

TESIS DEFENDIDA POR  
**María del Rocío Mancilla Rojas**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. Julio Sheinbaum Pardo  
*Director del Comité*

---

Dr. Julio Candela Pérez  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Juan Carlos Herguera Garcia  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Luis Zavala Sansón  
*Coordinador del programa de posgrado  
en Oceanografía Física*

---

Dr. Edgar Gerardo Pavía López  
*Director de Estudios de Posgrado*

13 de julio de 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE  
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

---

**VALIDACIÓN DE UNA SIMULACIÓN DEL MODELO ROMS EN EL  
GOLFO DE MÉXICO Y MAR CARIBE**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

**MARÍA DEL ROCÍO MANCILLA ROJAS**

Ensenada, Baja California, México, 13 de julio de 2007

**RESUMEN** de la tesis de **MARÍA DEL ROCÍO MANCILLA ROJAS**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. 13 de julio de 2007.

## **VALIDACIÓN DE UNA SIMULACIÓN DEL MODELO ROMS EN EL GOLFO DE MÉXICO Y MAR CARIBE**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Julio Sheinbaum Pardo  
Director de Tesis

Se hace la validación a una simulación del modelo ROMS (Regional Ocean Modeling System) para el Golfo de México y Mar Caribe. Esta validación es sólo cualitativamente ya que una comparación puntual no tiene sentido pues los campos no coinciden en tiempo. Las variables que se usaron en esta validación son; temperatura potencial, salinidad, anomalías del nivel del mar, temperatura superficial del mar y la velocidad normal en el Canal de Yucatán. Éstas se compararon con las climatologías de Levitus de Temperatura y Salinidad, las anomalías de la componente dinámica del nivel del mar de Topex (AVISO), Temperatura Superficial de Reynolds y la velocidad normal en el Canal de Yucatán medido por el proyecto Canek. Estos datos fueron analizados mediante su media, desviación estándar, los modos de variabilidad espacial y temporal y espectros de varianza conservada. Los análisis muestran que el modelo resuelve adecuadamente la estructura vertical de temperatura, pero no reproduce correctamente la estructura de salinidad debido a que las condiciones iniciales no son las correctas desde el principio. Por lo tanto el modelo no reproduce las masas de agua típicas de la región. No obstante, los errores dinámicos no son significativos porque la temperatura es razonablemente adecuada, y esta variable es la más importante para calcular la densidad, la cual se utiliza para estimar los gradientes de presión. El análisis mediante Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS), a las anomalías del nivel del mar, muestran estructuras temporales y espaciales similares pero el orden de los modos y detalles de las estructuras son diferentes. Los dos primeros modos de variabilidad de *TSM*, explican la variabilidad de tipo anual. Los primeros 2 modos de variabilidad de la corriente en el Canal de Yucatán, indican que la variabilidad de la estructura de la corriente vertical simulada está relacionada por el paso de remolinos como en las observaciones. Se observaron grandes fluctuaciones en el transporte en los primeros 3 años, lo que significa que el modelo aun estaba en un proceso de "spin-up".

**Palabras Clave:** Simulación numérica, validación cuantitativa, Roms, Golfo de México y Mar Caribe.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **MARÍA DEL ROCÍO MANCILLA ROJAS**, in partial fulfillment of the requirements of the degree of MASTER OF SCIENCE in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California. July 13, 2007.

**VALIDATION OF A SIMULATION OF ROMS MODEL IN THE GOLFO OF MEXICO AND CARIBBEAN SEA.**

A validation of a simulation of Regional Ocean Modeling System (ROMS) for the Gulf of Mexico and Caribbean Sea was carried out. As the diagnosed fields do not coincide in time, this validation is quantitative only, otherwise it does not make sense. The variables used for the validation are the potential temperature, the salinity, the sea-level anomaly, the sea-superficial temperature and velocity normal to the Yucatan Channel. These were compared to the Levitus climatologies of temperature and salinity, the dynamic component of the sea-level anomalies from AVISO, the Reynolds *SST* and the velocity normal to the Yucatan Channel measured by Canek project. These data were analyzed using their mean, standard deviation, the spatial and temporal modes, and variance-conserving spectra. The analysis show that the model reproduces adequately the vertical structure of potential temperature, but does not reproduces correctly that of the salinity, because the initial condition of this variable are not adequate. Therefore, the model does not reproduce the typical water masses of the region. Nonetheless, the dynamic errors are not significant because the temperature is reasonably diagnosed, and this variable is the most important in diagnosing the density, and hence the pressure gradients. The Orthogonal Empirical Functions analysis of the sea-level anomalies show spatial and temporal structures similar in both the model and AVISO fields, but the order of the modes and the structures show slight differences. The first two *SST* modes explain the annual variability. The first two variability modes of the current through the Yucatan channel indicate that the vertical structures of both the simulated and observed currents are related to the passage of eddies. The mass transport diagnosed by the model show large fluctuations during the first three years, which suggest that the model was still in a spin-up process.

**Keywords:** Numerical simulation, quantitative validation, Roms, Gulf of Mexico and Caribbean Sea.

# Dedicatoria

A DAVID

# Agradecimientos

Primero que nada quiero expresar mi más sincero agradecimiento a Julio Sheinbaum, ya que sin duda lo bueno de este trabajo se debe a su excelente asesoría. Julio me brindó las facilidades que todo estudiante podría desear y sus comentarios siempre fueron francos, concisos, pero sobre todo constructivos.

A los miembros del comité de tesis; Julio Candela, Alejandro Parés y Juan Carlos Herguera por ofrecerme su apoyo, amistad, y su disposición y correcciones, que enriquecieron de manera significativa este trabajo.

Agradezco el apoyo y comentarios de David la persona que me acompaña en la vida.

A mis padres y hermano que son parte importante en mi vida y que siempre me apoyan.

A mis compañeros de generación les agradezco la convivencia en el DOF (Aleph, Alberto y Matias).

A mis compañeros les agradezco la convivencia en el DOF y su apoyo cuando necesite ayuda de ellos (Cesar, Hector, Fernando, Julien, Gilberto, Cuauhtémoc, Xavier, Miguel, Silvia y Heriberto).

A mis amigos; Ana Laura (la china), Maru (la maruchan), Paula (chica paupau), Mark (el puerco), Toño (el morro), Paloma, Sonia, Sarahí (Sarita), Roberto Soto, Alina

(La vecina), Viky y Soco que sin duda aportaron mucho a mi vida y que sin ellos el tiempo que pasé aquí no hubiera sido igual.

Este trabajo fué posible gracias al apoyo de CONACYT, a través de una beca de maestría, al proyecto "Estudio de la Circulación del Talud del Golfo de México Occidental" con número de registro 621330 y al Departamento de Oceanografía Física del CICESE. Nuevamente a mi asesor Julio Sheinbaum porque nunca me dejó sin ayuda financiera.

Quiero agradecer especialmente a Tere Agüero por tener siempre a tiempo los trámites para mi beca.

Muchas gracias a todos los que me dieron clases.

Y por último agradezco el apoyo de Lupita Rodríguez, Teresa Agüero y Ma. Guadalupe Pacheco, ya que sin ellas nuestro trabajo sería considerablemente más difícil.

# Contenido

<b>I</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
I.0.1	Ubicación geográfica del área de estudio . . . . .	3
I.0.2	Características principales del GM y MC . . . . .	5
<b>II</b>	<b>DESCRIPCIÓN DEL MODELO ROMS</b>	<b>11</b>
<b>III</b>	<b>Datos</b>	<b>14</b>
III.0.3	Climatología de Levitus . . . . .	15
III.0.4	Anomalías del nivel del mar de Topex . . . . .	16
III.0.5	Temperatura superficial de Reynolds ( <i>SST</i> ) . . . . .	17
III.0.6	Velocidad (u,v) en el Canal de Yucatán . . . . .	17
<b>IV</b>	<b>Resultados y discusiones</b>	<b>19</b>
IV.1	Campos medios y variación estacional . . . . .	19
IV.1.1	Temperatura potencial (Levitus vs ROMS) . . . . .	20
IV.1.2	Diferencias de temperatura potencial (Levitus-ROMS) . . . . .	23
IV.1.3	Perfiles de temperatura potencial (Levitus vs ROMS) y desviación estándar . . . . .	31
IV.1.4	Salinidad . . . . .	34
IV.1.5	Diferencias de salinidad (Levitus - ROMS) . . . . .	36
IV.1.6	Perfiles de salinidad (LEVITUS vs ROMS) y std . . . . .	38
IV.1.7	Diagramas T-S . . . . .	41
IV.1.8	Densidad . . . . .	43
IV.1.9	Variabilidad en el nivel del mar ( <i>ssh</i> ) . . . . .	45
IV.1.10	Funciones empíricas ortogonales de <i>SST</i> . . . . .	57
IV.1.11	Estructura y variabilidad del flujo en el Canal de Yucatán . . . . .	61
IV.1.12	Transporte . . . . .	68
IV.1.13	Elipses de corriente (CANEK Y ROMS). . . . .	69
<b>V</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>72</b>
<b>VI</b>	<b>Sugerencias</b>	<b>74</b>

Referencias

Apéndices

A Funciones empíricas ortogonales 80

B Espectros de varianza conservada 84

# Índice de figuras

Figura		Página
1	Localización del área de estudio . . . . .	4
2	Batimetría del GM y MC . . . . .	5
3	Contornos de temperatura promediada anualmente en nivel 1 . . . . .	21
4	Contornos de temperatura promediada anualmente en nivel 2 . . . . .	21
5	Contornos de temperatura promediada anualmente en nivel 3 . . . . .	22
6	Contornos de temperatura promediada anualmente en nivel 4 . . . . .	22
7	Contornos de temperatura promediada anualmente en nivel 5 . . . . .	23
8	Área de estudio dividida en 7 regiones, para facilitar el análisis . . . . .	24
9	Diferencias Levitus - ROMS en el Nivel 1 . . . . .	25
10	Diferencias Levitus menos ROMS en el nivel 2 . . . . .	27
11	Diferencia Levitus menos ROMS en el nivel 3 . . . . .	28
12	Diferencia Levitus menos ROMS en el nivel 4 . . . . .	29
13	Diferencia Levitus menos ROMS en el nivel 5 . . . . .	30
14	Perfiles de Temperatura potencial . . . . .	33
15	Perfiles de desviación estándar de temperatura potencial . . . . .	33
16	Contornos de $S$ en ups, promediada anualmente en nivel 1 . . . . .	34
17	Contornos de $S$ en ups, promediada anualmente en nivel 2 . . . . .	35
18	Contornos de $S$ en ups, promediada anualmente en nivel 3 . . . . .	36
19	Diferencias de $S$ (Levitus - ROMS), en el Nivel 1 . . . . .	37
20	Diferencias de $S$ (Levitus - ROMS), en el Nivel 2 . . . . .	38
21	Diferencias de $S$ (Levitus - ROMS), en el Nivel 3 . . . . .	39
22	Perfiles de Salinidad . . . . .	40
23	Perfiles de desviación estándar de temperatura potencial . . . . .	40
24	Diagrama T-S para las regiones GMI, GMII, MC y SWCI. . . . .	43
25	Diagrama T-S para las regiones GMI, GMII, MC y SWCI. . . . .	44
26	Diagrama T-S de las condiciones iniciales en la región GMI. . . . .	45
27	Perfiles de densidad potencial para las regiones GMI, GMII, MC y SWCI. . . . .	46
28	Perfiles de densidad potencial para las regiones SWCII, CC y CE. . . . .	47
29	Desviación estándar del nivel del mar en el Golfo de México y Mar Caribe de los datos de AVISO y ROMS. . . . .	47

## Índice de Figuras (continuación)

Figura		Página
30	Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS, componente principal asociada a este primer modo y espectro de varianza conservada. . . . .	49
31	Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS, componente principal asociada a este primer modo y espectro de varianza conservada. . . . .	50
32	Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	51
33	Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para baja frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	52
34	Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para baja frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	53
35	Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para baja frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	54
36	Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para alta frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	55
37	Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para alta frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	56
38	Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS filtradas para alta frecuencia, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	57
39	Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS estandarizada, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	58
40	Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS estandarizada, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	59
41	Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex y ROMS estandarizada, componente principal asociada a este modo y espectro de varianza conservada. . . . .	60
42	Desviación estándar de <i>TSM</i> de Reynolds y ROMS. . . . .	60

## Índice de Figuras (continuación)

Figura		Página
43	Modo 1 espacial y temporal de las anomalías de la TSM con señal anual de los datos Reynolds y ROMS, con el espectro de varianza conservada.	61
44	Modo 2 espacial y temporal de las anomalías de la TSM con señal anual de los datos Reynolds y ROMS, con el espectro de varianza conservada.	62
45	Sección que se extrajo del ROMS para tomar los datos en el Canal de Yucatán. . . . .	63
46	Flujo normal promedio en el Canal de Yucatán Canek y ROMS. . . . .	63
47	Desviación estándar de la velocidad normal al Canal de Yucatán con los datos de las observaciones y modelo. . . . .	64
48	Modo 1 de las anomalías del vector normal al Canal de Yucatán. . . . .	65
49	Modo 2 de las anomalías del vector normal al Canal de Yucatán. . . . .	66
50	Comparación del transporte promedio en el Canal de Yucatán obtenido con los datos de Canek y ROMS. . . . .	69
51	Espectros de varianza conservada del Transporte en el Canal de Yucatán obtenido con los datos de Canek y ROMS. . . . .	70
52	Elipses de la corriente promedio en el Canal de Yucatán (Badan <i>et al</i> ). 2005). . . . .	71
53	Elipses de la corriente promedio en el Canal de Yucatán con los datos de ROMS a 30 metros de profundidad. . . . .	71

# Índice de tablas

Tabla		Página
I	Valores máximos y mínimos de las diferencias entre las 7 regiones en el nivel 1. . . . .	26
II	Valores máximos y mínimos de la diferencia entre las 7 regiones en el nivel 2. . . . .	26
III	Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 3.	29
IV	Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 4.	30
V	Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 5.	31
VI	Valores máximos de la diferencia en las 7 regiones en los 5 niveles. . . .	38
VII	Valores mínimos de la diferencia en las 7 regiones en los 5 niveles. . . .	39
VIII	Valores de $T$ , $S$ y prof. que define a las masas de agua en el Golfo de México, (Rivas <i>et al.</i> 2005). . . . .	42
IX	Valores de $T$ , $S$ y prof. que define a las masas de agua en el Mar Caribe, (Gallegos y Czitrom, 1997). . . . .	42

# I

## Introducción

El desarrollo de la modelación numérica del océano en los últimos 10 años ha hecho a los modelos oceánicos herramientas indispensables de la oceanografía moderna. La modelación numérica y las observaciones oceánicas son fuentes de información complementarias para entender mejor lo que ocurre en el océano real. Por un lado, las observaciones son relativamente escasas o las verdaderamente globales, generalmente sólo miden la superficie oceánica (altimetría, temperatura superficial del mar). Por otro lado, los modelos numéricos actuales son ya suficientemente buenos para estudiar, con cierto grado de confianza y en forma controlada, procesos físicos e incluso ayudar a la interpolación dinámica de observaciones o definir estrategias óptimas de medición.

A la manera óptima de combinar modelos y observaciones se le conoce como “asimilación de datos”. Sin embargo, el primer paso antes de llevar adelante la asimilación de datos en un modelo, consiste en sintonizar el modelo numérico para que sin necesidad de asimilar datos, éste se ajuste lo más posible a la realidad. No tiene sentido hacer asimilación de datos con un mal modelo numérico.

El presente trabajo de tesis se enmarca dentro de un proyecto más general para

desarrollar un modelo operacional del Golfo de México y Mar Caribe. Su objetivo general es precisamente cumplir con el primer paso mencionado anteriormente: sintonizar el modelo que va a utilizarse para la asimilación y predicción, para que sea lo mejor posible antes de llevar a cabo la asimilación de datos y en su caso, la predicción oceánica.

Para entender algunos de los fenómenos que ocurren en estos mares, por ejemplo, el fenómeno de desprendimiento de grandes remolinos por la estrangulación de la Corriente de Lazo (CL), (Oey *et al.*, 2003) entre otros estudios como el de (Candela *et al.* 2002), muestran como utilizar observaciones y modelos para entender procesos e identificar debilidades y aciertos de un modelo numérico. Aunque importantes aspectos del proceso permanecen inconclusos y controvertidos, los cambios para mejorar los modelos quedan mejor identificados.

La validación de un modelo generalmente se hace comparando la estadística del modelo con la de las observaciones, pues la comparación de valores puntuales requiere que el modelo use forzamientos que correspondan con el tiempo de observación, mientras que los modelos cuando menos al inicio, utilizan forzamientos climatológicos. Esta comparación estadística consiste por ejemplo en obtener valores medios, desviaciones estándar y patrones típicos de variabilidad a través de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS) de variables como; temperatura potencial ( $T$ ), Salinidad ( $S$ ), anomalías del nivel del mar, temperatura superficial del mar y velocidad. Estas comparaciones estadísticas permiten cuantificar la bondad del modelo e identificar que se debe mejorar.

Dependiendo del tipo de fenómeno que se quiera estudiar se busca un modelo apropiado. Una posibilidad son modelos globales del mar o la atmósfera, como son los llamados Modelos de Circulación General. El objeto de estos últimos es modelar de la forma más general posible toda la complejidad del sistema (Sheinbaum *et al.*, 1997).

En este trabajo se llevará a cabo la validación (comparación) de una simulación del

modelo ROMS (Regional Ocean Modeling System) del Golfo de México y Mar Caribe (GM-MC) desarrollado por Sheinbaum (CICESE), Di Lorenzo (Georgia Tech), Moore (Universidad de Colorado) y Arango (Rutgers). Para ello se utilizarán observaciones de satélite (altimetría, temperatura superficial del mar), climatologías (Levitus) y datos obtenidos del programa Canek para compararlas con esta salida del modelo. La comparación es más cualitativa que cuantitativa y enfatiza el grado de similitud de las propiedades estadísticas de los diversos campos observados y modelados, ya que una comparación puntual no tiene sentido pues las series no coinciden en tiempo y el modelo usa forzamientos climatológicos.

### **I.0.1 Ubicación geográfica del área de estudio**

El Golfo de México (GM), está situado en el Atlántico subtropical entre las latitudes  $18^\circ$  y  $30^\circ$ ,N y las longitudes  $82^\circ$  y  $98^\circ$  W, tiene un área superficial de  $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ , ( $900 \times 1700 \text{ km}$ ). El Mar Caribe (MC), es el mar adyacente más grande del océano Atlántico, también conocido como mar de las Antillas. Tiene una extensión superficial de  $2.52 \times 10^6 \text{ km}^2$ , casi el doble del área del Golfo de México. Su volumen, de  $6.48 \times 10^6 \text{ km}^3$ , duplica al Mar Mediterráneo. Se localiza entre las latitudes de  $8^\circ$  N y  $22^\circ$  N y las longitudes de  $60^\circ$  W y  $89^\circ$  W, ver figura 1, lo que significa extensiones sur-norte del orden de 1500 km y este-oeste de casi 3000 km. La dinámica de estos dos mares que juntos reciben el nombre de Mar Intra-Americano (IAS por sus siglas en inglés), está condicionada tanto por el viento, como por el transporte de masa, momento y vorticidad a través de los estrechos que los conectan con el Océano Atlántico (OA) (Sheinbaum *et al.* 1997).

La batimetría varía considerablemente en el Golfo de México y alcanza profun-

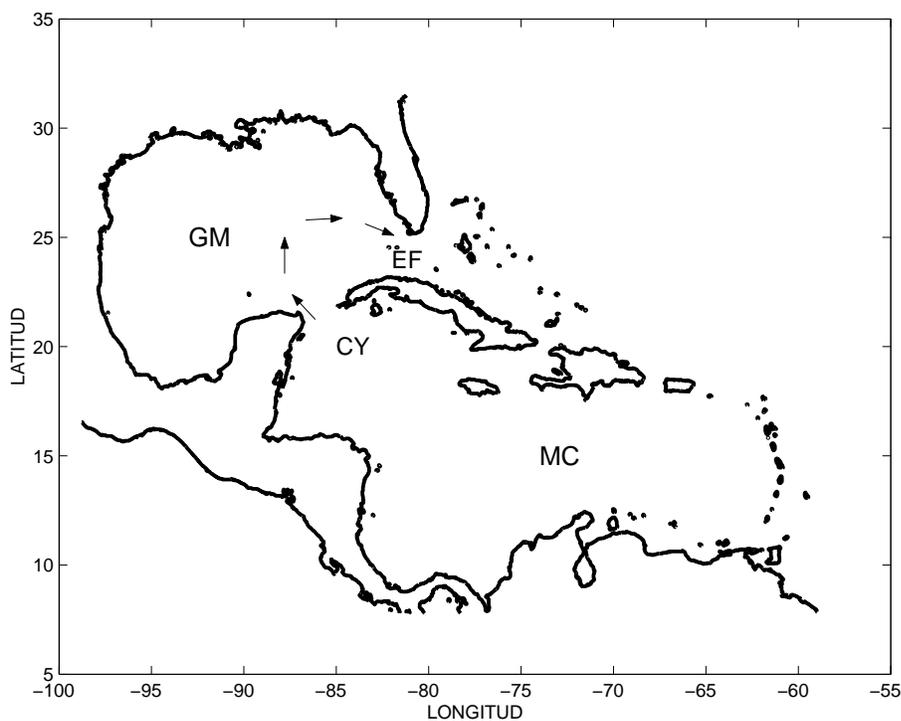


Figura 1: Localización geográfica del área de estudio Golfo de México (GM), Mar Caribe (MC) y las flechas representan la corriente del Lazo (CL).

idades cercanas a los 4000 m en la parte central (figura (2)), la topografía es muy compleja a causa de las pequeñas islas y cayos, por ejemplo el Banco de Campeche se caracteriza por tener una pendiente muy débil. El Mar Caribe tiene una profundidad promedio de 4400 m y consta de cinco cuencas principales. La primera es la cuenca de Granada con una profundidad media de 3000 m, la segunda es la Cuenca de Venezuela con una promedio de 5000 m, le sigue la Cuenca de Colombia con una profundidad media de 4000 m, la cuarta cuenca es la Trinchera de Caimán con una profundidad máxima de 7100 m y por último la Cuenca de Yucatán con una profundidad promedio de 5000 m. Esta topografía es un factor importante en la generación y modificación de remolinos, (Gallegos y Czitrom, 1997).

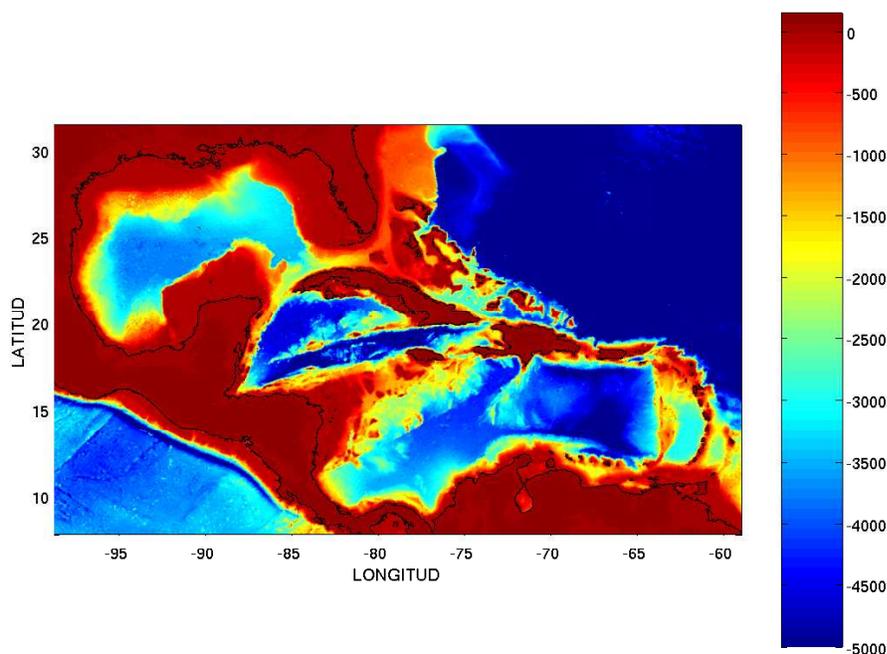


Figura 2: Batimetría del Golfo de México y Mar Caribe.

### I.0.2 Características principales del GM y MC

El GM tiene dos fronteras abiertas, el Canal de Yucatán (CY) que lo comunica con el MC y el Estrecho de Florida (EF) con el Océano Atlántico, (figura (1)). Las características más importantes de la circulación en el Golfo de México son:

La CL cambia su tamaño de manera irregular, se inicia en el CY y está ubicada en la porción este del GM (Ochoa *et al.* 2003), figura (1). Esta corriente transporta aguas cálidas del MC al Estrecho de Florida (EF).

