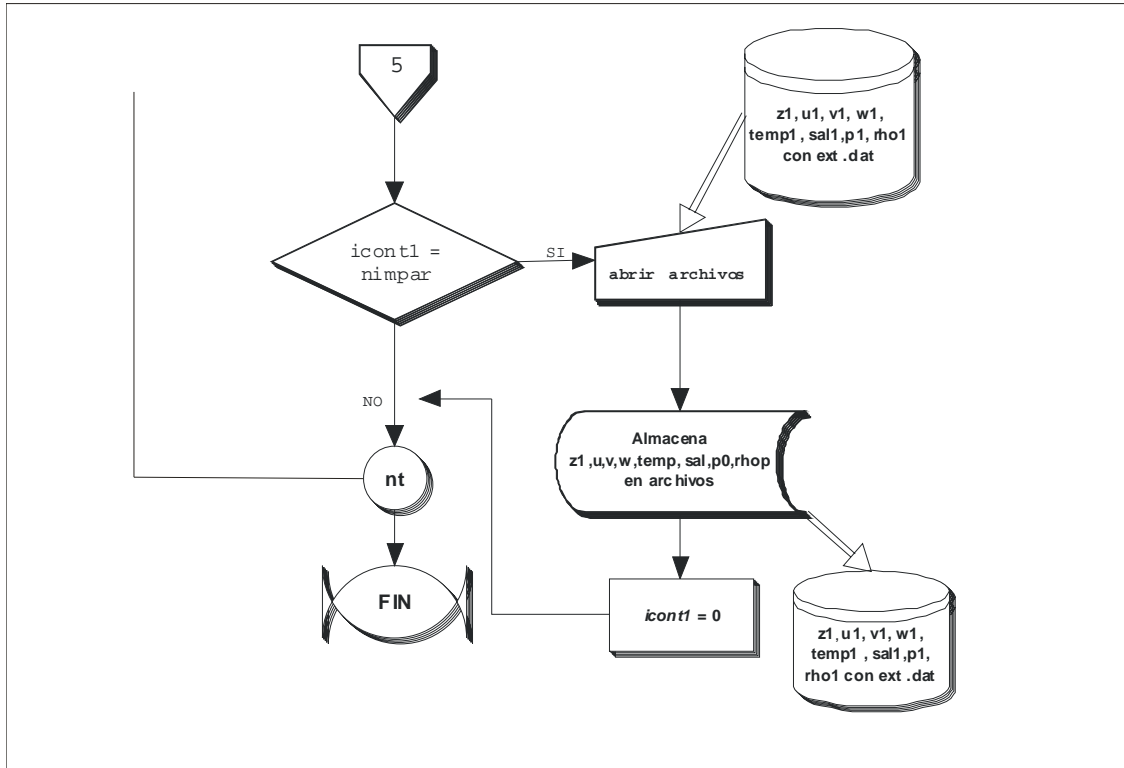


## A2. Algoritmo del modelo YAXUM/3D





## A2. Algoritmo del modelo YAXUM/3D



## Módulos del modelo numérico YAXUM/3D

datos	Se leen los datos y variables que requiere, lee la malla del dominio a simular y lee malla para las diferentes latitudes.
calcdz	Calcula los espaciamientos en la vertical ( $\Delta z$ ), para capas constantes o variables.
Genivf	Genera archivos 'ivf' para verificar las diferentes capas con sus correspondientes profundidades. Llama a la subrt. 'forma' que asigna fronteras abiertas y cerradas para el dominio.
calcde	Calcula espaciamientos que hay entre los escalares.
inacam	Inicializa campos de los archivos 'condin.dat' que contiene velocidades iniciales, niveles de superficie iniciales, concentraciones, temperatura y salinidad iniciales, así como, energía cinética y energía de disipación iniciales. Llama a subrt. 'rhoini' que calcula la densidad inicial con la ecuación de estado de Millero y Poisson (1981).
leefron	Inicializa las condiciones de frontera del archivo 'condin.dat', que contiene índices de inyecciones para imponer fronteras de temperatura, salinidad, concentración, energía cinética y energía de disipación.
prome	Promedia primeras velocidades.
n	Inicia bucle de tiempo
fronte	Asigna fronteras abiertas (condición tipo Neumann) y cerradas (condición tipo Dirichlet). Para la frontera abierta se introduce el flujo de corriente y/o flujo por marea.
prome	Promedia velocidades del flujo entrante de las cuatro caras de cada celda adyacente.
vievar	Cálculo del coeficiente de fricción por el viento con la fórmula de Garratt (1977)
caltemp	Cálculo de la evolución de la temperatura por medio de la ecuación de dispersión.
calsal	Cálculo de la evolución de la salinidad por medio de la ecuación de transporte.
calrho	Calcula la densidad para la caras de las celdas en U y V.
advecu	Resuelve el término advectivo para el modo lagrangiano, con el método de

## A2. Algoritmo del modelo YAXUM/3D

---

advecv	las características para U y V, que considera la estabilidad del paso del tiempo con la condición CFL.
fronte	Vuelve a asignar fronteras con velocidades.
prome	Vuelve a promediar velocidades
calcw	Resuelve en función de U y V para conocer a W en el tiempo n.
modlm	Calcula el término difusivo con diferencias finitas del modo euleriano y llama para resolver el operador 'opfu y opfv'.
super5	Calcula la superficie libre, formando una matriz pentadiagonal, llama a la subrt. 'coefma' para resolver los coeficientes de la matriz A. por último llama a la subrt. 'gseid5' para resolver la matriz pentadiagonal.
calcu	Cáculo de las velocidades U y V en el tiempo n+1.
calcv	
fronte	Vuelve a asignar fronteras abiertas o cerradas.
calcw1	Calcula W respecto a U y V (por continuidad) en el instante n+1.
actual	Actualiza y reasigna U1, V1, Z1, t1, s1, p1 para el siguiente paso de tiempo $\Delta t+1$
n+1	Fin de bucle de tiempo
imprime	Imprime resultados en archivos para visualización.

Este documento consta de 10 ejemplares que se terminaron de imprimir en agosto del 2005 en las instalaciones del Instituto Mexicano del Petróleo, colonia Sn. Bartolo Atepehuacán, México D.F.