Los grandes remolinos que se desprenden de esta corriente de forma irregular, determinan en gran medida los movimientos de mesoescala en todo el GM. Estos desprendimientos se han observado en imágenes de temperatura y datos de altimetría por satélite (Maul y Vukovich 1993; Abascal *et al.* 2003) y en diversos modelos numéricos. Como se puede ver en la figura (2), una característica muy importante del GM es la diferencia de profundidades entre sus dos fronteras abiertas, ya que mientras el Estrecho

de Florida tiene una profundidad máxima de 740 m, el umbral en el CY tiene 2040 m de profundidad, siendo así la única entrada y salida de aguas profundas en el GM (Bunge *et al.* 2002). La corriente de Yucatán es una corriente de frontera oeste que además de ser el flujo que cierra el giro subtropical del Atlántico Norte, tiene una importante contribución de la celda de circulación termohalina que involucra a todos los océanos, lo que implica que procesos a escala global pueden afectar la circulación en el Golfo de México, (Sheinbaum *et al.* 1997).

El CY es el punto de conexión entre el MC y el GM y es una zona de gran variabilidad en el océano que presenta alta energía cinética superficial (Strammer-Wunsch 1999). Además, el flujo a través del canal de Yucatán tiene importancia local, porque influye en la circulación del GM (Abascal *et al.* 2003) debido a los remolinos que se desprenden de la CL, y afecta la circulación en las zonas arrecifales adyacentes (Coronado *et al.* 2007).

La circulación superficial en el MC consiste en un flujo cálido, intenso y persistente llamado la Corriente del Caribe que tiene una velocidad media del orden de 20 a 50 cm/s y decrece con la profundidad siendo de tan solo 5 cm/s a los 1500 m de profundidad. Este flujo se forma por la unión de la Corriente Norecuatorial con la Corriente de Guyana, a la cual también se le conoce como la Corriente Norte de Brasil (Gordon 1967; Molinari *et al.* 1981; Roemmich 1981). La Corriente del Caribe presenta gran variabilidad espacial y temporal, además de estructuras de mesoescala como meandros y remolinos. Diversos estudios sugieren que estos procesos están relacionados con estructuras anticiclónicas de la retroflexión de la Corriente Norte de Brasil (Zinder *et al.* 1985; Johns *et al.* 1990; Fratantoni *et al.* 1995), o bien formados por la interacción de esta corriente con la topografía y por el rotacional del esfuerzo del viento (Nystuen y Andrade 1993; Andrade y Barton 2000), o por inestabilidad de la corriente.

Estos dos mares juntos (Mar Intra-Americano), forman una región oceánica semicerada que interactúa con el Océano Atlántico mediante pequeños estrechos. Su dinámica interior es compleja y está gobernada por el intercambio de calor y momento en la superficie, y los intercambios de masa, momento y vorticidad por los estrechos que la comunican con el Océano Atlántico. Las escalas típicas de estos procesos están determinadas por el forzamiento y la geometría de la cuenca, es decir, la topografía, la configuración de la plataforma continental y las costas además de la no-linealidad del sistema (Sheinbaum *et al.* 1997).

El objetivo de este trabajo es validar una simulación del modelo Regional Ocean Modeling System (ROMS) en el Golfo de México y Mar Caribe, realizada con forzamientos climatológicos, y con condiciones de frontera provenientes de una simulación en el Océano Atlántico con los mismos forzamientos climatológicos. Dadas las características de esta simulación, el procedimiento de validación consiste en analizar la estadística básica de los diferentes campos de datos que se tomaron del ROMS, y compararlos con equivalentes observacionales. En nuestro caso utilizaremos:

- 1) Temperatura potencial y Salinidad a diferentes profundidades (valores medios y variación estacional).
- 2) Nivel del mar (valores medios, escalas típicas de variabilidad espacial y temporal).
- 3) Temperatura Superficial del Mar (SST).
- 4) Velocidad en el Canal de Yucatán.

Estas variables se comparan con la climatología de Levitus, la componente dinámica de la altura del nivel del mar (1992 a 2002 con una resolución temporal de 7 días), los análisis de SST de Reynolds (1998 a 2001) que tienen una resolución temporal de 7 días y las velocidades obtenidas con mediciones del proyecto CANEK (agosto 1999 a junio 2000).

El análisis consiste principalmente en comparar perfiles medios y de desviación estándar en diferentes regiones además de la comparación de estructuras que representan la mayor variabilidad tanto en el modelo como en las observaciones usando el método de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS) y la estructura y estadística del flujo en el Canal de Yucatán.

En el capítulo 2, se describen las características principales del modelo Regional Ocean Model System (ROMS).

En el capítulo 3 se hace una breve descripción de los datos y su preparación para este estudio.

En el capítulo 4 se compara la climatología de la temperatura potencial ( $T$ ) y Salinidad ( $S$ ) de LEVITUS contra ROMS.

En el capítulo 5, se utilizan funciones empíricas ortogonales reales (FEOS) para identificar las estructuras espaciales y temporales de las series de las anomalías del nivel del mar de ROMS y de la componente dinámica de Topex. Mediante análisis espectral, se determinan sus bandas de frecuencia más energéticas.

En el capítulo 6, se usan las FEOS para analizar la estructura espacial y temporal de las series de temperatura superficial del mar (SST) tanto del modelo como de observaciones.

En el capítulo 7 se compara el flujo medio obtenido de los datos del proyecto CANEK con el del ROMS. Se analiza también la estructura temporal y espacial de las fluctuaciones respecto al flujo medio en el Canal de Yucatán usando FEOS, y se analiza el transporte y la variabilidad de la corriente superficial calculando las elipses de corriente a través del Canal de Yucatán.

Los apéndices A y B contienen una explicación breve del método de funciones empíricas ortogonales y la metodología para estimar espectros de energía.

Al forzar un modelo numérico con datos climatológicos que incluyen variación estacional, se espera que después de correr varios años de simulación con el mismo forzamiento, el modelo llegue a un equilibrio estadístico. Esto quiere decir que al promediar varios años de la última fase de simulación, (después de que el modelo ha terminado el proceso de "spin up" o equilibrio inicial), los valores medios y ciclo estacional se estabilicen y la estadística de la variabilidad se mantenga estacionaria, es decir no varíe al añadir o considerar más años de simulación.

Si el modelo funciona bien, uno espera que las características de los campos medios, ciclo estacional y las escalas típicas de variabilidad espacial y temporal sean similares a las observadas.

Por esta razón en el trabajo se hace una comparación de los campos climatológicos del modelo versus la climatología observada y sus variaciones estacionales. También se espera que el modelo reproduzca cualitativamente las escalas típicas de la variabilidad observada incluso de más alta frecuencia, pues en general esta se debe fundamentalmente a la no linealidad del sistema.

Pero un modelo forzado de esta manera es incapáz, por definición y características, de reproducir variaciones interanuales o valores puntuales observados.

Este proceso comparativo de carácter cualitativo es una forma de validación de un modelo. Pero vale la pena mencionar que la forma de validar un modelo depende de las características con las que este se formula y lo que uno espera que el modelo sea capaz de reproducir. Por ejemplo, si el modelo tuviera forzamientos con variación interanual, este debería poder reproducir las variaciones observadas en dichas frecuencias o podrían hacerse comparaciones directas con series de tiempo observadas (por ejemplo un modelo del Pacífico tropical debiera reproducir fenómenos como "El Niño" o reproducir

variaciones entre un año y otro).

## II

# DESCRIPCIÓN DEL MODELO

## ROMS

El Regional Ocean Model System (ROMS), es una evolución del SCoordinate Rutgers University Model (SCRUM) descrito por Song y Haidvogel (1994). Es un modelo de circulación general del océano, que resuelve las ecuaciones primitivas en un sistema en rotación. En coordenadas cartesianas las ecuaciones del modelo se pueden escribir de la siguiente forma (Manual SCRUM Version 3.0):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \bullet \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + Fu + Du \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \bullet \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + Fv + Dv \quad (2)$$

Donde:

$\vec{V}$ , es el vector de velocidad en la dirección  $(x, y, z)$ .

$f$ , es el parámetro de coriolis.

$Fu$  y  $Fv$  son los forzamientos.

$Du$  y  $Dv$  son los términos disipativos.

El modelo está basado en la aproximación de Boussinesq, balance de momento vertical hidrostático y satisface la ecuación de continuidad en 3D para un fluido incompresible:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} \quad (3)$$

Donde:

$\phi$ , es la presión dinámica, la cual es igual a  $\phi = P/\rho_0$ , donde P es la presión total.

$g$ , es la aceleración de gravitación.

$\rho$ , es la densidad.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$(u, v, w)$  vector de velocidad en la dirección  $(x, y, z)$ .

Es un modelo que tiene a la superficie libre como variable prognóstica y utiliza coordenadas curvilíneas ortogonales en la horizontal y en la vertical coordenadas generalizadas  $S$  que siguen el terreno (o coordenadas sigma), con las ecuaciones de Temperatura y salinidad en balance, las cuales son:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \bullet \nabla T = (F + D)_T \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \bullet \nabla S = (F + D)_S \quad (6)$$

Donde:

$S$ , Salinidad.

$T$ , Temperatura Potencial.

$F_S$  y  $F_T$ , son términos de forzamiento.

$D_T$  y  $D_S$ , son los términos difusivos.

Las coordenadas  $s$  fueron introducidas por primera vez en modelación atmosférica por

(Phillips, 1957) y desde entonces son una alternativa estandar en modelación oceánica. Las coordenadas se pueden incrementar la resolución en áreas de interés, tales como, cerca de la termoclina y en el fondo.

Los datos que se utilizan del modelo para esta tesis se obtuvieron de una corrida en la que el modelo es forzado por flujos de calor y vientos provenientes del Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set (COADS), tiene una resolución espacial entre 15-20 km. El modelo fue inicializado tomando como condiciones iniciales el resultado de una integración de 10 años de una simulación similar de ROMS para el Atlántico Norte. El modelo para el GM-MC se corrió por otros 6 años usando las salidas del modelo del Atlántico correspondientes a los años 10-15 de simulación para definir las condiciones de frontera en sus fronteras abiertas. Para el análisis se utilizan datos cada 5 días de los últimos 5 años de esta corrida.

Las unidades de las variables que se pueden obtener del modelo están dadas en el sistema *MKS* (metro (m), kilogramo (kg), segundo (s)). Está programado en Fortran 90 y extensiones comunes, corre en *UNIX*, requiere un pre-procesador C. Todas las entradas y salidas del modelo están dadas en NetCDF (Network Common Data Format) que requieren de bibliotecas de *NetCDF* (<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>) para poder leerlos.

# III

## Datos

Para la validación del modelo ROMS, los datos se obtuvieron de una corrida de 5 años en el Golfo de México y Mar Caribe, para la cual las condiciones iniciales fueron tomadas al final de una corrida de 10 años de un modelo ROMS del Océano Atlántico Norte. Los datos (malla del modelo) tienen una resolución espacial de 15-20 km y temporal de 5 días, en la vertical tiene 30 niveles sigma generalizados que siguen el terreno en las partes someras y se transforman en las partes profundas para tener más resolución en la superficie y en el fondo. Las variables que se utilizaron para hacer la validación son: Temperatura potencial ( $T$ ), salinidad ( $S$ ), anomalías del nivel del mar ( $SSH$ ), temperatura superficial del mar ( $SST$ ) y los campos de velocidad zonal y meridional ( $u,v$ ) para el Canal de Yucatán.

Todas las variables del modelo fueron interpoladas a niveles de profundidad predeterminados. Para la temperatura y la salinidad se usaron las mismas profundidades que tiene la climatología de Levitus version 2. Los campos de  $T$  y  $S$  se interpolaron a la malla de Levitus para poder hacer las comparaciones necesarias. No se interpolaron las anomalías de  $SSH$  del modelo a la malla de Topex, porque el análisis de comparación se hizo usando Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS), para identificar las estructuras de

mayor variabilidad de los campos. Por la misma razón los campos de *SST* del modelo tampoco se interpolaron. Por último se calcularon los campos de velocidad a través y a lo largo del Canal de Yucatán en el modelo. Estos datos se usaron para comparar la estructura media, desviación estándar y los FEOS con los obtenidos del Proyecto Canek (Sheinbaum *et al.* 2002). Debido a que los forzamientos de la corrida de ROMS son climatológicos, no pueden hacerse comparaciones puntuales entre modelo y observaciones. Pero lo que si puede analizarse es la capacidad del modelo para reproducir los campos medios y variaciones estacionales así como los patrones típicos de variabilidad producidos por los forzamientos climatológicos y la no linealidad del sistema. La validación consiste en cuantificar la capacidad del modelo para reproducir las climatologías mensuales y/o los patrones típicos de variabilidad en observaciones superficiales de nivel del mar y temperatura. Los datos utilizados para hacer la comparación con el modelo se describen a continuación.

### III.0.3 Climatología de Levitus

Estos datos fueron publicados por primera vez en 1982 por Sydney Levitus. Proviene del National Oceanographic Data Center (NODC) y calculan valores mensuales de diversos campos usando datos puntuales obtenidos durante varios años (Levitus versión 2, 2002). El método de análisis objetivo es empleado para interpolar los datos puntuales a una malla de  $1/4^\circ$  de resolución en latitud y longitud y una profundidad máxima de 5500 metros, dividida en 33 niveles. Esta es una climatología de mayor resolución que las producidas anteriormente y se le denomina Levitus 2004 (puede obtenerse en [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd\\_t\\_s01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd_t_s01.html)). De los datos disponibles de temperatura, salinidad y oxígeno (mensual, estacional y anual), sólo se usaron temperatura potencial y salinidad (mensual y anual). Las climatologías mensuales tienen 24 niveles de profundidad y del nivel 25 al 33 se acompletan con la climatología anual,

esto se puede hacer porque la temperatura mensual no varía mucho por debajo de 1500 m de profundidad. En este estudio sólo se usaron 29 niveles de profundidad que están situados a:

(0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500), metros de profundidad.

### III.0.4 Anomalías del nivel del mar de Topex

Otros datos que se usaron para la comparación son el resultado del análisis altimétrico AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), que consiste de la combinación de los datos del altímetro a bordo del satélite TOPEX/Poseidón con los del satélite ERS-1 y ERS-2 medidos durante octubre de 1992 hasta febrero del 2002. Este producto contiene datos de latimetría interpolados a una malla de  $1/3^\circ$  por  $1/3^\circ$  utilizando interpolación objetiva espacial y temporal como se describe en (Le Traon et al. (1998)). Los datos tienen una resolución temporal semanal y tienen una corrección barométrica, derivada del modelo francés ARPEGE (Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle) el cual es corregido con el modelo ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts), descrito en Le Traon y Ogor, 1998. Como se discute en (Stammer, 1997), los datos de altimetría tienen una señal asociada al calentamiento o enfriamiento de la superficie, por lo que podemos escribir.

$$\eta = \tilde{\eta} + \eta_{ss} \quad (7)$$

La ecuación (7) representa a la anomalía del nivel del mar  $\eta$  medida por el satélite como la suma de una componente estérica superficial  $\eta_{ss}$  debida a las variaciones principalmente estacionales del volumen específico, es decir representa la expansión y contracción de la columna de agua debido a flujos de calor y precipitación cerca de la superficie [Patullo *et al.*, 1995; Gill y Niiler, 1973]. Esta componente no genera varia-

ciones importantes en el gradiente de presión superficial y por lo tanto no tiene un impacto dinámico (Stammer, 1997). La otra componente ( $\tilde{\eta}$ ), es la parte que está asociada a cambios barotrópicos y variaciones en la estructura de densidad (movimientos baroclínicos), para más detalles ver tesis de (Guerrero, 2004).

En este trabajo solo se utiliza la componente dinámica ( $\eta - \eta_{ss}$ ) para comparar con las anomalías del nivel del mar obtenidas de la salida del ROMS, ya que el modelo no tiene variaciones asociadas a compresión y expansión de la columna de agua por calentamiento y/o enfriamiento, debido a que el modelo utiliza conservación de volumen y no conservación de masa.

### **III.0.5 Temperatura superficial de Reynolds (*SST*)**

Los datos de *SST* provienen del National Center for Environmental Prediction (NCEP). Campos semanales y mensuales globales sobre una malla de  $1^\circ$  por  $1^\circ$  se obtienen mediante análisis objetivo de datos de barcos y boyas además de datos de satélite que utilizan el instrumento Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) y están disponibles desde 1981 al presente con una semana de retraso. Para más información ver (Reynolds, R. W., 1988), aunque en este trabajo se utilizaron sólo los datos de 1999 a 2002.

### **III.0.6 Velocidad (*u,v*) en el Canal de Yucatán**

Los campos de velocidad fueron obtenidos de las mediciones del programa CANEK que en un principio tuvo como objetivo principal medir y determinar la estructura del intercambio entre el Golfo de México y el Mar Caribe. Las observaciones a través del Canal de Yucatán empezaron en diciembre de 1996 y finalizaron en junio del 2001 [Sheinbaum *et al.*, 2002].

Cuenta con la red de medidas más extensa en tiempo y con mayor resolución espacial realizada hasta el momento en el Canal de Yucatán. Se dispone de dos períodos de mediciones, agosto de 1999 a junio de 2000 y junio 2000 a julio 2001 [Abascal *et al.*, 2003]. En este trabajo se analizaron los datos del primer período de observaciones.

Los datos utilizados corresponden a 8 anclajes de corrientómetros colocados en agosto de 1999 durante el crucero CANEK IV y recuperados en junio de 2000. Se colocaron un total de 33 instrumentos Aanderaa y 8 ADCPS (Acoustic Current Doppler Profiler) puestos a través del Canal de Yucatán entre la Isla Contoy del lado de Yucatán y Cabo San Antonio en Cuba [Candela *et al.*, 2003].

Los anclajes utilizaron los ADCP en superficie y los corrientómetros Aanderaa, variando el número de estos de acuerdo a la profundidad máxima de cada anclaje. EL ADCP proporciona datos de velocidad en la columna de agua con una resolución de 8 metros a profundidades comprendidas entre 0-100 y 0-300 m dependiendo del modelo, y los Aanderaa registran datos puntuales de temperatura, presión y velocidad [Abascal *et al.*, 2003].

Para el desarrollo de este trabajo se utilizó sólo la componente perpendicular al canal por ser la componente más importante ya que es la más intensa en promedio y su variabilidad determina las variaciones en el transporte en el Canal de Yucatán. Dicha componente perpendicular de la velocidad fue interpolada a una malla de 105 puntos en la vertical y 39 puntos en la horizontal, usando el método de interpolación objetiva descrito por [Roemmich, 1993]. En cada punto se tiene una serie de tiempo que consiste de 558 datos, que resulta de filtrar los datos originales para eliminar mareas y altas frecuencias y diezmar la serie filtrada a un dato cada 12 horas.

Como los datos de ROMS tienen una resolución temporal de 5 días, los datos de CANEK fueron promediados cada 5 días, para su comparación con el modelo.

# IV

## Resultados y discusiones

### IV.1 Campos medios y variación estacional

Como los datos climatológicos de ( $T$  y  $S$ ) son mensuales y los 5 años de simulación de ROMS cada 5 días, fueron promediados para obtener una climatología mensual del modelo. Además de la climatología mensual (usando los datos de los 5 años de simulación), se calculó el promedio anual en cada punto de malla para los 5 años de simulación y obtener un año promedio, para hacer diferentes cálculos. Por ejemplo, contornos a diferentes niveles de profundidad del modelo para compararlos con la climatología, mapas de diferencias de LEVITUS menos ROMS y perfiles de temperatura potencial contra profundidad. Estos resultados se muestran en esta misma sección, más adelante. Los campos de temperatura y salinidad fueron interpolados a la malla de Levitus para poder hacer las comparaciones necesarias, la interpolación se hizo tomando en cuenta la distancia entre los puntos de la malla de ROMS a la malla de Levitus y tomando los 5 puntos más cercanos de la malla de ROMS a cada punto de la malla de Levitus a la cual se interpoló. Dicho de otra forma, se realizó un promedio pesado de los campos del modelo de acuerdo a las distancias al punto de malla de Levitus.

### IV.1.1 Temperatura potencial (Levitus vs ROMS)

Se hicieron los contornos de temperatura potencial promediando en cada punto de malla cada mes de los 5 años, para tener un año promedio y por niveles de profundidad para ver las diferencias entre ROMS y LEVITUS. Los promedios por niveles se hicieron para concentrar lo más posible la información. El nivel 1 representa los 100 primeros metros, el nivel 2 es de 125 a 250 metros, el nivel 3 va de los 300 a 1000 metros, el nivel 4 de 1100 a 1750, y por último el nivel 5 de 2000 a 3500 metros. Es importante señalar que las figuras 3 a la 7, que se discuten a continuación, tienen escalas diferentes para poder apreciar las diferencias en cada nivel.

En la figura 3, se muestran los promedios anuales de la temperatura de ROMS y Levitus, para el nivel 1 (0-100 m). Del lado izquierdo son los contornos de la temperatura de Levitus y del lado derecho corresponden a ROMS. Ambas figuras muestran valores altos en el Mar Caribe y más fríos en el Golfo de México, siendo ROMS ligeramente más frío que Levitus. En las costas frente a Venezuela y Colombia, el modelo muestra valores más fríos que los observados. Esto puede ser debido a que los vientos de COADS son demasiado intensos, o que el modelo produce demasiado afloramiento de aguas profundas por problemas de parametrización en la capa de mezcla, ya que esta es una zona de surgencias (Sheinbaum *et al.* 1997), aunque también pudiera ser que los datos de Levitus están muy suavizados.

La figura 4, muestra los contornos de temperatura potencial para Levitus y ROMS en el nivel 2 (125 a 250 metros de profundidad). También aquí se observan valores de temperatura más altos en el Caribe que en el Golfo de México tanto en Levitus como en ROMS. Nuevamente ROMS es ligeramente más frío que LEVITUS. La costa de Sudamérica y Panamá presenta valores más fríos por surgencias y circulación ciclónica del giro Panamá-Colombia.

En la figura 5 y 6, se observan los contornos de temperatura potencial de Levitus y

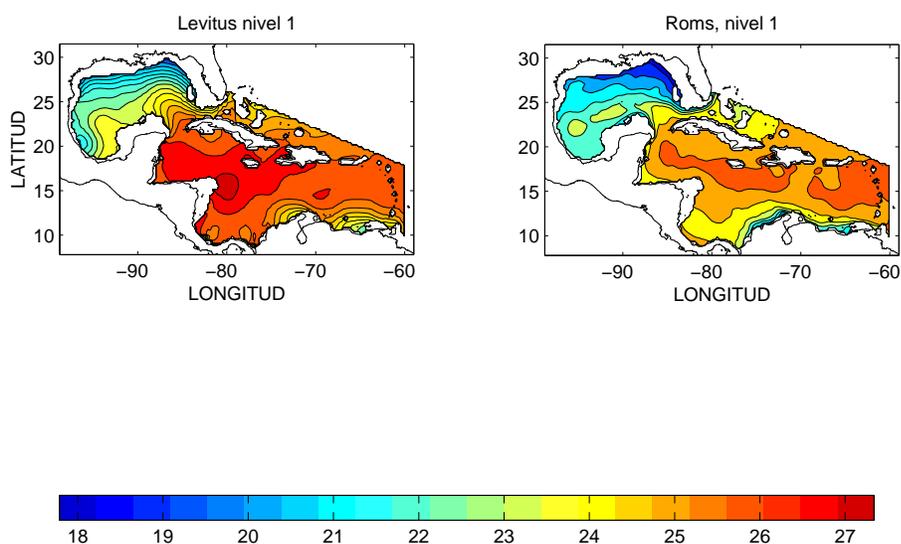


Figura 3: Contornos de temperatura promediada anualmente en los 100 primeros metros de Levitus (izquierda) y ROMS (derecha).

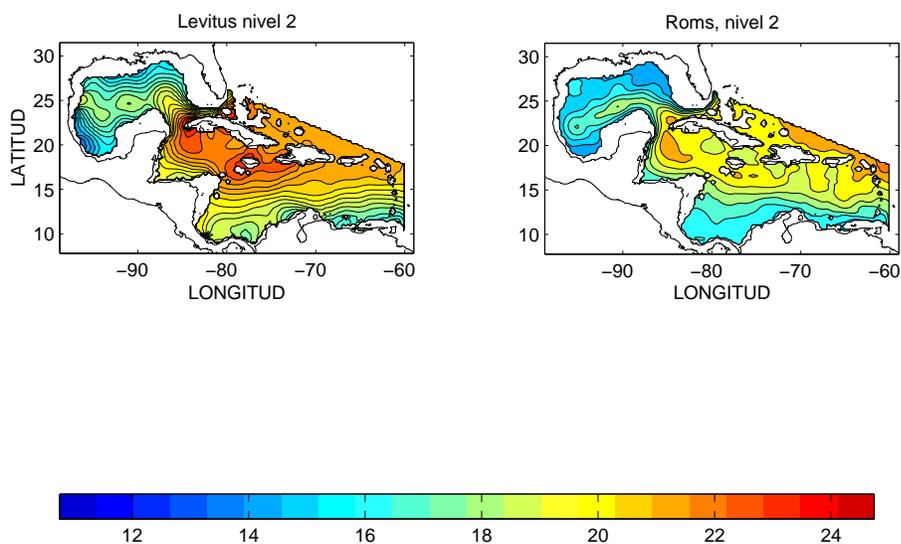


Figura 4: Contornos de temperatura promediada anualmente de 125 a 250 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha).

ROMS en el nivel 3 (de 300 a 1000 metros de profundidad) y la figura 6 representa el promedio de 1100 a 1750 metros, en estos niveles ROMS se ve ligeramente más cálido que LEVITUS.

Por último en la figura 7, se muestran los contornos de la temperatura en el nivel 5

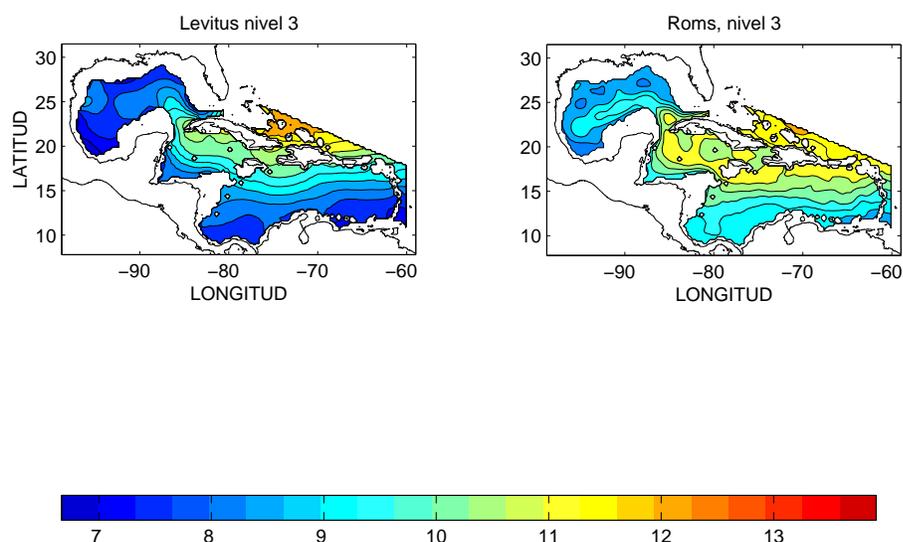


Figura 5: Contornos de temperatura promediada anualmente de 300 a 1000 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha), en este nivel ROMS es más caliente que Levitus.

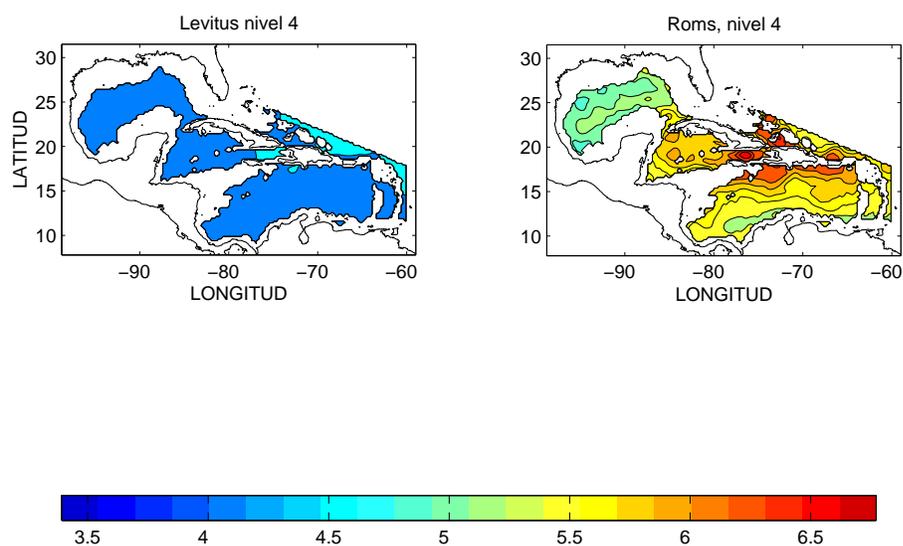


Figura 6: Contornos de temperatura promediada anualmente de 1100 a 1750 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha), el modelo sigue siendo más caliente que Levitus.

(2000 a 3500 metros de profundidad). En este nivel, ROMS es nuevamente más frío que Levitus y en Levitus se observa un patrón más uniforme en el Golfo de México y Mar Caribe, mientras que en ROMS hay más variación a estas profundidades.

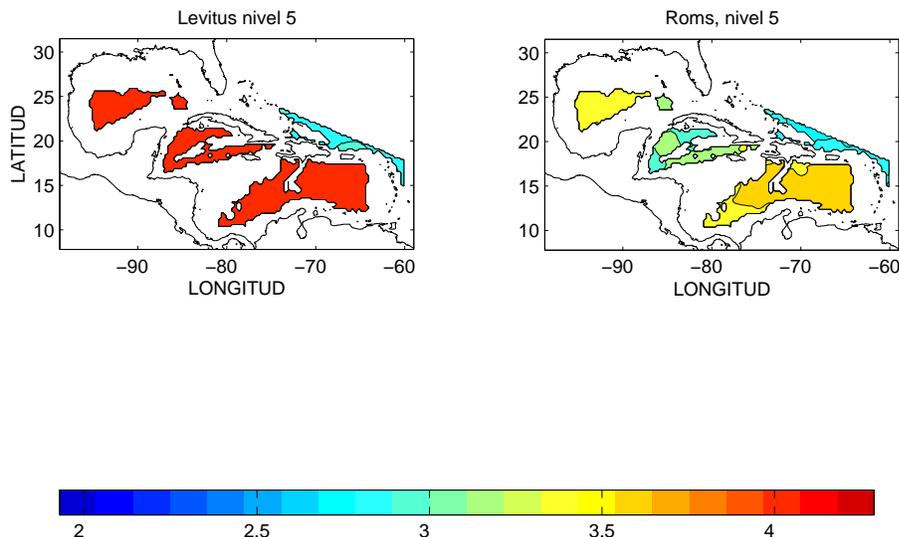


Figura 7: Contornos de temperatura promediada anualmente de 2000 a 3500 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha), en este nivel ROMS vuelve a ser más frío que Levitus.

También se hicieron los contornos promediados mensualmente, los cuales no se incluyen por espacio, además de que en los promedios mensuales para cada uno de los 5 niveles de profundidad muestran un comportamiento similar al promedio de los 5 años.

#### IV.1.2 Diferencias de temperatura potencial (Levitus-ROMS)

Para ver más claramente las diferencias entre el modelo y la climatología los análisis se hicieron dividiendo el área de estudio (Golfo de México y Mar Caribe) en 7 regiones, (ver figura 8). Las regiones se escogieron principalmente para facilitar el análisis y de acuerdo a los diferentes procesos que ocurren en ellas: El Golfo de México se dividió en 2 regiones, Golfo de México 1 y 2 (GMI y GMII), considerando la extensión y contracción de la Corriente del Lazo y el desprendimiento de remolinos de la misma. El Mar Caribe se separó en 5 regiones que son: Mar de Caimán (MC), Caribe Suroeste 1 y 2 (SWCI y SWCII), Caribe Central (CC) y Caribe Este (CE). El Mar Caribe fue

dividido de esta manera, por la conexión con el Océano Atlántico y Golfo de México, los remolinos que viajan con la Corriente del Caribe y los que se desprenden de ésta, [Guerrero, 2004].

En las 7 regiones se hicieron las diferencias de los promedios anuales entre LEVITUS

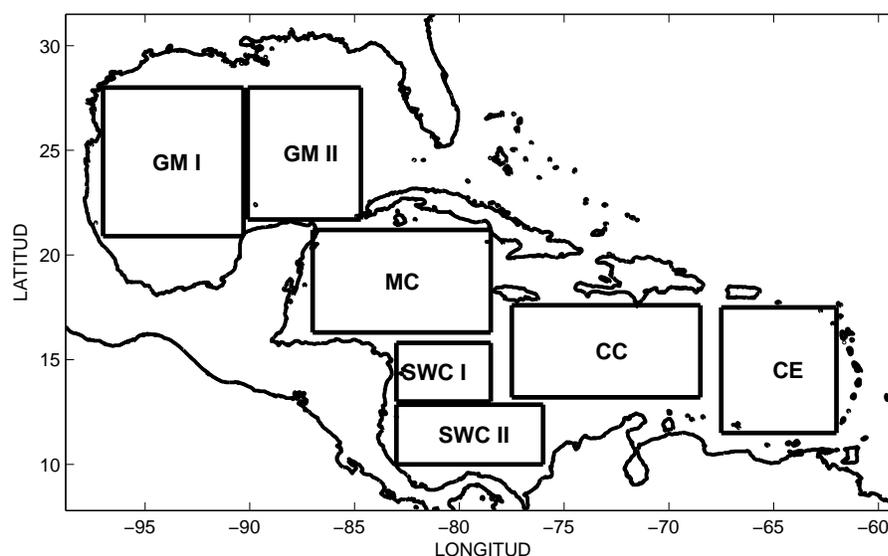


Figura 8: Golfo de México dividido en Golfo de México 1 (GMI), Golfo de México 2 (GMII) y el Mar Caribe dividido en Mar de Caimán (SC), Mar Caribe Oeste I (SWCI), Mar Caribe Oeste 2 (SWCII), Caribe Central (CC) y Caribe Este (CE).

y ROMS. Este método se utilizó para ver claramente donde el modelo se separa de la climatología y tratar de entender lo que ocurre en el modelo. Los resultados de este cálculo se discuten a continuación.

En la figura 9 se muestran las diferencias de (Levitus-ROMS) en el nivel 1 en las 7 regiones, en general la diferencia a este nivel es positiva. Existen 2 zonas donde la diferencia es mayor a  $2^{\circ}$  C, estas zonas son el GMII y SWCII. En SWCII puede ser como se mencionó antes, debido a que los vientos de COADS son intensos, por lo que se generan surgencias más intensas frente a Colombia y Venezuela, por lo tanto esta región es mucho más fría en el modelo, aunque también puede ser que la física en la

capa de mezcla no sea adecuada o que la climatología esté muy suavizada. En la región GMII, los valores altos en la parte superior derecha podrían deberse a los remolinos anticiclónicos que son menos intensos en el modelo o a que la extensión y ubicación de la Corriente del Lazo en promedio es diferente en ROMS que en Levitus; aunque de nuevo no se puede descartar problemas en los datos de Levitus debidos a la distribución geográfica de los datos con los que se hizo dicha climatología.

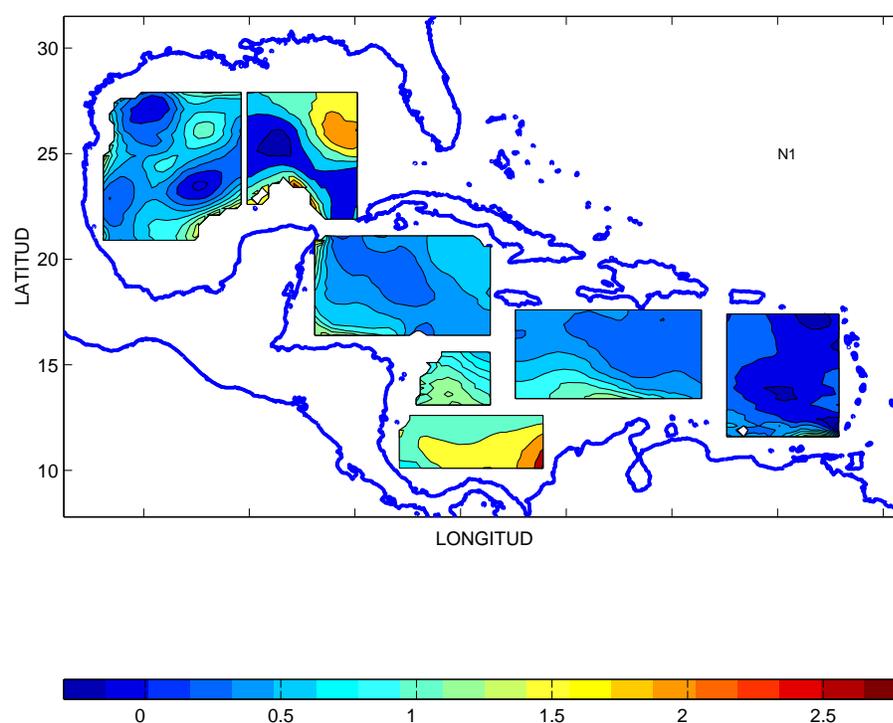


Figura 9: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 1, las diferencias son positivas en las 7 regiones (ROMS más frío que Levitus). Las diferencias máximas están en GMII y SWCII.

Para ver claramente los valores de la diferencia en este primer nivel, en la tabla I se muestran los valores máximos y mínimos en las 7 regiones donde es posible corroborar que el modelo es más frío que los datos climatológicos.

La figura 10, muestra la diferencia en el nivel 2. En este nivel, la diferencia entre

Tabla I: Valores máximos y mínimos de las diferencias entre las 7 regiones en el nivel 1.

REGIONES	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO
GM I	1.8	0	0.6
GM II	2.8	-0.2	0.9
SC	1.7	0.1	0.6
SWC I	1.2	0.6	0.9
SWCII	3.1	0.7	1.5
CC	1.4	0.2	0.5
CE	1.5	-0.3	0.2

Levitus y ROMS da los valores más grandes y positivos. En casi toda el área de estudio la diferencia está entre 2 y 3 grados, menos en dos zonas: GMI y CE.

La siguiente tabla II, muestran los valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 2, en este nivel la diferencia en promedio es positiva.

Tabla II: Valores máximos y mínimos de la diferencia entre las 7 regiones en el nivel 2.

REGIONES	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO
GM I	1.9	-0.3	0.7
GM II	3.5	-0.7	1.3
SC	4.3	0.6	1.6
SWC I	2.2	1.1	1.9
SWCII	2.3	0.8	1.8
CC	2.6	0.5	1.6
CE	2.4	-0.3	0.4

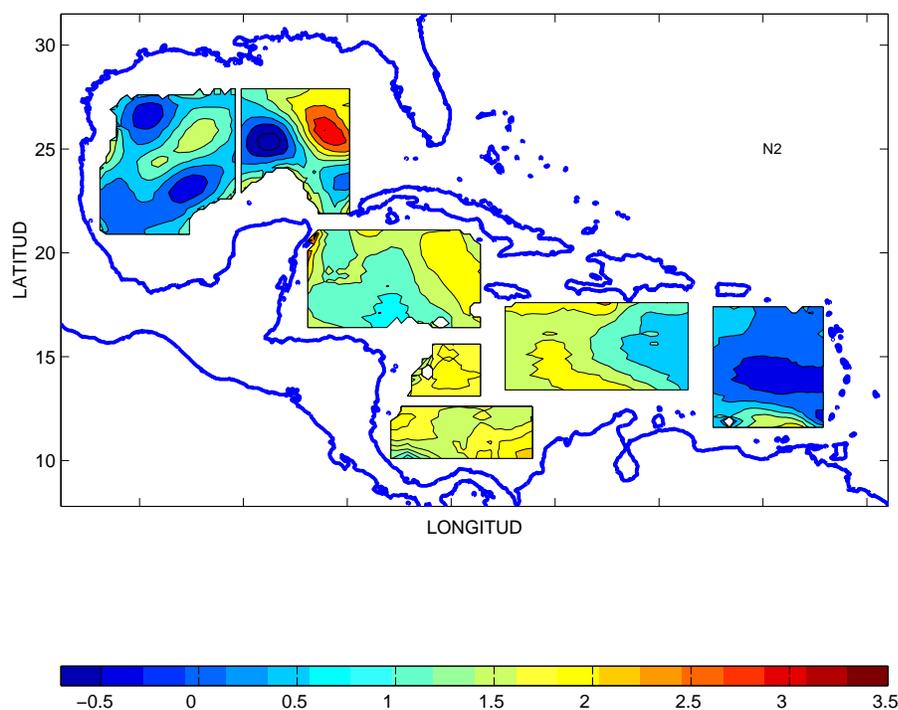


Figura 10: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 2 (125-250 m), en este nivel la diferencia en general es positiva y máxima.

En la figura 11, se muestra la diferencia entre la climatología y el modelo en el nivel 3, este nivel es el promedio de los 300 a los 1000 metros y entre estas profundidades encontramos la termoclina (500 a 1500 metros) aproximadamente. La diferencia en todas las regiones a este nivel es negativa, siendo el modelo más caliente que la climatología, esto es debido a que la termoclina en el modelo está suavizada generalmente por exceso de difusión numérica, problema común en este tipo de modelos. Las zonas donde la diferencia es más grande son las 5 regiones del Mar Caribe.

La siguiente tabla III muestra los valores máximos y mínimos de la diferencia (Levitus - ROMS) en las 7 regiones pero en el nivel 3.

La figura 12 muestra la diferencia entre Levitus y ROMS en el nivel 4 (promedio de

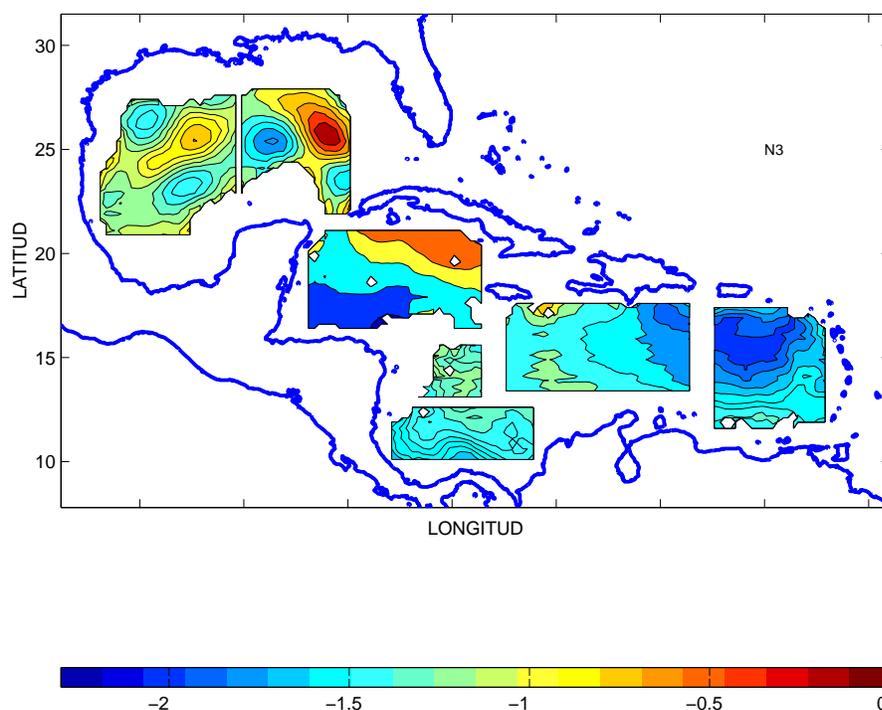


Figura 11: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 3 (300 a 1000 m), en este nivel la diferencia es negativa en las 7 regiones.

1100-1750 metros). El resultado es negativo ya que el modelo en este nivel también es más caliente que Levitus principalmente en todo el Mar Caribe. Estas profundidades también son parte de la termoclina, donde se ve que el modelo es más caliente que la climatología probablemente por procesos difusivos exagerados.

La siguiente tabla IV muestra los valores máximos y mínimos de la diferencia (Levitus - ROMS) en las 7 regiones pero en el nivel 3.

Por último en la figura 13, se muestra la diferencia entre la climatología y ROMS en el nivel 5 (promedio de 2000-3500 metros). En este nivel la diferencia es positiva mostrando ROMS un ligero enfriamiento, principalmente en las zonas GMI, GMII y MC. Esto puede ser debido posiblemente a excesiva mezcla vertical en el fondo en el modelo, aunque de nuevo deben también validarse los datos de Levitus, pues a estas profundidades generalmente hay muy pocas observaciones. .

Tabla III: Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 3.

REGIONES	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO
GM I	-0.7	-1.4	-1.1
GM II	0	-1.8	-0.9
SC	-0.2	-2.3	-1.1
SWC I	-1.1	-1.4	-1.3
SWCII	-1.3	-1.6	-1.4
CC	-0.6	-1.9	-1.3
CE	-1.3	-1.9	-1.6

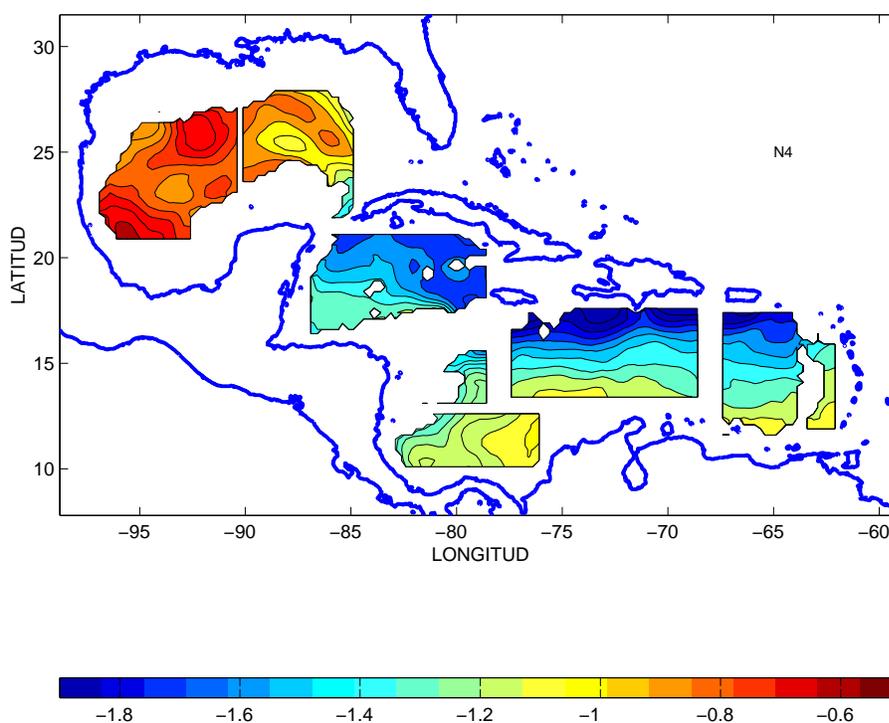


Figura 12: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 4 (1100 a 1750 m), en este nivel la diferencia es nuevamente negativa en las 7 regiones.

Y en la siguiente tabla V se muestran los valores máximos y mínimos de la diferencia

Tabla IV: Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 4.

REGIONES	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO
GM I	-0.5	-0.9	-0.7
GM II	-0.7	-1.4	-0.9
SC	-1.2	-1.7	-1.5
SWC I	-1.2	-1.6	-1.3
SWCII	-1.0	-1.3	-1.1
CC	-1.1	-2.0	-1.4
CE	-1.0	-1.9	-1.3

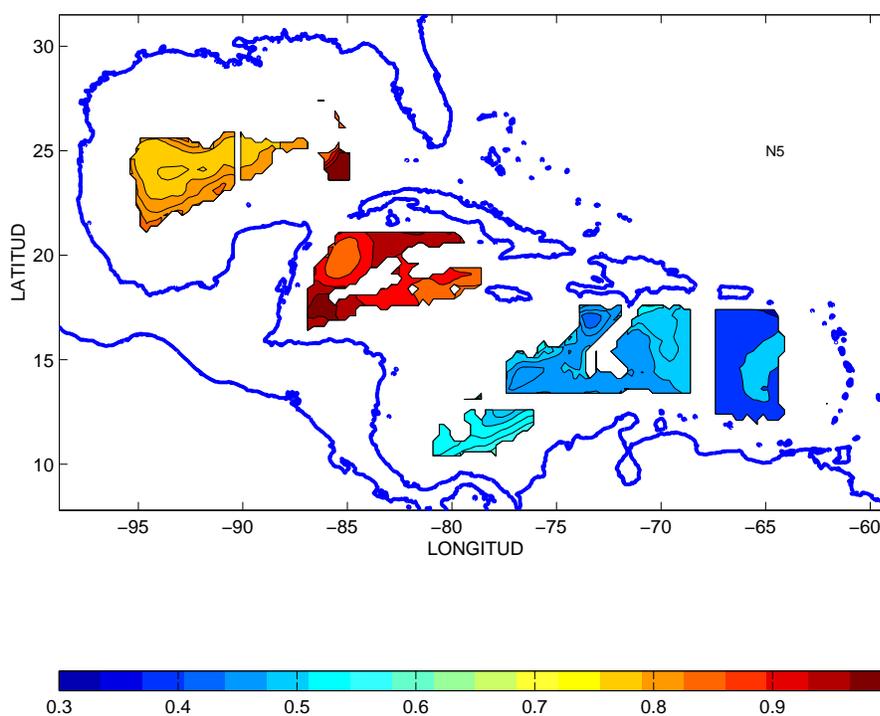


Figura 13: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 5 (2000 a 3500 m), en este nivel la diferencia es nuevamente positiva en las 7 regiones.

(Levitus - ROMS) en las 7 regiones en el nivel 5, siendo el modelo es más frío que Levitus.

Tabla V: Valores máximos y mínimos de la diferencia en las 7 regiones en el nivel 5.

REGIONES	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO
GM I	0.9	0.8	0.8
GM II	1.1	0.7	0.9
SC	1.0	0.8	0.9
SWC I	0.5	0.5	0.5
SWCII	0.6	0.5	0.5
CC	0.5	0.4	0.4
CE	1.0	0.3	0.4

Algo que puede apreciarse en las figuras anteriores es que en el Golfo de México las diferencias a varios niveles tienen estructuras que reflejan o sugieren la presencia de remolinos, pero se tendría que ver si estas estructuras no son producto de que la climatología de Levitus usa muy pocos datos de la parte sur del Golfo de México por lo que los valores climatológicos en dicha zona pueden no ser muy representativos de los valores reales.

#### **IV.1.3 Perfiles de temperatura potencial (Levitus vs ROMS) y desviación estándar**

Se hicieron los perfiles de Temperatura potencial contra profundidad y los de su desviación estándar calculada a partir de valores mensuales de los datos, para ver la variabilidad del modelo respecto a la climatología. Los perfiles se obtienen al promediar todos los valores dentro de cada región. Estos resultados se muestran en la figura 14, en la cual se observan los perfiles para las 7 regiones en que se dividió el área de estudio. Se

puede ver que los perfiles obtenidos con los datos de  $T$  del ROMS son cualitativamente buenos.

Desde luego existen regiones y profundidades donde los perfiles del modelo muestran menor parecido con Levitus y hay que ser cuidadosos al cuantificar las diferencias porque en superficie y hasta los 500 metros la figura 14 parece indicar que el modelo y la climatología son muy parecidas, pero esto se debe a la escala ya que a estas profundidades están las diferencias más grandes principalmente entre las profundidades de 300 a 500 metros de profundidad. Sin embargo estas escalas permiten ver la forma de los perfiles con mayor claridad. Las diferencias cuantitativas pueden verse más claramente en las gráficas de diferencias discutidas anteriormente. Las regiones donde los perfiles son más parecidos es en las regiones GM1 y CE, esto se puede corroborar viendo las figuras con las diferencias entre modelo y Levitus.

Entre 500 a 1500 metros de profundidad el modelo muestra una termoclina ligeramente suavizada con temperaturas más cálidas en las 7 regiones, siendo el MC donde se observan los contrastes más grandes comparando con Levitus. De los 1500 metros hacia abajo el modelo en general es más frío que Levitus, principalmente en las regiones GMI, GMII y MC.

Para comparar en términos de la variabilidad se hicieron los perfiles de desviación estándar de  $T$ , figura 15. En general podemos ver que el modelo tiene menos variabilidad estacional que la climatología por arriba de 1500 m por abajo de 1500 m, la variabilidad (desviación estándar) de Levitus es cero. Es bien conocido (Griffies *et al.* 2002) que los modelos de niveles o coordenadas sigma tienen termoclinas suavizadas producto de difusión numérica. Además cualquier modelo en general tiene dificultad en reproducir los niveles de variabilidad observada y como podemos apreciar, la simulación que estamos analizando tiene estas mismas deficiencias.

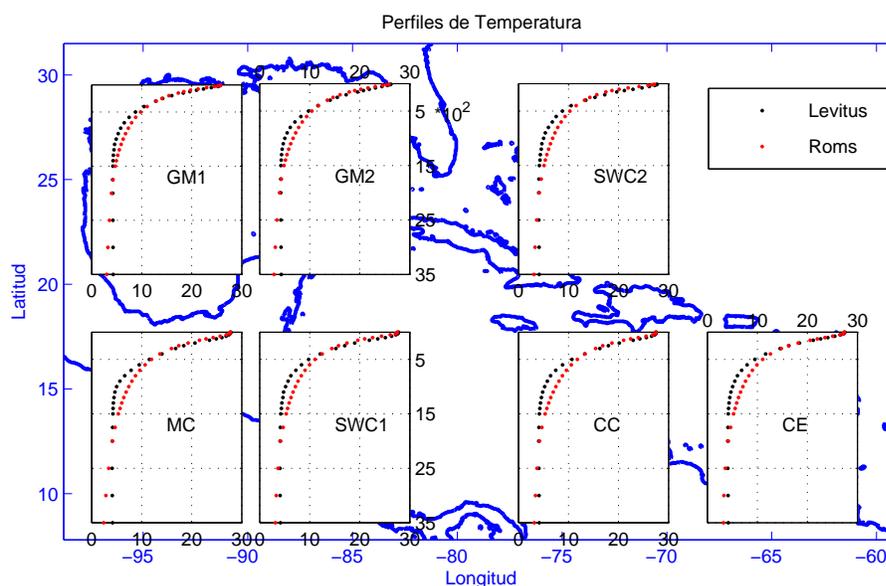


Figura 14: Perfiles de Temperatura potencial en las 7 regiones.

Vale la pena destacar que los datos de Levitus muestran mayor variabilidad a 1000 m que entre 500-1000 m de profundidad en algunas regiones (figura 15). Tendría que hacerse una comparación con los datos que se usaron para hacer la climatología para ver si este resultado es realista o producto de la interpolación.

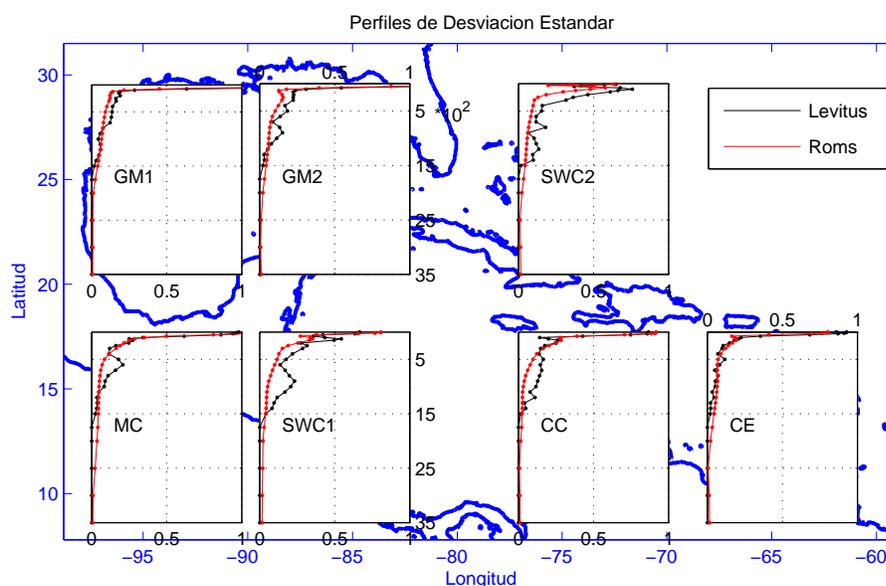


Figura 15: Perfiles de desviación estándar de Temperatura potencial en las 7 regiones.

#### IV.1.4 Salinidad

Al igual que con la temperatura se hicieron los contornos de la salinidad promediando en cada punto de malla los 5 años de datos del ROMS, para los 5 niveles de profundidad. En la figura 16, se muestran los contornos de salinidad en el nivel 1 (0-100 metros de profundidad). En este nivel la distribución de la salinidad más alta en Levitus, es en el Golfo de México debido tal vez a mezcla de agua superficial con agua subsuperficial subtropical (SUW) que se sitúa entre 50 a 250 metros de profundidad, (Rivas, D. *et al.* 2005) y frente a las costas de Venezuela y Colombia debido a surgencias en esta zona, que extraen el agua más salada que pertenece a la SUW la cual tiene valores máximos de salinidad (Gallegos, A. y S. Czitrom, 1997). Los valores mínimos se observan en el Caribe, frente a las costas de Panamá y al noreste del Golfo de México posiblemente por la desembocadura del Río Mississippi. El modelo muestra un patrón espacial más o menos similar a Levitus, con los valores máximos y mínimos de salinidad en las mismas regiones, pero diferentes en magnitud, siendo menores en ROMS.

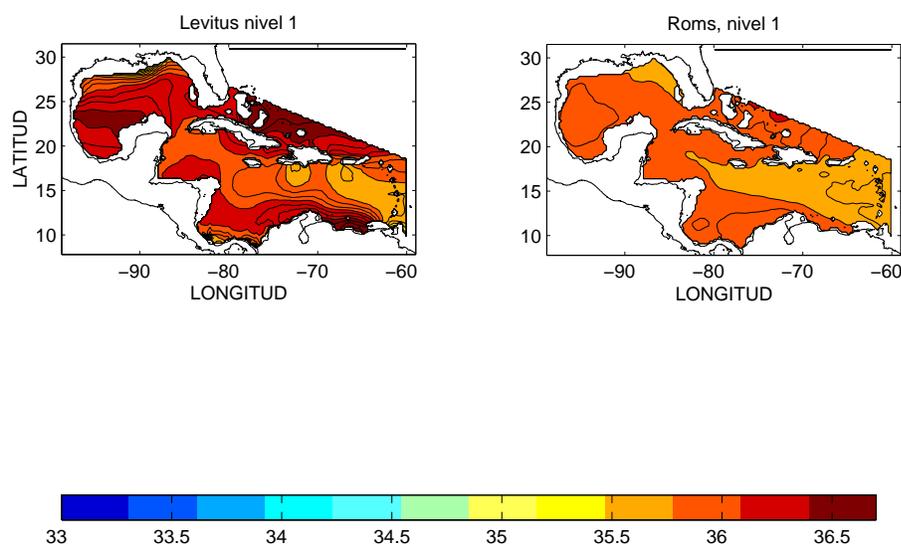


Figura 16: Contornos de salinidad promediada anualmente de 0 a 100 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha).

En el nivel 2 (125 a 300 metros), figura 17, se observa la presencia de la masa de agua subsuperficial subtropical en el Caribe, la cuál se sitúa a profundidades de 150-200 metros en esta zona. El modelo muestra un comportamiento similar a Levitus, en este caso con el Caribe más salado que el Golfo (en contraste con el nivel anterior), pero con gran diferencia en la magnitud de los campos siendo el modelo aproximadamente .5 a .7 ups menos salado que la climatología.

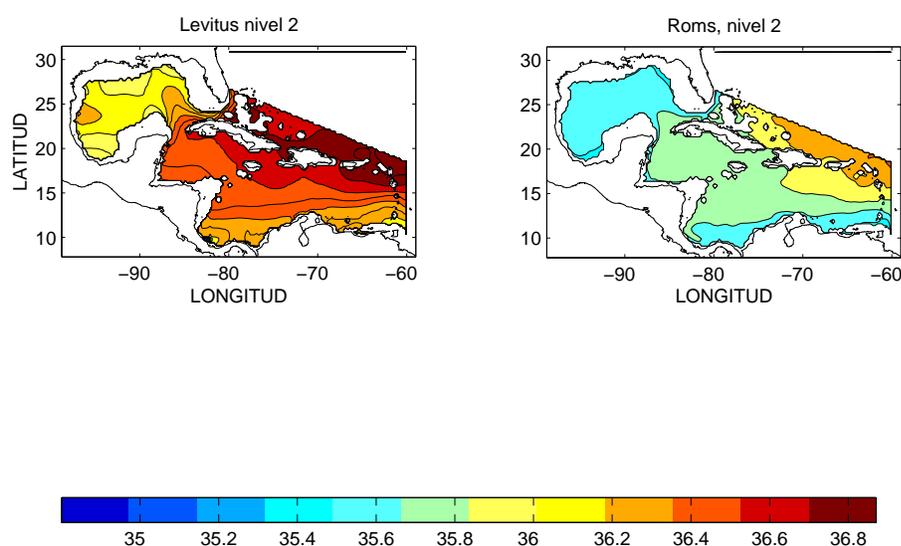


Figura 17: Contornos de salinidad promediada anualmente de 125 a 250 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha), en este nivel el Caribe es más salado que el Golfo.

En la figura 18 se muestran los contornos en el nivel 3 que es el promedio de 300 a 1000 m. de profundidad. El modelo muestra patrones espaciales similares a Levitus, mostrando los máximos y mínimos en las mismas zonas pero en este nivel el modelo muestra valores más altos que Levitus.

Las figuras de los otros niveles no se incluyen por espacio. Pero en la siguiente sección de diferencias se mencionan sus características.

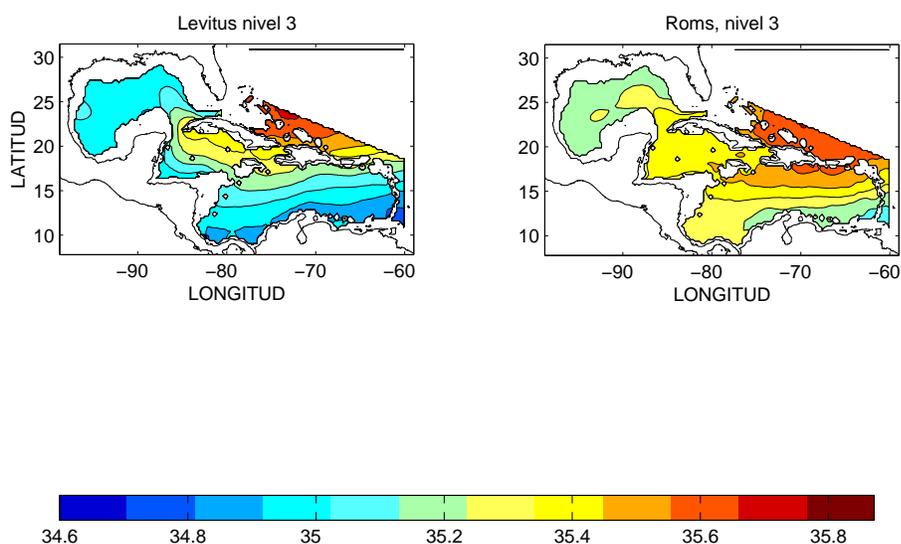


Figura 18: Contornos de salinidad promediada anualmente de 300 a 1000 metros de profundidad para Levitus (izquierda) y ROMS (derecha), en este nivel ROMS es más salado que Levitus.

#### IV.1.5 Diferencias de salinidad (Levitus - ROMS)

También se hicieron las diferencias de  $S$  entre Levitus y ROMS y los resultados se muestran en las siguientes figuras y tablas. En la figura 19, se muestra la diferencia en el nivel 1. En casi todas las regiones ROMS es menos salado que Levitus, aunque en la región CE, ROMS tiene valores más altos de  $S$  que Levitus ya que en esta región y en el Golfo de México hay zonas donde la diferencia es negativa.

La diferencia en el nivel 2 se muestra en la figura 20 y se observa que a este nivel ROMS tiene valores menores de  $S$  en las 7 regiones, ya que la diferencia es positiva en todas las regiones. Esto nos indica que el modelo no reproduce bien el máximo de sal de la SUW como veremos más adelante.

En el nivel 3 la diferencia es negativa en las siete regiones, esto se muestra en la figura 21, lo que indica que el modelo no reproduce bien el mínimo de sal del Agua Antártica Intermedia que se encuentra en esta capa. A este nivel el modelo es más salado que Levitus.

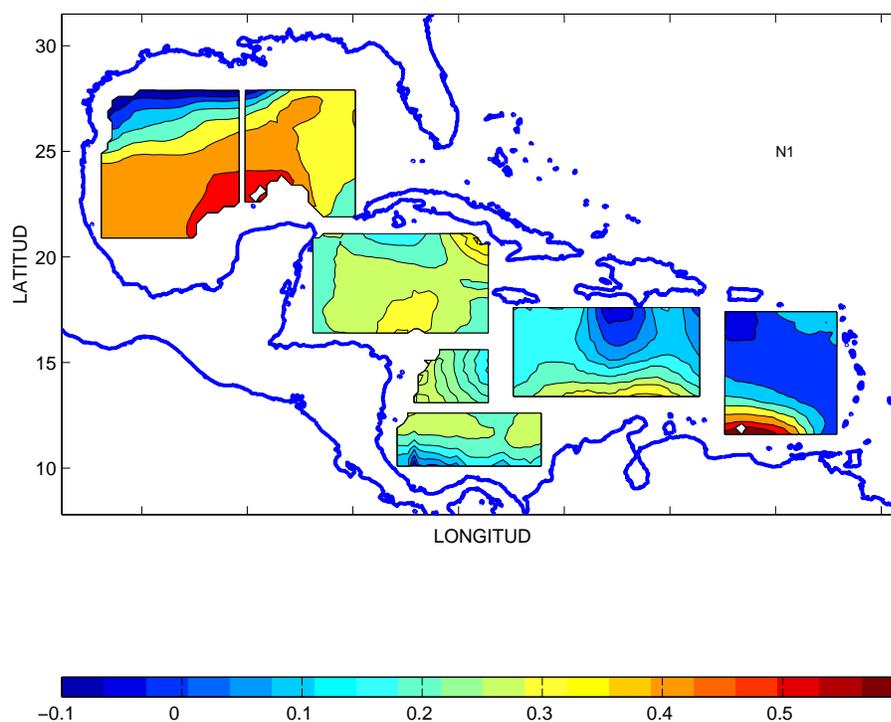


Figura 19: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 1, en promedio la diferencia es positiva en las 7 regiones (ROMS menos salado que Levitus).

En el nivel 4 nuevamente la diferencia es negativa en las 7 regiones y en el nivel 5 la diferencia vuelve a ser positiva en las 7 regiones. Las figuras no se muestran por espacio, pero en las siguientes tablas VI, se muestran los valores máximos en cada una de las 7 regiones y en la tabla VII, se muestran los valores mínimos de la diferencia (Levitus - ROMS) en los 5 niveles, para las 7 regiones. Estas tablas muestran la incapacidad del modelo para reproducir adecuadamente las masas de agua de la región como veremos en la siguiente sección.

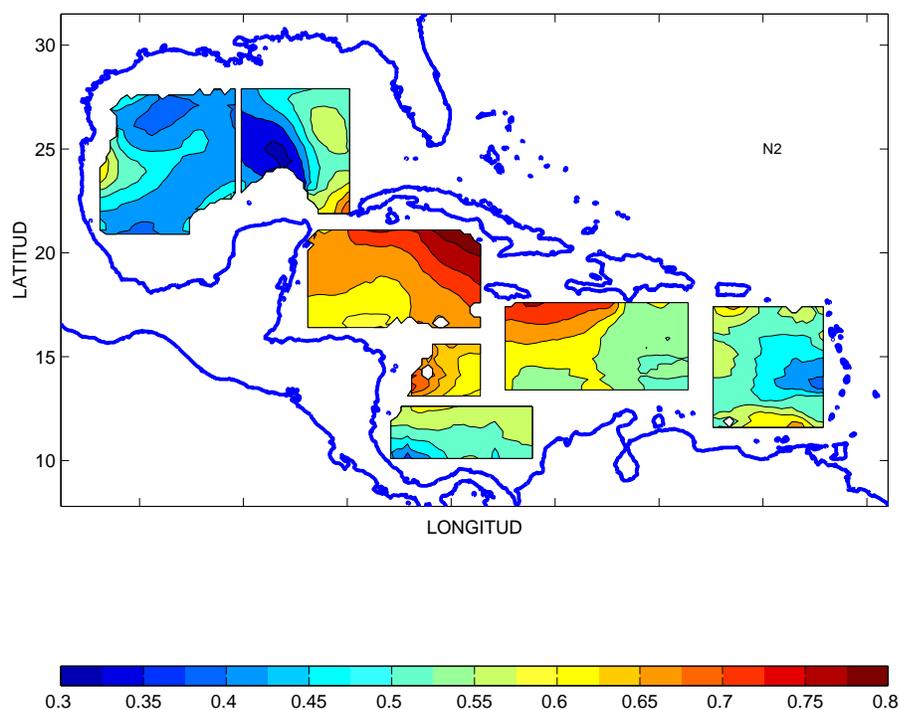


Figura 20: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 2, la diferencia es positiva en las 7 regiones (ROMS menos salado que Levitus).

Tabla VI: Valores máximos de la diferencia en las 7 regiones en los 5 niveles.

REGIONES	N1	N2	N3	N4	N5
GM1	0.59	0.64	-0.11	-0.01	0.05
GM2	0.60	0.75	-0.08	-0.03	0.06
MC	0.42	0.85	0.01	-0.12	0.08
SWC1	0.31	0.72	-0.24	-0.08	0.03
SWC2	0.31	0.61	-0.26	-0.05	0.04
CC	0.37	0.76	-0.12	-0.07	0.04
CE	0.69	0.68	-0.22	-0.04	0.04

#### IV.1.6 Perfiles de salinidad (LEVITUS vs ROMS) y std

Para mostrar las diferencias en profundidad entre climatología y modelo se hicieron los perfiles de salinidad contra profundidad y se muestran en la figura 22. En las 7 regiones

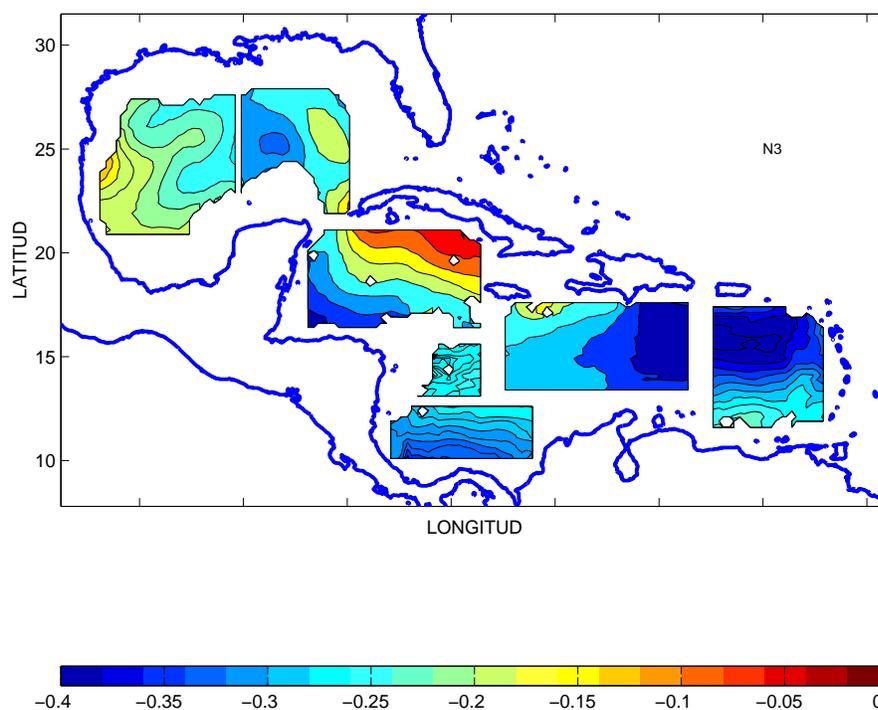


Figura 21: Diferencias de Levitus - ROMS en el nivel 3, la diferencia es negativa en las 7 regiones (ROMS menos salado que Levitus).

Tabla VII: Valores mínimos de la diferencia en las 7 regiones en los 5 niveles.

REGIONES	N1	N2	N3	N4	N5
GM1	-0.13	0.37	-0.26	-0.06	0.02
GM2	-0.08	0.32	-0.32	-0.14	0.02
MC	0.16	0.58	0.38	-0.19	0.04
SWC1	0.15	0.61	-0.28	-0.15	0.02
SWC2	-0.05	0.36	-0.35	-0.09	0.02
CC	-0.05	0.52	-0.39	-0.22	0.01
CE	-0.04	0.38	-0.41	-0.21	0.02

los perfiles del ROMS están muy suavizados y no se observan los máximos y mínimos de salinidad. Esto se debe a que las condiciones iniciales del modelo están mal, como

se muestra más adelante en la sección de los diagramas T-S.

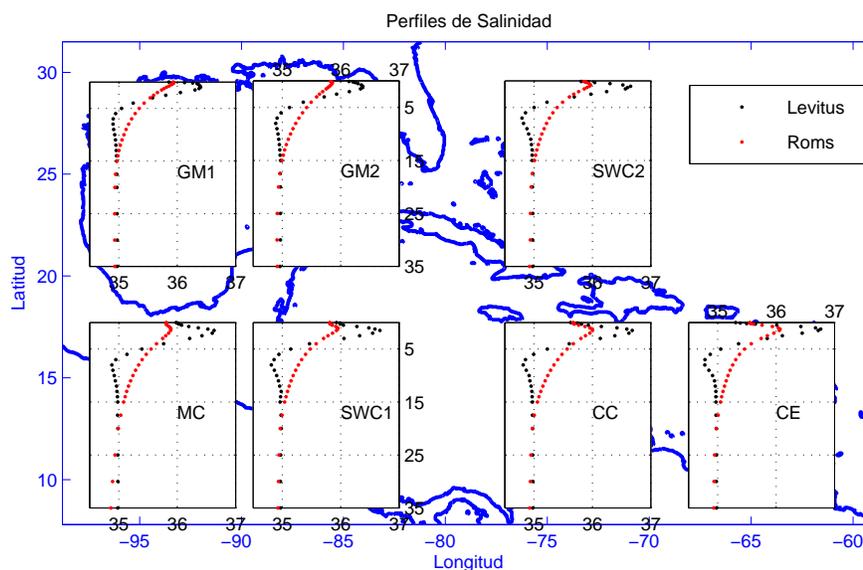


Figura 22: Perfiles de Salinidad muy suavizados en el modelo en las 7 regiones.

Para ver la variabilidad de  $S$  del modelo comparado con Levitus se hicieron también los perfiles de desviación estándar, los cuales se muestran en la figura 23, y no existe similitud en ninguna región.

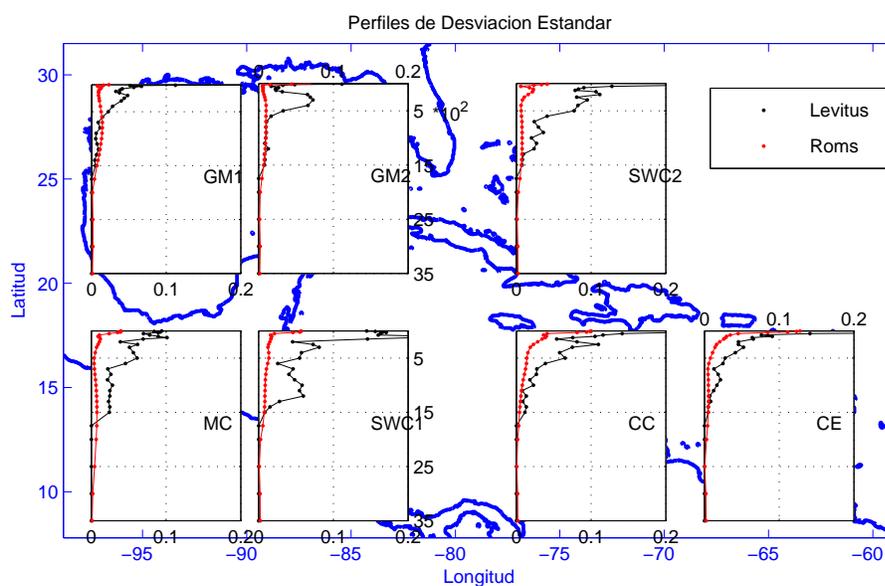


Figura 23: Perfiles de desviación estándar de Temperatura potencial en las 7 regiones.

### IV.1.7 Diagramas T-S

Se obtuvieron los diagramas de temperatura contra salinidad (T-S), para las 7 regiones en las cuales se dividió la región de estudio, para ver si el modelo era capaz de reproducir las masas de agua típicas de la zona aunque los valores mismos fueran erróneos. La figura 24, muestra los diagramas T-S para el GMI, GMII, MC, SWCI, y la figura 25, muestra los diagramas de SWCII, CC y CE. Estas dos figuras muestran en azul los diagramas T-S de Levitus y en rojo los de ROMS.

Los diagramas T-S de Levitus muestran claramente las masas de agua típicas de la zona, las cuales son:

Agua Subsuperficial Subtropical (SUW, por sus siglas en inglés), proviene de las aguas superficiales del Atlántico subtropical central (Mooers y Maul, 1998), donde la evaporación excede a la precipitación, se caracteriza por su máximo en salinidad tanto en el Golfo de México tabla, VIII, como en el Mar Caribe tabla, IX. El máximo de salinidad de la SUW muestra una disminución hacia el Golfo de México, esto puede ser por mezcla, debida a diferentes mecanismos, tal vez influenciado por los remolinos de la Corriente del Lazo y otros. La siguiente capa está formada por el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW, por sus siglas en inglés). Los valores de temperatura, salinidad y profundidad en la que se encuentra están en las tablas VIII y IX. Estas características en salinidad la colocan entre la más salina a la SUW y la menos salina Agua Intermedia Antártica (AIW por sus siglas en inglés), que se identifica por su mínimo en salinidad, ver tablas VIII y IX. Finalmente por debajo de los 1000 m de profundidad tenemos el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW, por sus siglas en inglés, ver tablas VIII y IX), esta masa de agua entra a las cuencas de Venezuela y Colombia desde el Atlántico a través del Paso de Anegada-Jungfern y entre Jamaica e Hispaniola (Morrison y Nowlin, 1982), así como a las cuencas de Caimán y de Yucatán directamente a través del Paso de los Vientos (Sturges, 1965; 2005).

Tabla VIII: Valores de  $T$ ,  $S$  y prof. que define a las masas de agua en el Golfo de México, (Rivas *et al.* 2005).

GOLFO DE MÉXICO	$T^{\circ} C$	$S$ (ups)	Prof. (m)
SUW	23	36.7	150-200
TACW	8-16	35-36.1	400-600
AAIW	7	34.8	600-900
NADW	4	35	1000 -fondo

Tabla IX: Valores de  $T$ ,  $S$  y prof. que define a las masas de agua en el Mar Caribe, (Gallegos y Czitrom, 1997).

MAR CARIBE	$T^{\circ} C$	$S$ (ups)	Prof. (m)
SUW	21-23	36.6-37	50-250
TACW	7-20	35-36.7	250-750
AAIW	2-6	33.8-34.8	750-950
NADW	1.5-4	34.8-35	950-fondo

Los diagramas T-S del modelo ROMS muestran en los 7 casos un diagrama T-S muy suavizado y no se distinguen las masas de agua características en las regiones. Aunque el modelo intenta reproducir el máximo valor de salinidad, principalmente en la zona CE y CC (figura, 25) simplemente no alcanza en magnitud los valores observados. Estas diferencias entre el modelo y climatología se deben a que las condiciones iniciales con las que se corrió el modelo estaban demasiado suavizadas, lo que se muestra en la figura 26, que corresponde a la región GMI del ROMS, sólo para dar un ejemplo pues se tiene el mismo perfil suavizado en otras regiones.

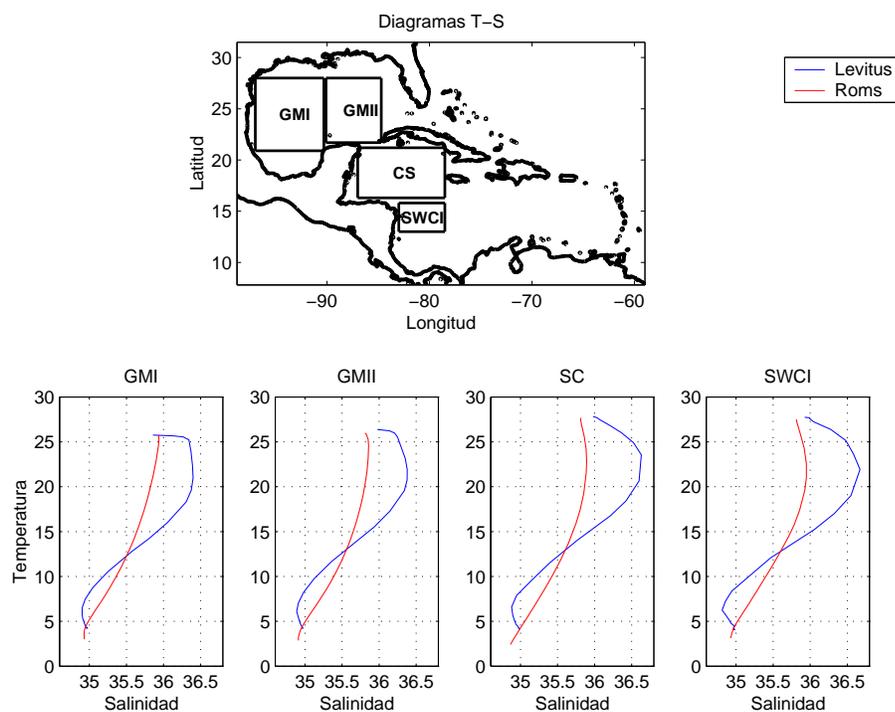


Figura 24: Diagrama T-S para las regiones GMI, GMII, MC y SWCI, azul para Levitus y rojo para ROMS.

#### IV.1.8 Densidad

Después de haber analizado los datos de  $T$  y  $S$ , se observó que los datos de la temperatura del modelo están mejor que los de la salinidad. Para verificar el impacto dinámico de esta deficiencia del modelo se calcularon los perfiles de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ), con los datos de temperatura y salinidad tanto para Levitus como para ROMS,  $\sigma_\theta$  y para las 7 regiones (GMI, GMII, MC, SWCI, SWCII, CC y CE). Los resultados se muestran en las figuras 27 y 28. Se observa que en las 7 regiones los perfiles de ( $\sigma_\theta$ ) de ROMS son muy parecidos a los perfiles de Levitus. Las diferencias más grandes se dan en las mismas zonas donde los perfiles de temperatura tienen errores, si la temperatura es más caliente en ROMS, el modelo es menos denso que Levitus. Y de los 1500 metros a los 3500, ROMS es más frío que Levitus, por lo que ROMS es ligeramente más denso que Levitus.

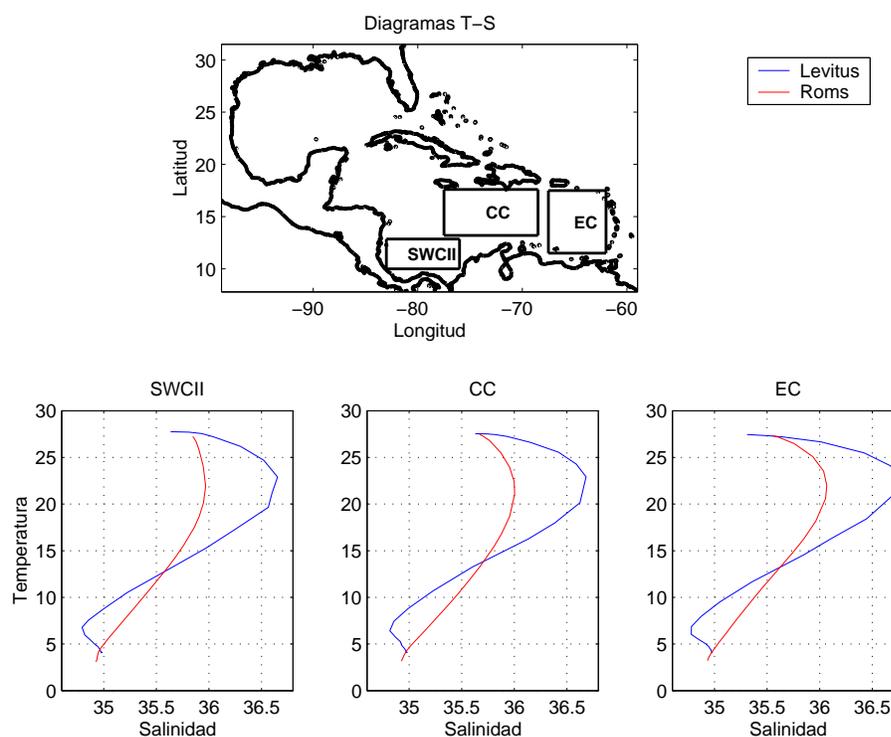


Figura 25: Diagrama T-S para las regiones SWCII, CC y CE, en azul para Levitus y rojo para ROMS.

Esto nos indica que la densidad en estas regiones, está dominada por la temperatura y aunque las características de salinidad en ROMS son incorrectas su impacto dinámico no parece ser tan importante, debido a que los gradientes de presión están determinados por la densidad. Sin embargo como se mencionó anteriormente, el modelo no es capaz de simular el comportamiento de las masas de agua.

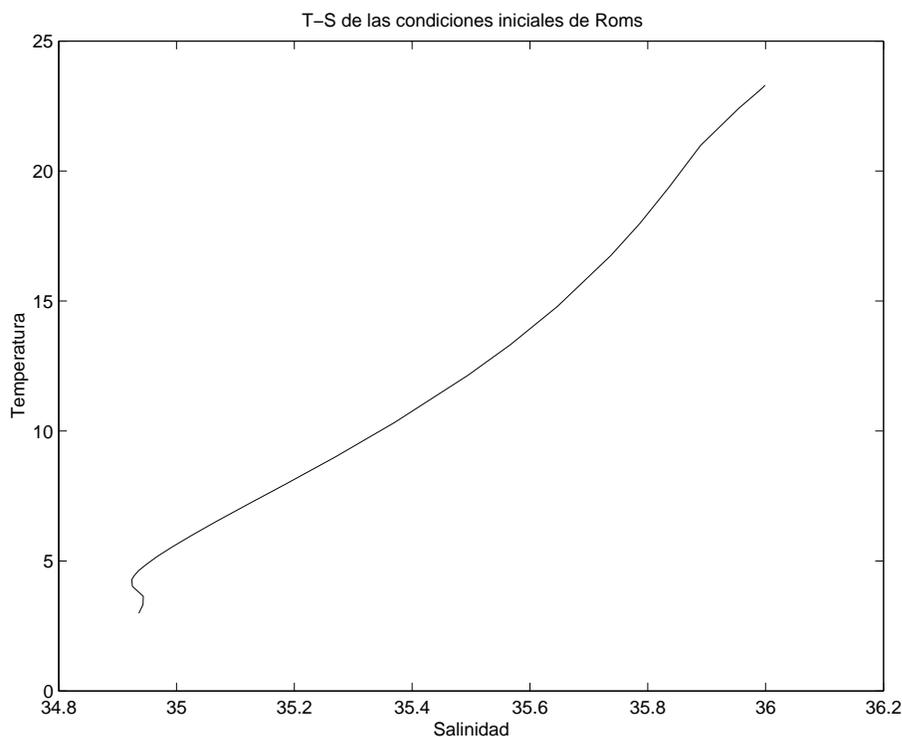


Figura 26: Diagrama T-S de las condiciones iniciales con las cuales se corrió el ROMS, en la región GMI.

#### IV.1.9 Variabilidad en el nivel del mar (*ssh*)

Para conocer las zonas de mayor variabilidad de los datos de altimetría de AVISO y de la simulación de ROMS se calculó la varianza espacial de los datos del nivel del mar de AVISO y ROMS. Los resultados se muestran en la figura 29, del lado izquierdo se tiene la desviación estándar de los datos de AVISO y del lado derecho de la simulación de ROMS. La zona de máxima variabilidad aparece en el Golfo de México en ambos casos (AVISO y ROMS), pero en el modelo el centro de máxima variabilidad se extiende hacia el centro del Golfo de México, mientras que con los datos de Aviso el centro de máxima variabilidad se encuentra en la región donde se localiza la Corriente del Lazo. También se observan valores relativamente altos en el centro del Mar Caribe, que se extienden a lo largo del centro de este Mar siendo mayores en la simulación de ROMS que en los

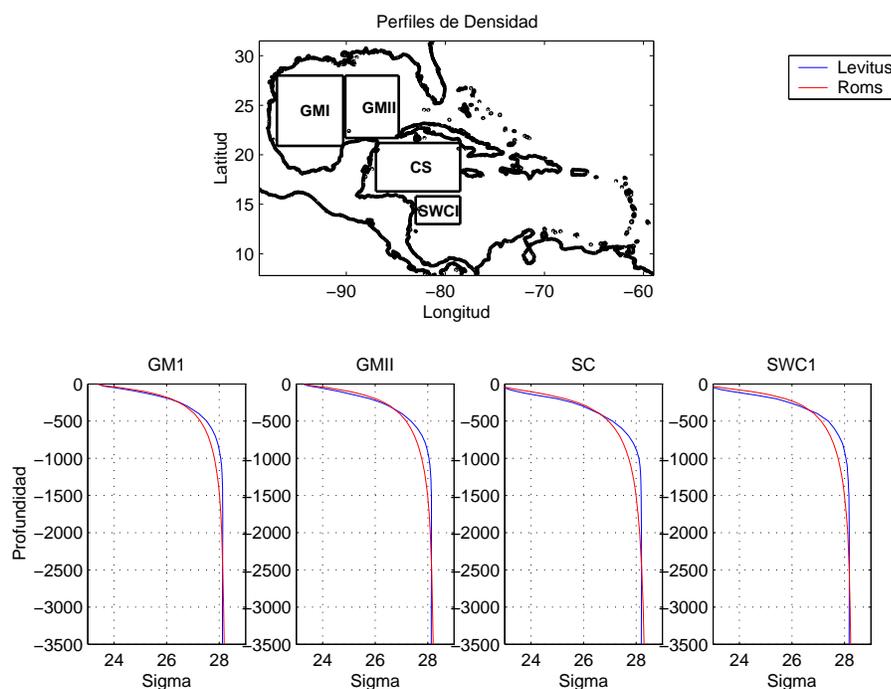


Figura 27: Perfiles de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ), para las regiones GMI, GMII, MC y SWCI, azul para Levitus y rojo para ROMS.

datos. Es de notarse que el modelo produce cerca del doble de la variabilidad de los datos en la zona del Mar de Caimán. Todo esto es indicativo de que el modelo produce en general una variabilidad excesiva, lo cual puede ser un error del modelo. Aunque pudiera ser que los datos de AVISO están suavizados producto de la interpolación.

Para comparar la simulación del nivel del mar del modelo con observaciones de satélite se utilizó el método de funciones empíricas ortogonales (FEOS). Estas estructuras definen de manera estadística patrones espaciales y temporales ortogonales entre sí que mejor explican la varianza del sistema. Como se dijo desde el inicio, la comparación es cualitativa pues se busca determinar si las estructuras espaciales son similares y las escalas temporales (espectros) son parecidos, pero no tiene sentido hacer análisis puntuales o correlaciones entre las series pues no se trata de simulaciones simultáneas.

Como en el modelo se usa la aproximación de Boussinesq, éste no contiene el efecto estérico superficial producido por enfriamiento o calentamiento que es una parte impor-

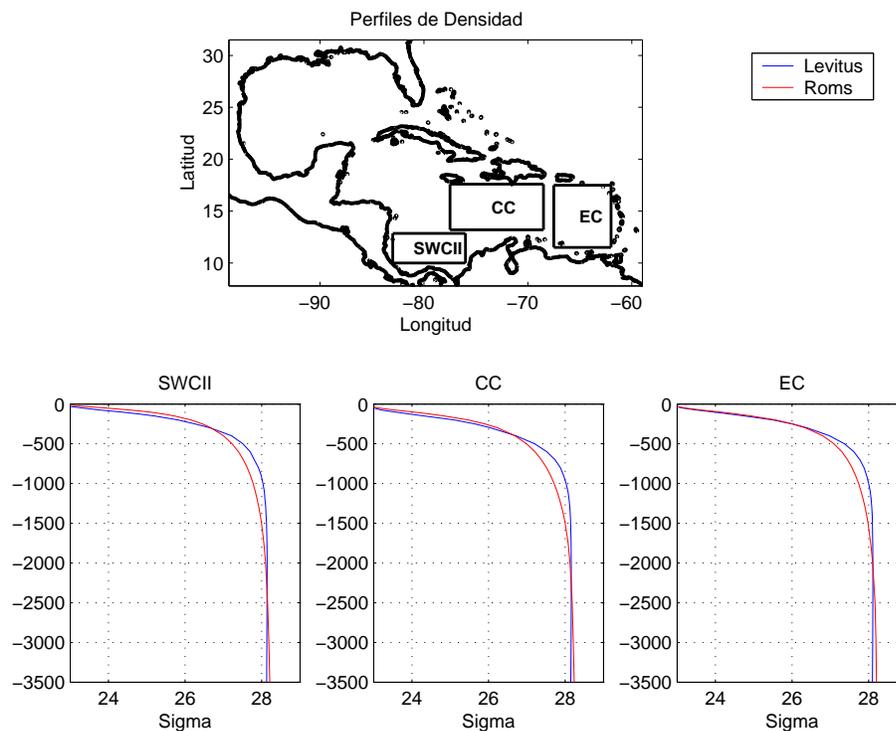


Figura 28: Perfiles de densidad potencial ( $\sigma_\theta$ ), para las regiones SWCII, CC y CE, azul para Levitus y rojo para ROMS.

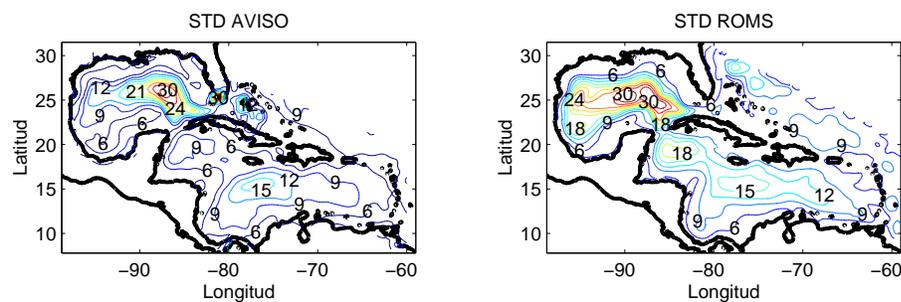


Figura 29: Desviación estándar del nivel del mar en el Golfo de México y Mar Caribe de los datos de AVISO y ROMS.

tante de la variabilidad observada en los datos. Por ello para hacer las comparaciones primero se eliminó de los datos de Aviso la componente estérica superficial obtenida por Guerrero, (2004).

A continuación se describen los resultados obtenidos del cálculo con FEOS, a la componente dinámica de las anomalías del nivel del mar ( $\tilde{\eta}$ ) de Topex y de las anomalías

del nivel del mar de ROMS.

El cálculo se hizo para los casi 10 años de datos de AVISO y los 5 años de ROMS. El primer cálculo se hizo para las anomalías dinámicas sin filtrar y después para datos filtrados en bajas y altas frecuencias. El filtrado de los datos se hizo utilizando un filtro de Lanczos pasa baja (frecuencia de corte de 4 meses) y se obtuvieron las anomalías de los datos filtrados para las bajas frecuencias y para obtener las altas frecuencias, a los datos sin filtrar se les restaron los datos filtrados de baja frecuencia. En las siguientes figuras se muestran los resultados de los FEO's a las anomalías sin filtrar. Del lado derecho se muestran los resultados de la componente dinámica de Topex y del lado izquierdo se muestra los resultados con las anomalías de ROMS.

El primer modo (figura 30), con los datos de Topex explica 12% de la variabilidad y el modo 1 de ROMS explica poco más del 16%. En ambos casos este modo muestra zonas de máxima variabilidad en el Golfo de México, debido a la extensión y contracción de la corriente del Lazo y/o el desprendimiento de remolinos de la misma, los cuales tienen escalas de variabilidad temporal anual y semianual en Topex mientras que ROMS muestra escalas de variabilidad principalmente anual y poca energía de más alta frecuencia. La variabilidad en la Corriente del Lazo es mucho más alta en los datos de AVISO que en el modelo.

El modo 2 se muestra en la figura 31 y parece que el modo 1 de ROMS corresponde al modo 2 de Topex al menos por la forma de su estructura espacial y temporal. Este segundo modo explica poco más del 10% de la variabilidad en Topex y más del 8% de la variabilidad en ROMS. Las zonas de máxima variabilidad siguen estando en el Golfo de México con escalas de variabilidad en Topex de muy baja frecuencia principalmente y un segundo pico en 180 días, en cambio en ROMS sólo se observa un pico centrado en 180 días.

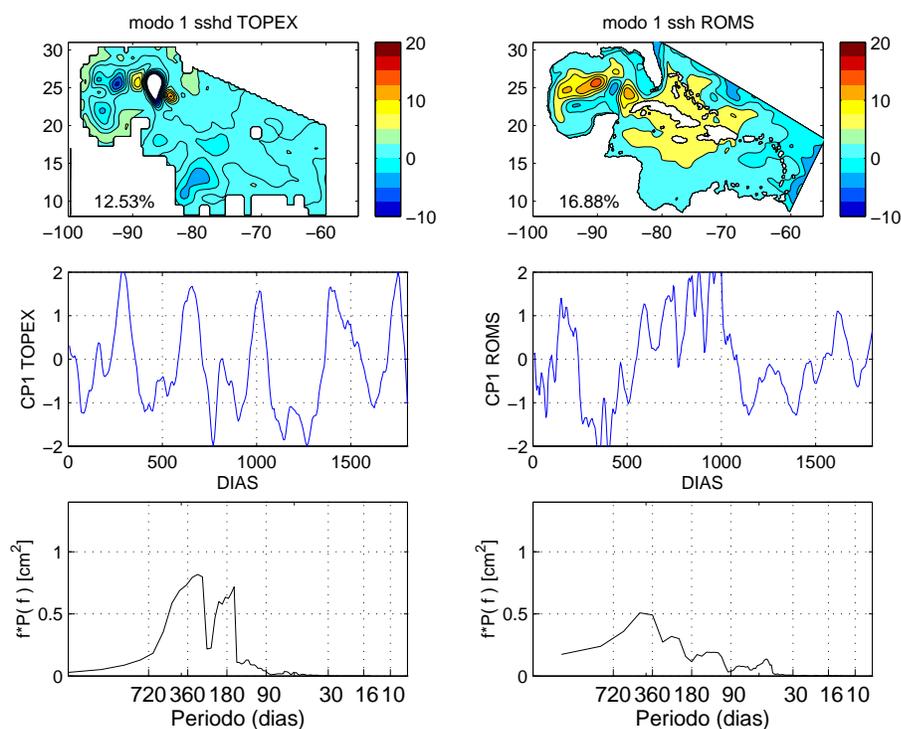


Figura 30: Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo), componente principal asociada a este primer modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

El modo 3 de la figura 32 explica más del 7% de la variabilidad de Topex y ROMS casi el 7% y las zonas de máxima variabilidad siguen estando en el Golfo de México. El modo 3 junto con el modo 1 en Topex parecen explicar la propagación de los remolinos en el Golfo de México ya que las escalas temporales de variabilidad coinciden en 360 y 180 días. En ROMS el modo 2 junto con el modo 3 parecen explicar este proceso de propagación de remolinos.

La similitud de los patrones y espectros además de la poca diferencia en las varianzas explicadas sugieren que estos modos representan conjuntamente la propagación de remolinos en el Golfo de México. Un patrón que se propaga y que tiene sólo una frecuencia puede ser representado por dos modos estacionarios, pero si la propagación es

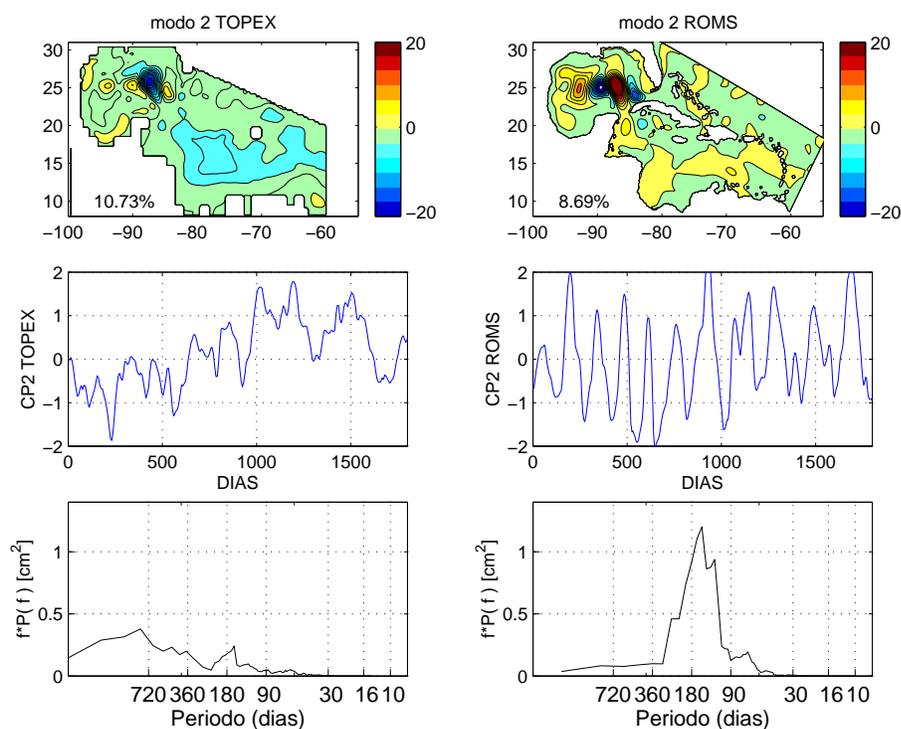


Figura 31: Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo), componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

irregular el proceso se contamina por otras frecuencias y la representación adecuada del proceso de propagación puede requerir de varios modos estacionarios. Se nota además que tanto en los datos como en el modelo, el espectro de valores singulares es muy "plano" (no existen diferencias sustanciales entre los primeros eigenvalores o valores singulares) sugiriendo que hay varias frecuencias importantes involucradas.

Es interesante hacer notar que el modelo reproduce la variabilidad en las mismas zonas que Topex, aunque las escalas de variabilidad temporal no corresponden uno a uno en cada modo. Sin embargo las frecuencias típicas son similares.

En las siguientes figuras se muestra el análisis con FEO's a las anomalías del nivel del mar filtradas en baja frecuencia con el filtro de Lanczos, con un periodo de corte

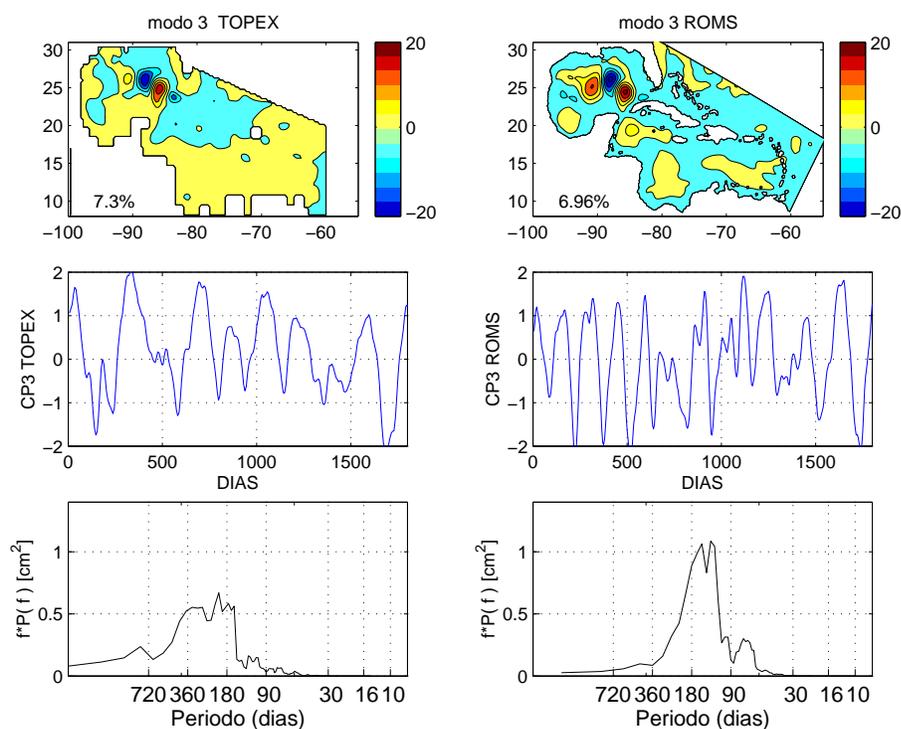


Figura 32: Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo), componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

de 4 meses. En las figuras 33, 34 y 35, se ve el mismo comportamiento que en los resultados de los FEO's a las anomalías sin filtrar, aunque existe un cambio entre el modo 1 y modo 2 de Topex, ya que con los datos sin filtrar están invertidos. Pero en el modelo el resultado con las anomalías de baja frecuencia es casi idéntico al de los datos filtrados. Los picos de energía de 360 y 180 días en Topex "aparecen en el modelo en 270 y 135 pero iguales en los modos 1 y 3. Estas diferencias en entre las frecuencias más energéticas producidas por el modelo y los datos puede ser significativa, aunque también debe considerarse la resolución del espectro y el hecho de que los datos de AVISO son cada 7 días mientras que los del modelo son cada 5 días.

En las siguientes figuras se muestra el resultado de análisis de FEO's a los datos filtrados

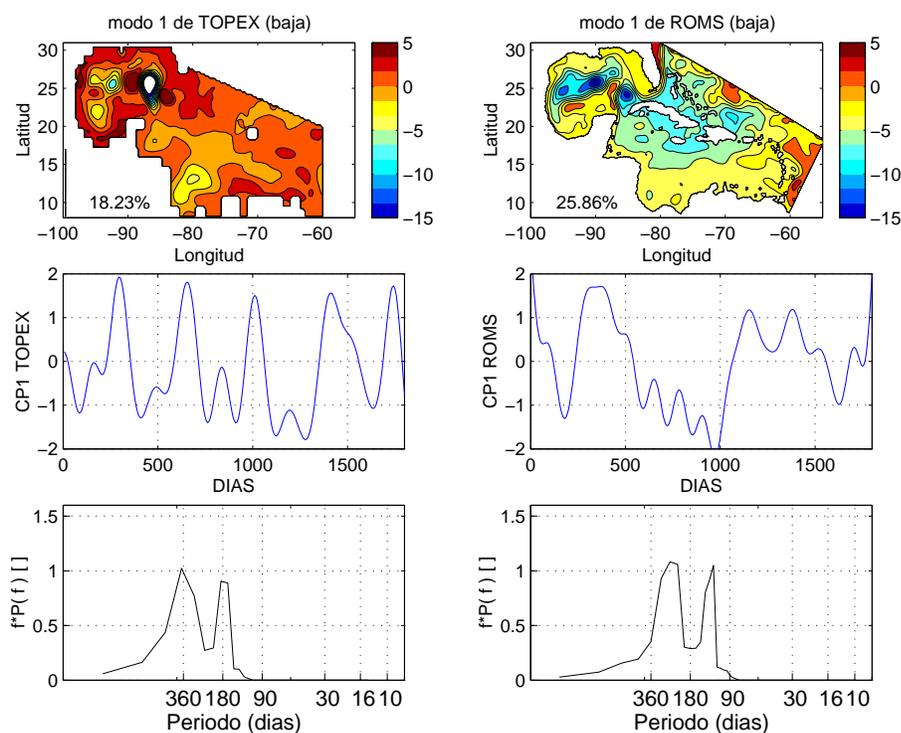


Figura 33: Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en bajas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

para altas frecuencias. En la figura 36, se muestra el modo1 que para Topex explica más del 8% y para ROMS más del 11% y esta máxima variabilidad se encuentra en el Mar Caribe siendo ahora los remolinos que se forman en esta zona los causantes de esta variabilidad y que tienen variabilidad de 90 días en Topex y de entre 30-90 días en ROMS.

El modo 2 (figura 37), muestra la máxima variabilidas de nuevo en el Mar Caribe con una variabilidad en Topex de 7% y en ROMS de 8% con escalas de variabilidad centrada casi en 90 días en ambos casos. El modo 1 de Topex y el modo 2 también de Topex parecen estar relacionados con la propagación de remolinos en el Mar Caribe.

En cambio en el modelo el modo 2 y el modo 3 (figura 38), parecen estar relacionados

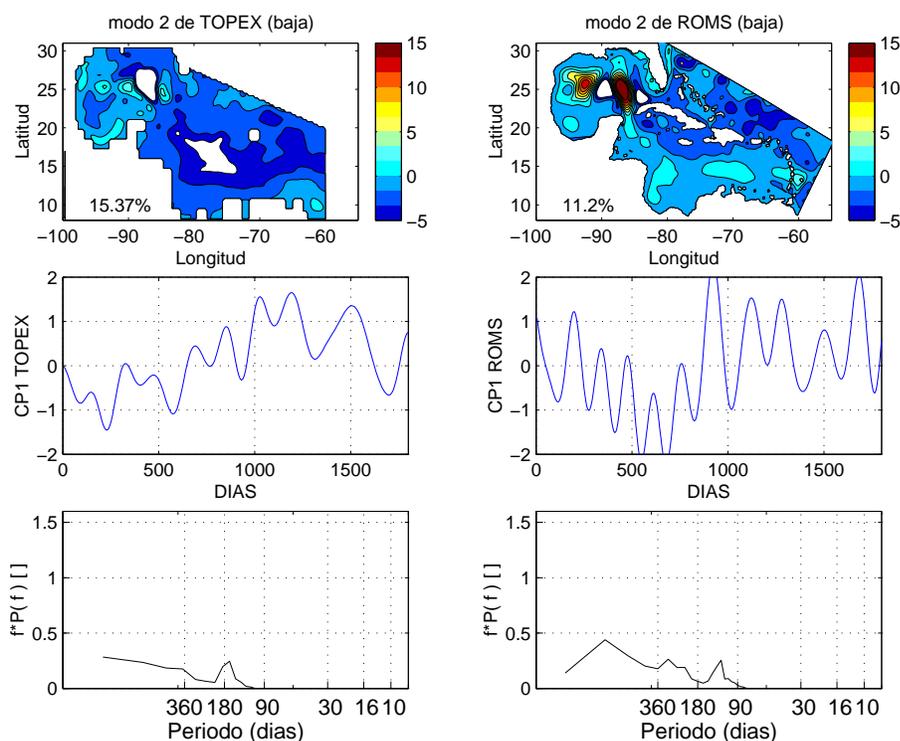


Figura 34: Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en bajas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

con el proceso de propagación de remolinos en el Caribe, con escalas de variabilidad centradas en 90 días. Como se dijo antes puede ser que incluso se necesiten más FEO's para mostrar propagación pues hay varias frecuencias involucradas.

Por último se hicieron las FEO's de las anomalías estandarizadas, esto es de las anomalías divididas entre su desviación estandar en cada punto. Al usar variables estandarizadas (y por lo tanto utilizar la matriz de correlación en vez de la de covarianza) se elimina el efecto que tiene sobre el análisis el hecho de que existan zonas de máxima variabilidad. Al estandarizar, todos los puntos tienen varianza unitaria y el cálculo de FEO's puede ahora identificar más claramente patrones de variabilidad de gran escala. En la figura 39 se muestra el modo 1, el cual explica el 20% de la correlación de Topex y más del 20%

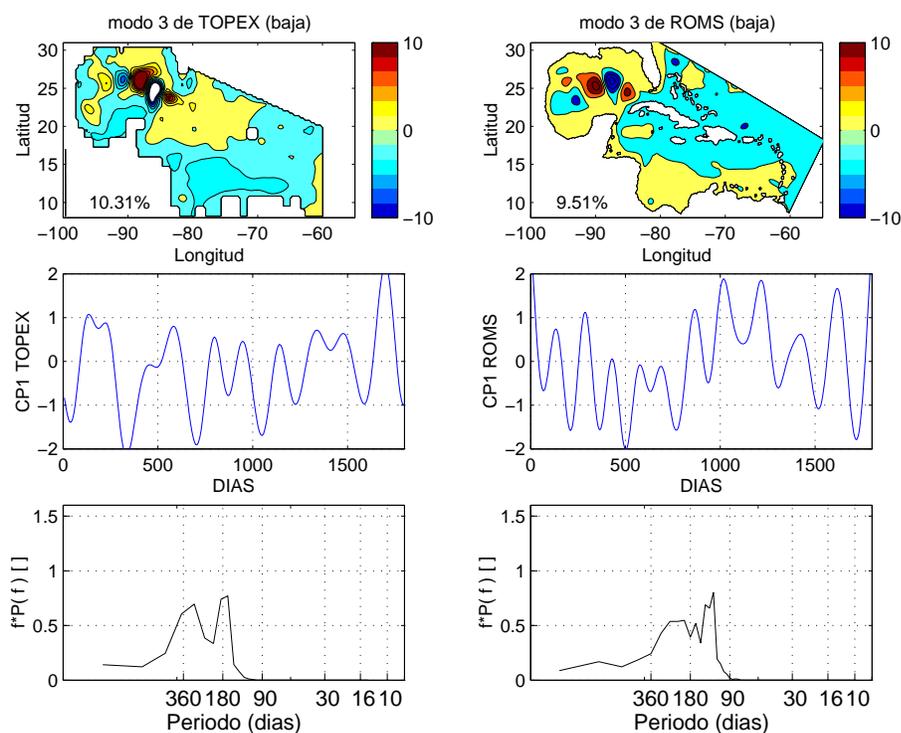


Figura 35: Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en bajas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

con ROMS, mostrando zonas de máxima variabilidad en las costas. Dichos patrones sugieren la presencia de ondas atrapadas a la costa, sobretudo en el modelo donde es más claro el atrapamiento cerca de la costa con escalas de variabilidad anual y de más baja frecuencia y poca energía de alta frecuencia.

El modo 2 figura 40 muestra un gradiente meridional marcado sobre todo en el Caribe y explica aproximadamente el 9% de la correlación tanto en Topex como en ROMS con escalas de variabilidad semianual en Topex principalmente y de más baja frecuencia en ROMS.

En la figura 41, se muestra el modo 3 el cual en ambos casos explica más del 5%

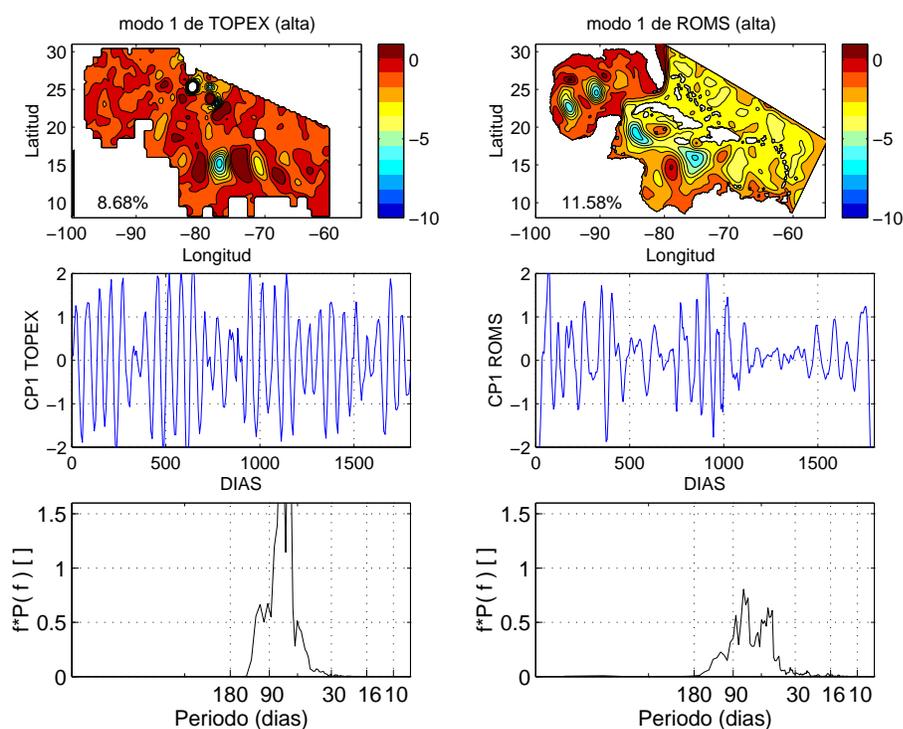


Figura 36: Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en altas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

de la correlación. Los valores de máxima correlación se observan frente a las costas de Panamá y Campeche debido a los giros ciclónicos que existen en estas regiones y en el modelo se observa una estructura de 8 en el Canal de Yucatán. Estos procesos tienen escalas de variabilidad en Topex presentando un pico principal en 360 días y en un segundo pico en 180 días y energía de más baja frecuencia. En el modelo la variabilidad es de 180 días y de más baja frecuencia con poca energía de alta frecuencia.

Podemos concluir de este análisis que los patrones espaciales de variabilidad en el modelo son similares a los observados y parecen estar dominados por fenómenos de baja frecuencia en el Golfo de México (anual periodos mayores a los 10 días con picos en la escala anual y semianual) y procesos de más alta frecuencia en el Caribe (menor a 90

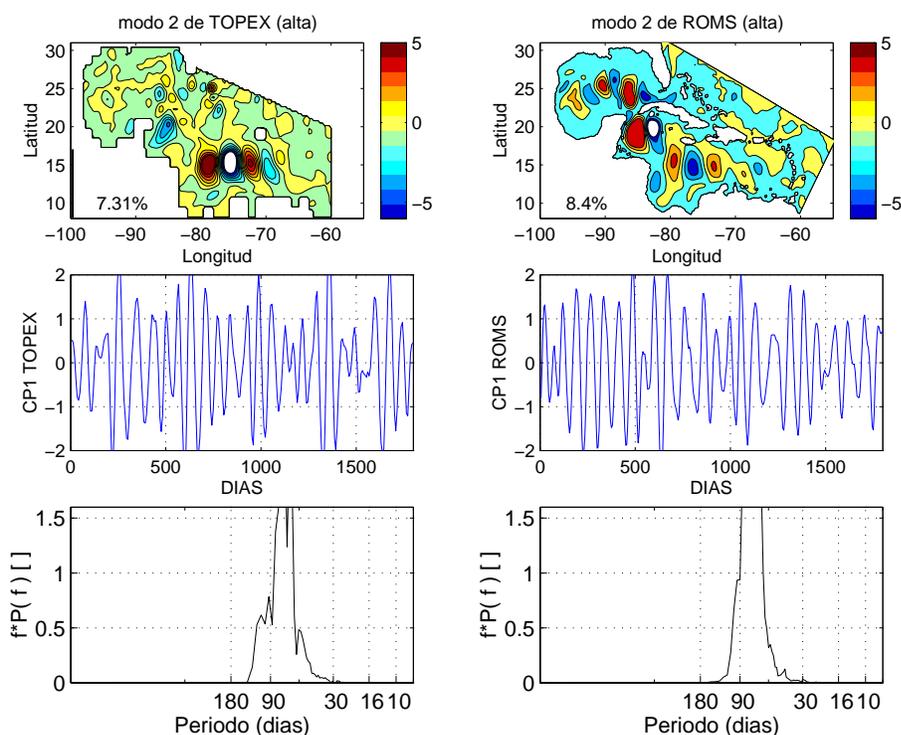


Figura 37: Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en altas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

días) con un pico espectral significativo en 90 días.

El modelo muestra más variabilidad en las "altas" frecuencias dentro del Golfo de México de la que muestran los datos de AVISO. No hay claramente un modo dominante ni en los datos ni en el modelo (espectro de eigenvalores muy "plano") indicando que hay variabilidad similar en diferentes frecuencias.

El análisis de variables estandarizadas sugiere la presencia de patrones de covariabilidad de gran escala asociado a fenómenos atrapados a la costa. Las diferencias en los patrones obtenidos utilizando distintos métodos muestra que debe tenerse cuidado con las interpretaciones y tienen que usarse varios métodos para tratar de entender lo que ocurre en la realidad.

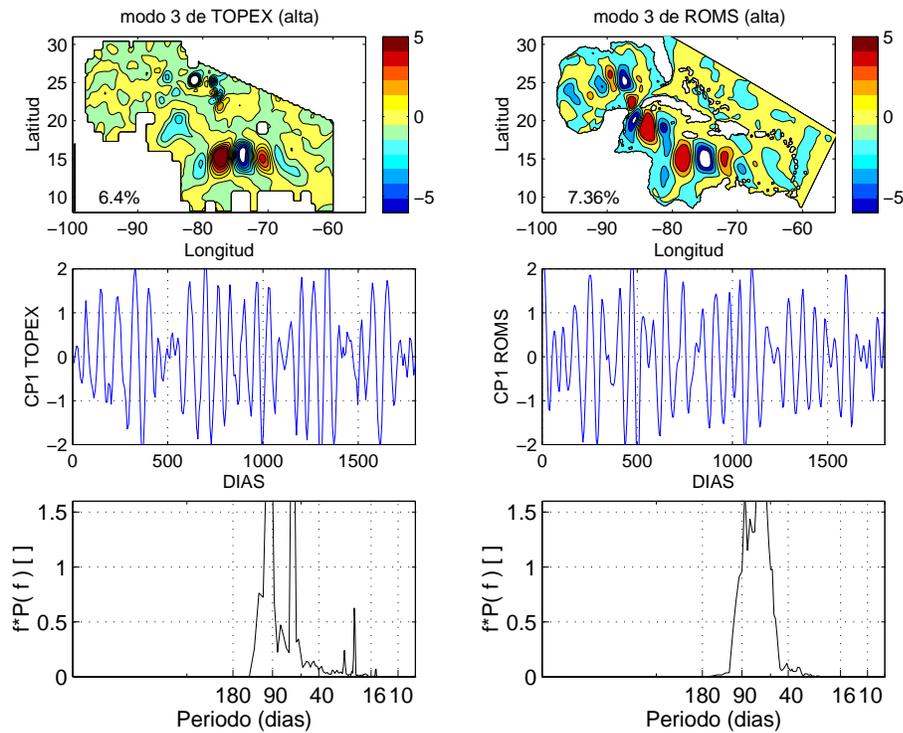


Figura 38: Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) filtradas en altas frecuencias, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

#### IV.1.10 Funciones empíricas ortogonales de $SST$

Se calcularon las desviaciones estándar de los datos de  $SST$  de Reynolds (Reynolds, 1988) y de la simulación de ROMS. En la figura 42 se observa la máxima variabilidad en el Golfo de México, al oeste de la península de Florida, en ambos casos (Reynolds y ROMS).

Se realizó un análisis con FEO's a las anomalías de la  $SST$  del análisis de Reynolds que incluye a la señal anual, después se repitió el análisis pero eliminando esta señal con un filtro de Lanczos. En todas la figuras de las componentes principales y espectros de varianza conservada el eje x está en días. La serie de ROMS se cortó para que coincidiera en tamaño con la de Reynolds que es de 4 años, ambas series inician en el mes de enero. Este análisis se muestra en las siguientes figuras en el lado izquierdo Reynolds y lado

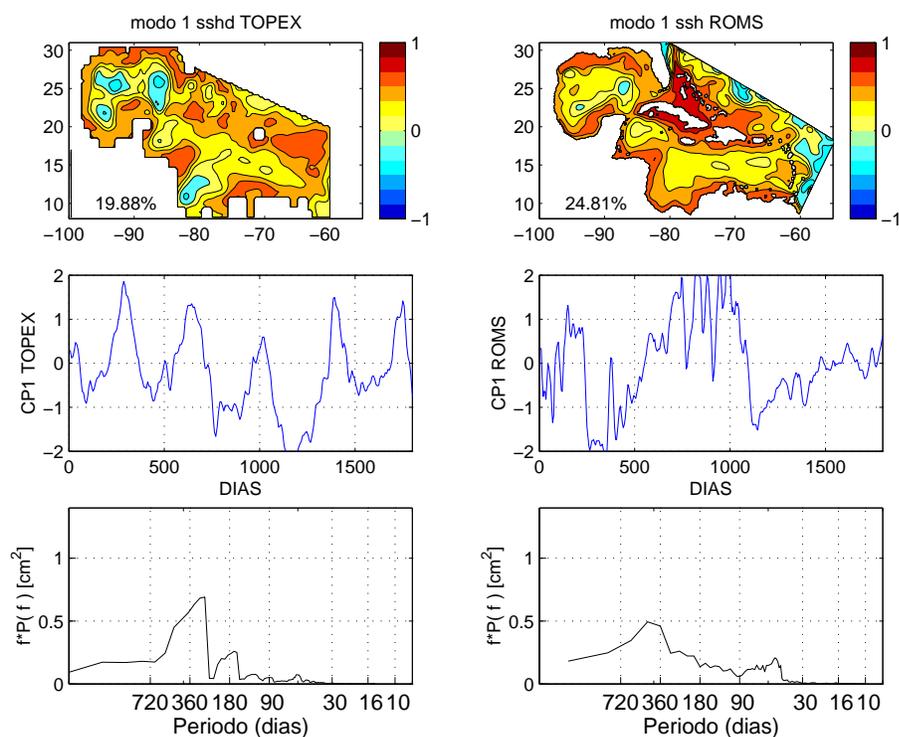


Figura 39: Modo 1 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) estandarizada, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

derecho es ROMS y sólo se muestra el modo 1 y 2 porque con estos dos modos se explica más del 90%. La figura 43, muestra el modo principal de varianza de la *SST* incluyendo la señal anual. Este primer modo representa más del 90 % de la variabilidad total y la estructura espacial muestra un calentamiento del Caribe hacia el Golfo o un enfriamiento del Golfo hacia el Caribe. Dicho de otra manera, la principal variabilidad de la *SST* es una oscilación Norte-Sur (latitudinal) en ambos casos y su serie de tiempo asociada (figuras de en medio en la figura 43, muestra la variación de tipo anual. El espectro de varianza conservada (figura de abajo), que los procesos que causan está variabilidad tienen una señal anual, mostrando un solo pico centrado casi en 360 días. Estos patrones de variabilidad se observan con ambos datos Reynolds y ROMS.

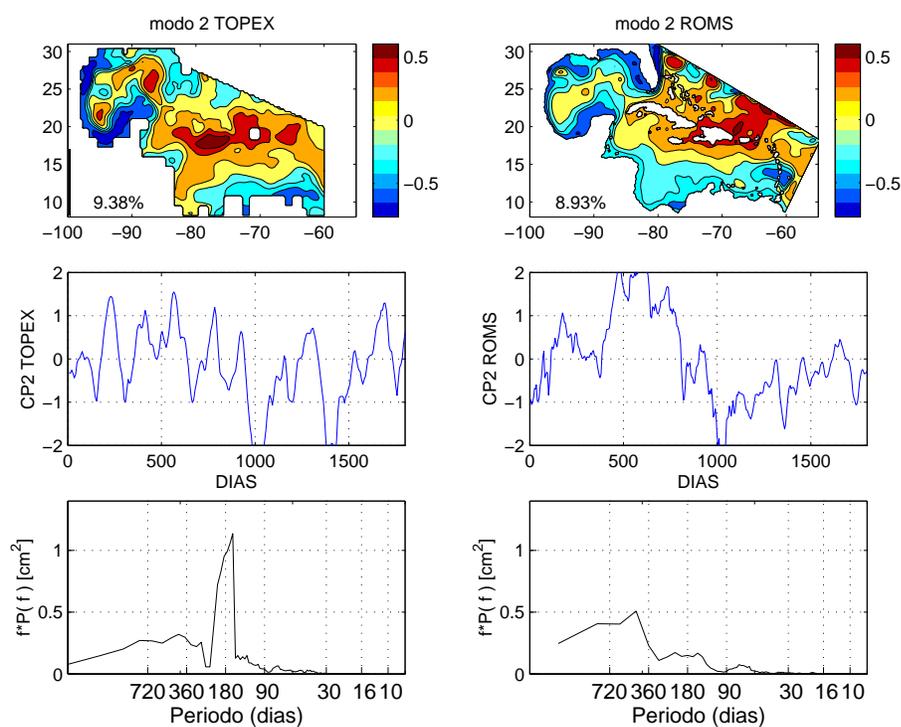


Figura 40: Modo 2 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) estandarizada, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

El modo 2 de la figura 44, explica para Reynolds el 4% de la variabilidad y el modo 2 de ROMS explica el 2% de la variabilidad. La climatología muestra una estructura de variabilidad que se da posiblemente longitudinalmente y el modelo también muestra esa estructura. En ambos casos, las variaciones temporales son anuales, y el espectro de varianza conservada registra el pico de máxima energía en 360 días, aunque ROMS muestra un segundo pico con poca energía en 180 días y los datos de Reynolds muestran muy poca energía en las altas frecuencias.

Con esta variable el modelo además de mostrar estructuras espaciales muy similares con Reynolds, también muestra mucha similitud en las escalas temporales, siendo capaz el modelo de reproducir bien la variabilidad de tipo anual.

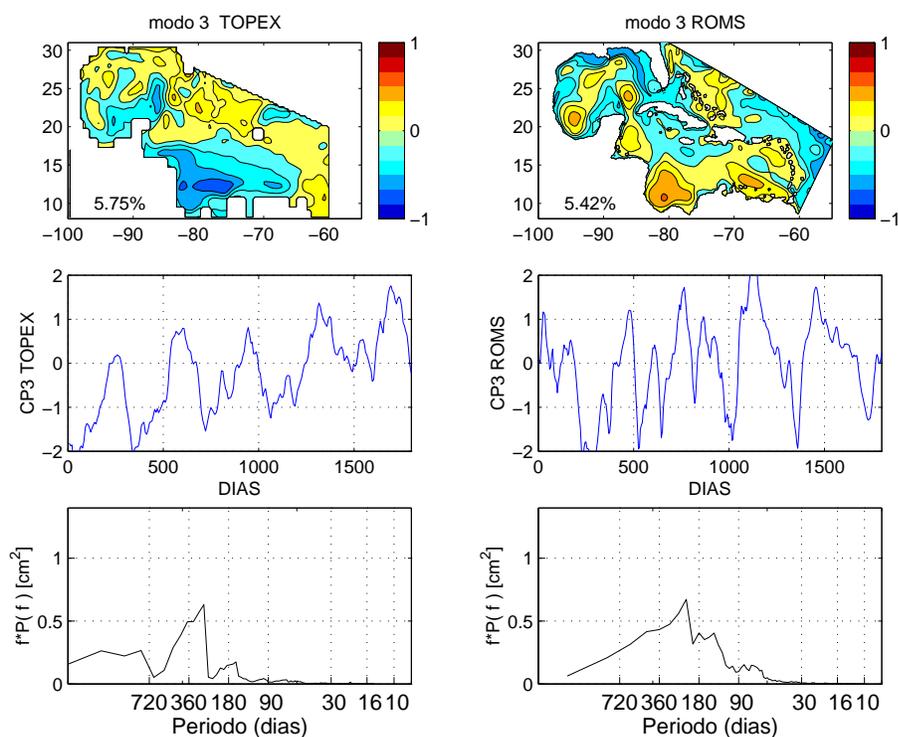


Figura 41: Modo 3 de las anomalías de la componente dinámica de Topex (lado derecho) y ROMS (lado izquierdo) estandarizada, componente principal asociada a este modo (figuras de en medio) y espectro de varianza conservada (figuras de abajo).

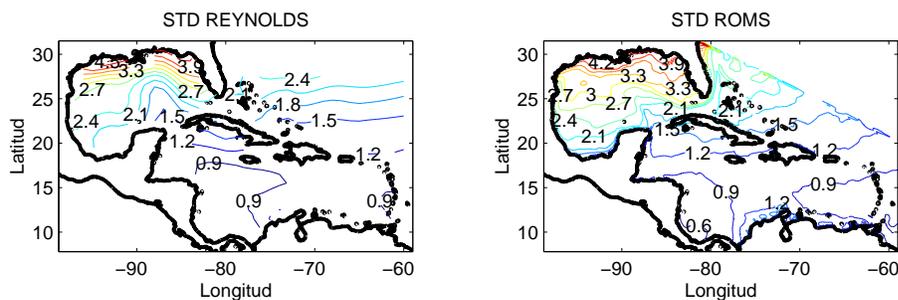


Figura 42: Desviación estándar de  $TSM$  de Reynolds y ROMS.

Esto no es sorprendente, ya que el modelo es relajado constantemente a la climatología mensual de SST de COADS durante el proceso de integración y dicha climatología es muy similar a los datos de Reynolds. Para hacer una comparación más realista deben obtenerse datos con mayor resolución que la de Reynolds y comparar la variabilidad en escalas más pequeñas.

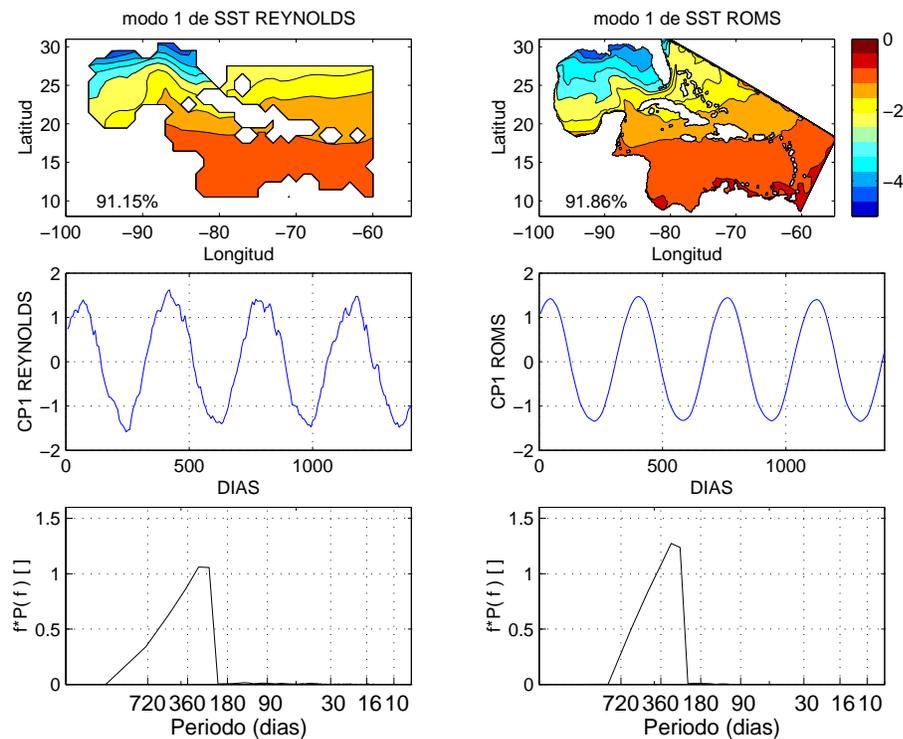


Figura 43: Modo 1 de las anomalías de TSM con la señal anual. Del lado izquierdo Reynolds y lado derecho ROMS, la primera figura (arriba) son los modos espaciales, las figuras de en medio son las componentes principales y la figura de abajo el espectro de varianza conservada.

#### IV.1.11 Estructura y variabilidad del flujo en el Canal de Yucatán

Los datos que se utilizaron para los diferentes cálculos de este apartado, se tomaron de una sección vertical que se extrajo del modelo y la cual se tomó como se muestra en la figura 45, se usaron los puntos en rojo para interpolar a la sección marcada en negro.

Después se calculó el flujo normal promedio en el Canal de Yucatán con los datos Canek (agosto de 1999 a junio de 2000), como los datos de ROMS tienen una resolución temporal de 5 días, los datos de Canek fueron interpolados cada 5 días para su comparación con el modelo. Este resultado se muestra en la figura 46, en la cual se puede ver que

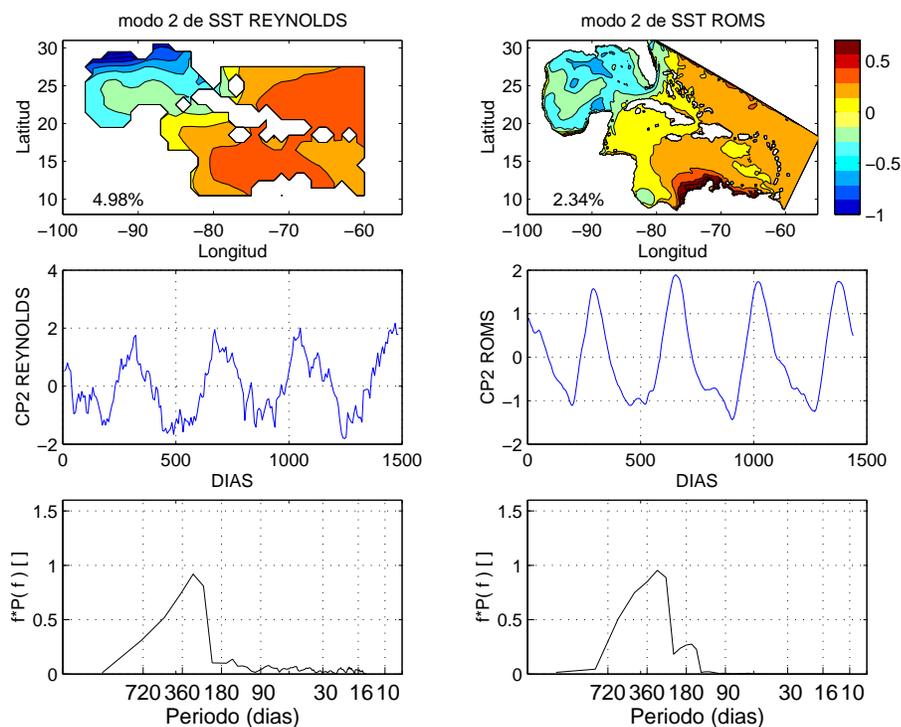


Figura 44: Modo 2 de las anomalías de TSM con la señal anual. Del lado izquierdo Reynolds y lado derecho ROMS, la primera figura (arriba) son los modos espaciales, las figuras de en medio son las componentes principales y la figura de abajo el espectro de varianza conservada.

el modelo muestra una estructura espacial muy parecida a las observaciones de Canek (ver Sheinbaum *et al.* 2002). Mostrando del lado de Yucatán los valores más grandes y positivos y del lado de Cuba un flujo hacia el Caribe. En magnitud el modelo da 0.97 m/s del lado de Yucatán y las observaciones de 1.3 m/s en el mismo lugar y del lado de Cuba ROMS da -0.4 m/s y las observaciones -0.2 m/s aproximadamente.

Además se calculó la desviación estándar con ambos datos y el resultado se muestra en la figura 47, del lado izquierdo tenemos la desviación estándar de las observaciones y del lado derecho con los datos de ROMS. En esta figura se puede apreciar en ambos casos (observaciones y modelo) que la máxima variabilidad se encuentra en superficie aunque las observaciones muestran la máxima variabilidad por arriba de los 300 metros y en el modelo desde los 500 metros de profundidad. El máximo ocurre en el lado de

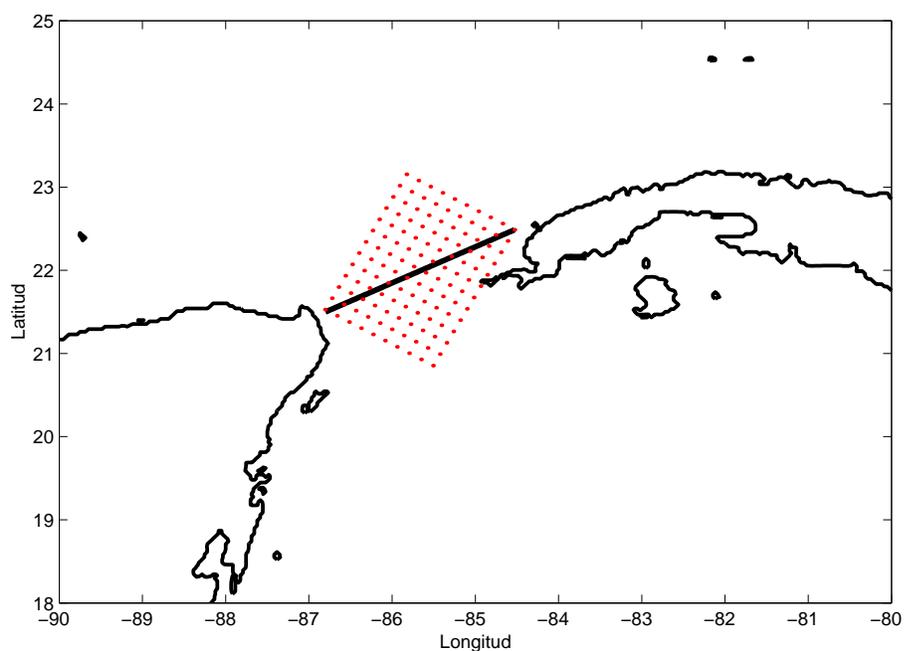


Figura 45: Sección que se extrajo del ROMS para tomar los datos en el Canal de Yucatán. Se toman los puntos más cercanos a la línea negra y se interpolan a esa línea.

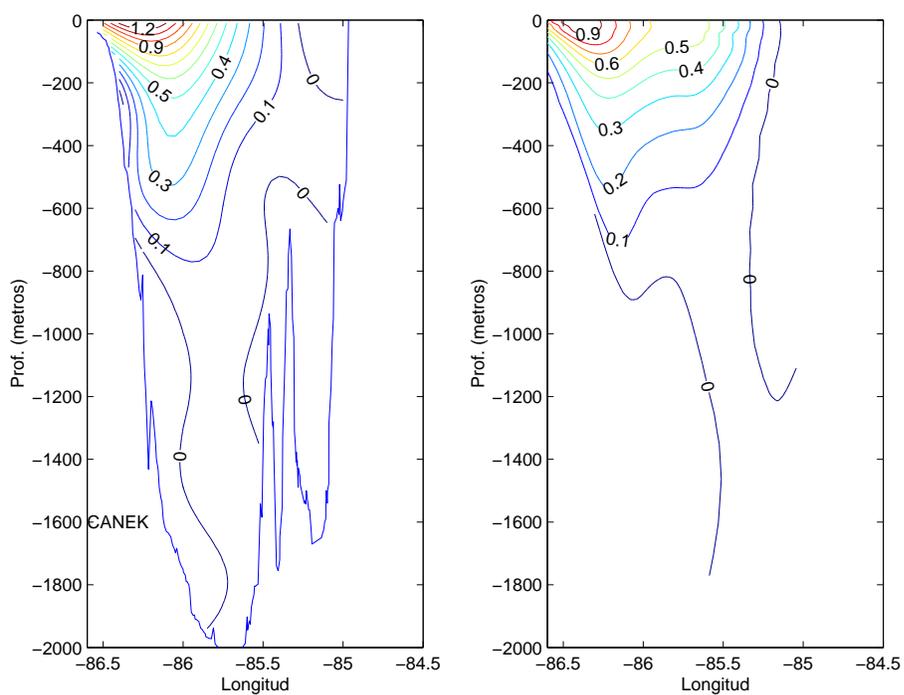


Figura 46: Flujo normal promedio en el Canal de Yucatán, del lado izquierdo es el flujo normal con los datos de Canek y del derecho con los datos de ROMS.

Yucatán donde se localiza el núcleo principal de la Corriente de Yucatán. Aparece otro máximo del lado de Cuba, asociado a la contracorriente Cubana (Abascal *et al.* 2003) en la observaciones mientras que en el modelo el segundo máximo está desplazado hacia el centro aunque hay que notar que la sección del modelo está un poco mas al norte que la de las observaciones y es un poco mas ancha, por lo que probablemente ambos representan la variabilidad de la Corriente Cubana en superficie.

Con estos mismos datos de la sección se analizó la estructura espacial y temporal de

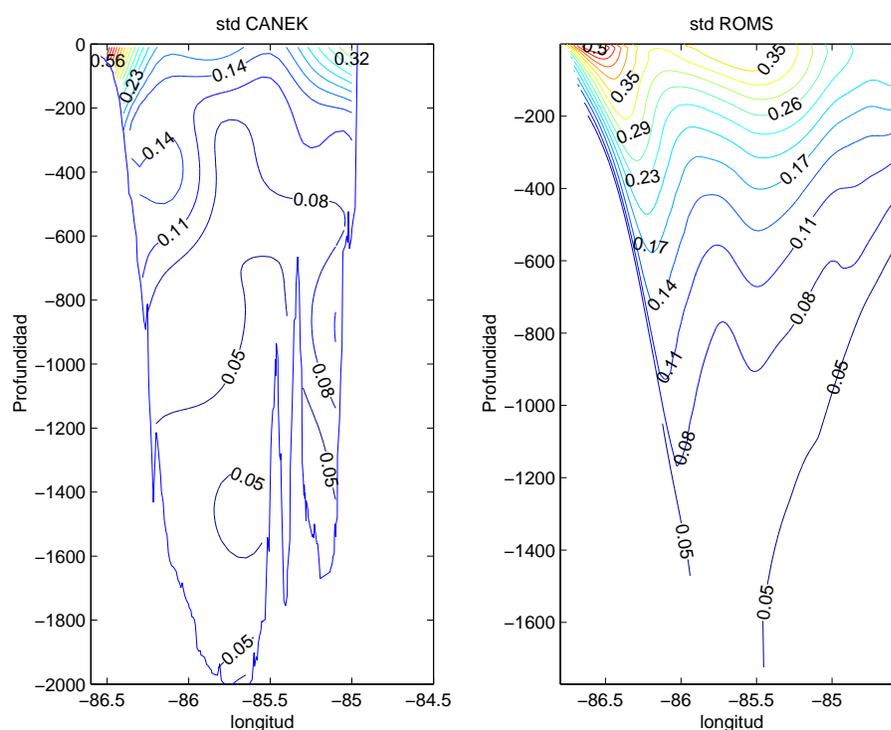


Figura 47: Desviación estándar de la velocidad normal al Canal de Yucatán con los datos de las observaciones y modelo.

la variabilidad de los campos de velocidad en el Canal de Yucatán, haciendo FEOS de la componente de velocidad normal al Canal tanto de las observaciones como en el modelo.

En la figura 48, se muestran el primer modo espacial y temporal, además del espectro de varianza conservada de los datos de Canek y ROMS. El modo 1 espacial de Canek (lado

izquierdo primera figura), explica una variabilidad del 35% y el modo 1 de ROMS (lado derecho primera figura), explica el 61% de la variabilidad. La estructura espacial en el Canal de Yucatán (Canek) está dividida en tres regiones, dos que tienen variaciones del mismo signo en el extremo occidental y oriental, la tercera está en el centro de la región y varía en sentido opuesto a las dos anteriores, esta variabilidad se mantiene hasta el fondo. La estructura espacial del modo 1 de ROMS divide al Canal de Yucatán en dos regiones con una variabilidad hacia el Golfo del lado de Yucatán y otra hacia el Caribe del lado de Cuba. Los modos temporales asociados al primer modo y los espectros de varianza conservada exhiben el máximo importante en 90 días en los dos casos y el modelo muestra un segundo máximo en 180 días.

El modo 2 (figura 49) de Canek explica el 23% de la variabilidad y muestra una

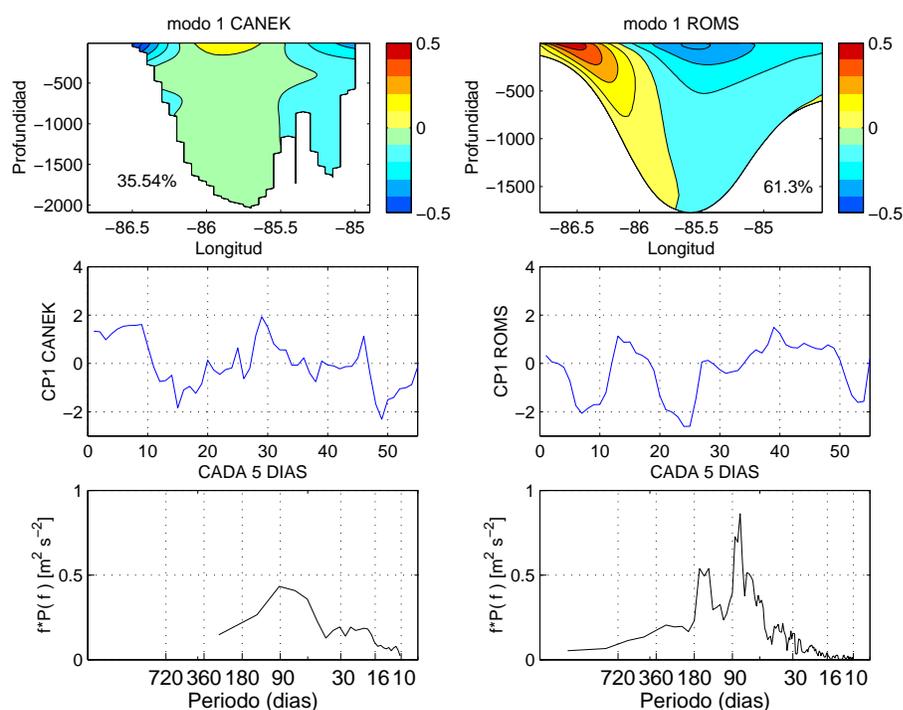


Figura 48: Modo 1 de las anomalías del vector normal al Canal de Yucatán (Canek lado izquierdo y del derecho ROMS), componente principal asociada y el espectro de varianza conservada.

estructura bimodal y para ROMS se observa una estructura tripolar con la variabilidad

máxima en el centro del Canal de Yucatán, este modo explica más del 18%. Los patrones de variabilidad temporal de este modo junto con los espectros muestran una variabilidad con poca energía en altas frecuencias en ambos casos (observaciones y modelo). El máximo principal aparece en 90 días aproximadamente y un segundo máximo en 25 días. El modo temporal de ROMS muestra poca energía en altas frecuencias y el máximo más importante en 80 días. El intercambio entre el modo 1 de las observaciones con el modo 2 del modelo, es algo que también se observa en otros modelos (Candela *et al.* 2003).

En el modelo la estructura de la corriente está dominada por una estructura similar a la

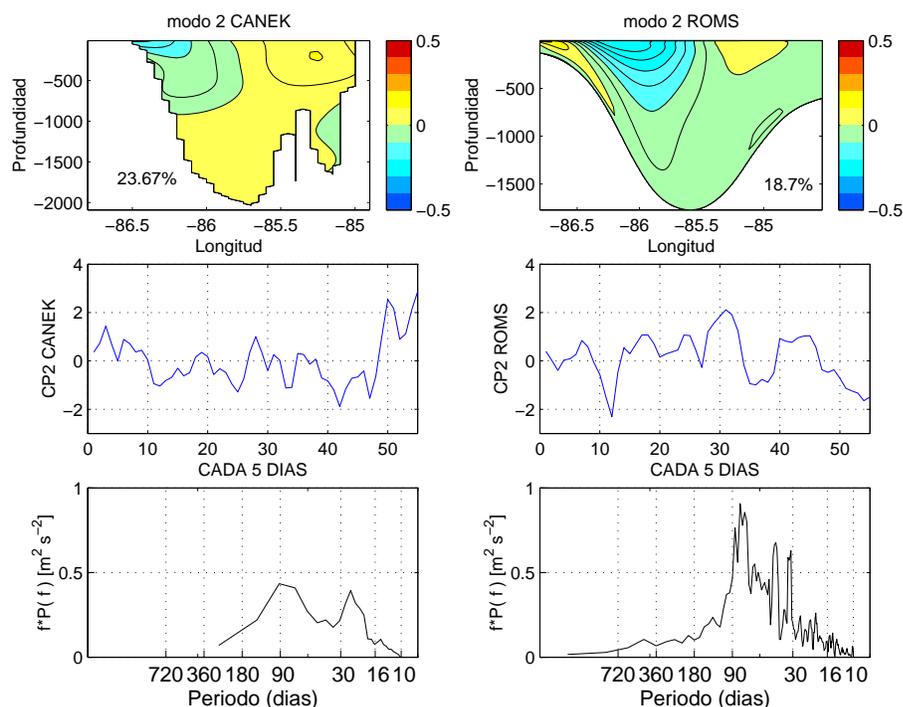


Figura 49: Modo 2 de las anomalías del vector normal al Canal de Yucatán (Canek lado izquierdo y del derecho ROMS), componente principal asociada y el espectro de varianza conservada.

del segundo modo de las observaciones, que muestra a esta estructura como la principal causante de la varianza, el modelo reproduce los modos 1 y dos de las observaciones, pero invertidos. El cambio en el orden de importancia de los modos 1 y 2 sugiere que

la variabilidad de la corriente vertical simulada está dominada por el paso de remolinos centrados en el Canal de Yucatán (Candela *et al.* 2003).

Oey y Ezer (2003), encontraron que al no considerar la plataforma y el talud continental en un modelo POM (Princeton Ocean Model) en coordenadas sigma, los modos empíricos toman la misma forma y orden que los observados. El modelo ROMS aquí analizado también resuelve bien el talud y la plataforma y al igual que Oey y Ezer (2004), se eliminó la plataforma y el talud ya que ellos al hacer esto obtienen estructuras iguales a las observadas, en cambio en este trabajo se hizo lo mismo con los datos del modelo y no se obtuvieron las estructuras obtenidas en los datos observados. Así que las causas de esta "inversión" de modos respecto a las observaciones debe seguirse investigando.

### IV.1.12 Transporte

También se calculó el transporte en la sección del Canal de Yucatán con los datos de Canek promediados cada 5 días y ROMS. En la figura 50, se muestra el transporte en el Canal de Yucatán, obtenido con los datos de Canek y ROMS. La primer figura (arriba) muestra el transporte obtenido con los 5 años de ROMS usando datos cada 5 días mostrada con la curva azul y tiene un valor máximo de 55.75 Sv y mínimo de casi 4 Sv, con un transporte promedio de 28.41 Sv. Analizando esta curva, se observa que las fluctuaciones máximas en el transporte se presentan en los 3 primeros años de la corrida del modelo. Los dos últimos años la media disminuye así como las fluctuaciones. El período correspondiente a estos 2 años se marca en color rojo y tiene un transporte promedio de 23.4 Sv. Se toma un período de la serie marcado en negro, de tal manera que coincida con el inicio de la serie del transporte de Canek. El transporte promedio obtenido con los datos de Canek es de 22.2 Sv y el valor máximo es de 27.7 y mínimo de 16.4 Sv y el transporte promedio del pedazo que se cortó de los 2 últimos años (figura de en medio), tiene un transporte promedio de 22.5 Sv que es muy similar al valor obtenido con los datos de Canek, aunque esto no es significativo.

Lo que es muy importante notar en esta figura, es que se ven variaciones en transporte exageradamente grandes durante los 3 primeros años de corrida del modelo, lo que hace pensar que el proceso de "spin" up no había concluido.

También se incluye el espectro de varianza conservada del transporte de los datos promediados cada 5 días y se compara con el espectro del transporte de los datos de ROMS y se muestra en la figura 51. Se observa que las fluctuaciones del transporte obtenido de los datos observados (figura del lado izquierdo) muestra un pico máximo en la banda de 20 a 40 días y un segundo pico entre 70 a 90 días. Mientras que el espectro del transporte obtenido con los datos de la simulación de ROMS (figura del lado derecho) muestra un pico principal entre 40-90 días y un segundo pico entre 20 y 40 días. Notar

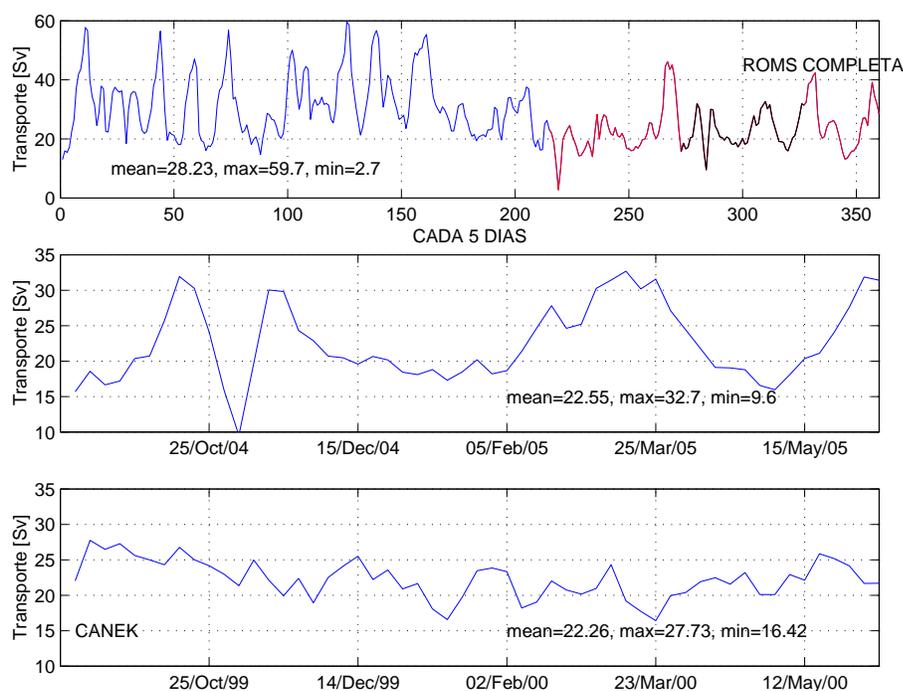


Figura 50: Transporte obtenido con los datos de ROMS primera y segunda figura y con los datos de Canek tercera figura.

que las escalas son diferentes, siendo más energéticos los procesos que causan las fluctuaciones en el transporte de la simulación probablemente resultado de los primeros 3 años de simulación discutidos anteriormente.

#### IV.1.13 Elipses de corriente (CANEK Y ROMS).

Finalmente se hace una comparación entre la estadística del modelo y observaciones mediante las elipses de variabilidad de la corriente en el Canal de Yucatán y cerca de este. Se utilizaron las velocidades a 30 metros de profundidad del modelo y se comparan con la figura de las elipses de corriente a 30 metros de profundidad (Badan *et al.* 2005). La figura 53, muestra las elipses de corriente de los datos del modelo. La magnitud de los vectores que están del lado de Yucatán es muy parecida aunque la orientación y forma de las elipses de variabilidad no es tan parecida a la de las observaciones (figura

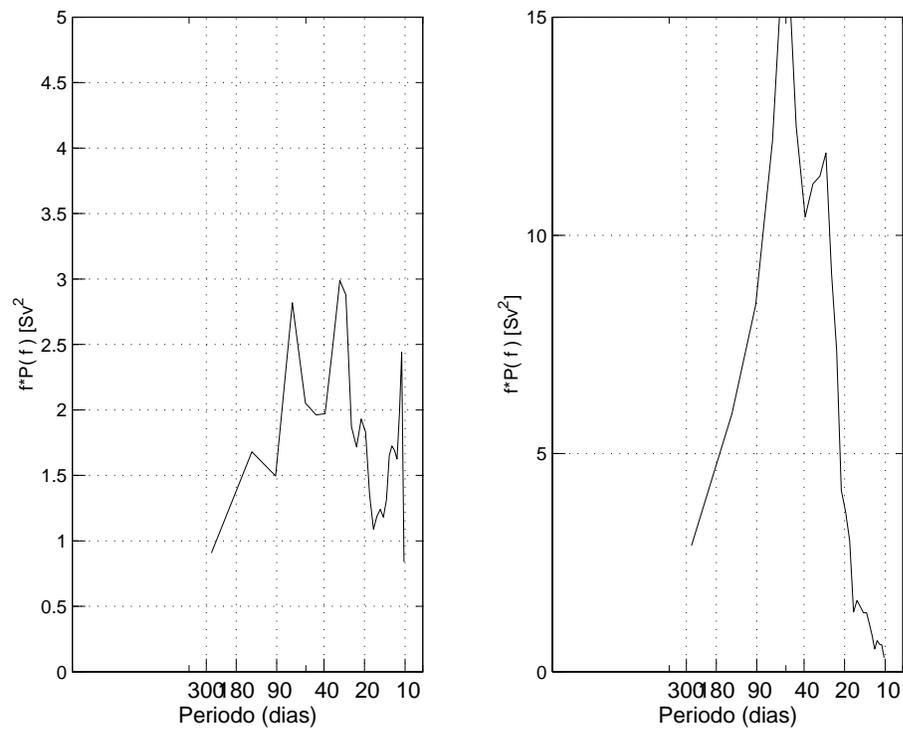


Figura 51: Espectros de varianza conservada del Transporte en el Canal de Yucatán obtenido con los datos de Canek y ROMS. Notar que las escalas son diferentes.

artículo de Badan *et al.* 2005). Del lado de Cuba, las diferencias con las observaciones son aun mayores en magnitud, pero la dirección de los vectores la forma de ls elipses de varianza son mas parecidas.

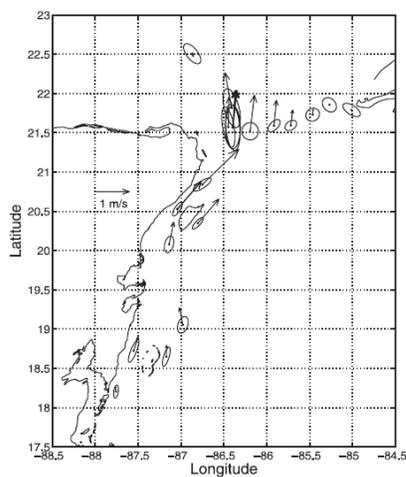


Figura 52: Elipses de la corriente promedio en el Canal de Yucatán (Badan *et al.*). 2005).

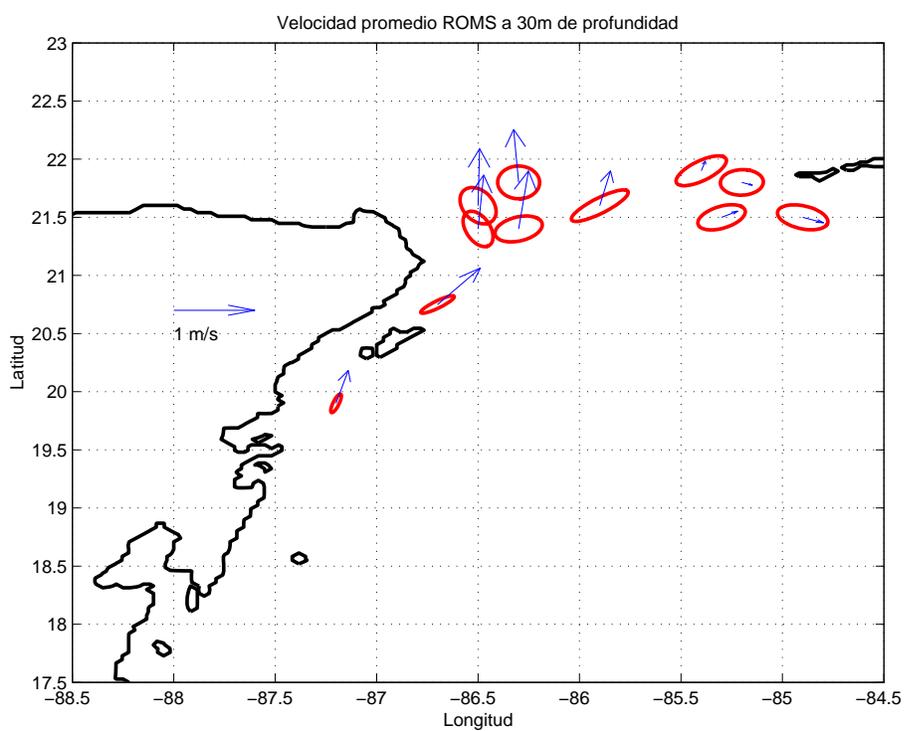


Figura 53: Elipses de la corriente promedio en el Canal de Yucatán con los datos de ROMS a 30 metros de profundidad.

# V

## Conclusiones

La comparación cualitativa que se realizó entre diversas observaciones y la simulación con el modelo ROMS, enfatiza el grado de similitud de las propiedades estadísticas de los diversos campos observados y modelados, ya que una comparación puntual no tiene sentido pues las series no coinciden en tiempo y el modelo usa forzamientos climatológicos. Las conclusiones son por lo tanto cualitativas y no cuantitativas:

El modelo resuelve adecuadamente la estructura vertical de la temperatura en las 7 regiones, pero hay diferencias cuantitativas importantes. El ROMS modela una termoclina difusa y la variabilidad sólo es similar en superficie.

El ROMS no reproduce correctamente la estructura de la salinidad en las 7 regiones. Esto es debido a que las condiciones iniciales con las que se corrió el modelo, no son correctas.

Como el modelo no simula bien la salinidad no puede reproducir correctamente las masas de agua. Los diagramas T-S del modelo están muy suavizados y no se distingue con claridad ninguna de las masas de agua presentes en el Caribe y Golfo de México. Por lo tanto este modelo, en estas condiciones no se recomienda para estudiar, masas de agua, o la estratificación en la columna de agua.

El impacto dinámico de los errores de densidad no es grande, debido a que la temperatura está mejor modelada que la salinidad y la temperatura es la variable más importante para obtener la densidad en esta zona, y es la que define los gradientes de presión en el balance dinámico.

De las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS), aplicadas a las anomalías del nivel del mar, se observan estructuras temporales y espaciales similares pero el orden de los modos y detalles de las estructuras son algo diferentes. El modelo parece producir una excesiva variabilidad superficial en comparación con las observaciones, aunque los patrones de variabilidad son muy similares

El análisis con FEOS de la *SST*, muestra estructuras espaciales muy similares entre los datos de ROMS y Reynolds, pero sólo se distingue la variabilidad anual.

El análisis con FEOS a los datos de la velocidad normal al Canal de Yucatán, tanto de Canek como de ROMS, muestra que el modelo hace un cambio en el orden de importancia entre el modo 1 (estructura tripolar) y el modo2 (estructura bipolar), lo que indica que la variabilidad de la estructura de la corriente vertical simulada está dominada por el paso de remolinos de escala similar al Canal (Candela, *et al.* 2003).

En el Canal de Yucatán la velocidad normal promedio y la desviación estandar presentan estructuras similares a las observadas. El intercambio en el orden de los modos obtenidos por el análisis mediante FEOS es similar al obtenido en modelos de niveles y este intercambio no parece ser debido a que se incluya o no a la plataforma continental, contrario a lo referido por (Ezer y Oey, 2004). Las fluctuaciones máximas (y exageradas) en el transporte se observan en los tres primeros años de la simulación lo que parece indicar que el modelo aun estaba en un proceso de spin-up.

Por último las elipses de variabilidad de la corriente, son similares del lado de Yucatán incluso en magnitud, pero del lado de Cuba el modelo muestra magnitudes más altas que los datos de Canek.

# VI

## Sugerencias

1. Iniciar primero spin up del modelo con datos climatológicos y después gradualmente pasar a condiciones de frontera provenientes del modelo del Atlántico ya sea de ROMS u otro.
2. Explorar esquemas numéricos que disminuyan la difusión vertical.
3. Explorar la sensibilidad del modelo a forzamientos obtenidos de diferentes climatologías y determinar cual es la que produce resultados más razonables.
4. Determinar si algunas fallas del modelo son debidas a forzamientos inadecuados o esquemas utilizados por ejemplo para modelar la capa de mezcla, (un ejemplo es la producción de agua muy fría en el modelo cerca de sudamérica).
5. Determinar la confiabilidad de la climatología de Levitus comparando con observaciones in situ.

## Referencias

- Abascal, A. J., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa, y A. Badan: 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.*, 108 (C12), 3381, doi: 10.1029/2003JC001922.
- Andrade, C. A., y E. D. Barton: 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 105 (C11): 26191-26201.
- Badan, A., J. Candela, J. Sheinbaum y J. Ochoa: 2005. Upper-layer Circulation in the Approaches to Yucatan Channel. En: Sturges, W. S. y A. Lugo-Fernandez, Eds., *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. Geophysical Monograph 161:57-69. Amer. Geophys. Union.
- Bunge, L., J. Ochoa, A. Badan, J. Candela, y J. Sheinbaum: 2002. Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension. *J. Geophys. Res.*, 107 (C12), 3233, doi: 10.1029/2001JC001256.
- Candela, J., J. Sheinbaum, J. Ochoa, A. Badan, y R. Leben: 2002. The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (22), 2059, doi: 10.1029/2002GL015587.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier, y J. Sheinbaum: 2003. Yucatan Channel flow: Observation versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *J. Geophys. Res.*, 108 (C12), 3385, doi: 10.1029/2003JC001961.
- Coronado, C., J. Candela, R. Iglesias-Prieto, J. Sheinbaum, M. López, y F. J. Ocampo-Torres: 2007. On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *J. Coral Reefs*, 26 (1):149-163, doi:10.1007/s00338-006-0175-9.

- Ezer, T., L. -Y. Oey, H. -C. Lee, y W. Sturges: 2003. The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model. *J. Geophys. Res.*, 108 (C1), 3012, doi: 10.1029/2002JC001509.
- Frantantoni, D. M., Johns, W.E., Townsend, T.L: 1995. Rins of the North Brazil Current: their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, 100 (C6), 10633-10654.
- Gallegos, A. y Czitrom, S: 1997. Aspectos de la Oceanografía Física Regional del Mar Caribe. En: Lavin, M., Unión Geofísica Mexicana, Eds. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía 3.
- Gill, A. E. y P. P. Niiler: 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Res.*, 20: 142-177 p.
- Gordon, A. L: 1967. Circulación of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 72(24), 6207-6223.
- Griffies, S. M., R. C. Pacanowski y R. W. Hallberg: 2000. Spurious diapycnal mixing associated with advection in a z-coordinate ocean model. *Monthly Weather Review*, 128, 538:564.
- Guerrero, L., J. Sheinbaum y J. Candela: 2004. Tracking eddies in the Caribbean Sea using AVISO altimetry analysis. Western Pac. *Geophys. Meeting*, Honolulu, HI.
- Johns, W. E., T. N. Lee, F. A. Schott, R. J. Zantopp y R. H, Evans: 1990. The North Brazil Current Retroflection: Seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.*, 95:22, 103-22, 120 p.
- Le Traon, P. Y. y F. Ogor: 1998. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon:

- The 2 cm challenge. En: Lavin, M., Unión Geofísica Mexicana, Eds. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía 3. 103: 8045-8057 p.
- Maul, G. A.:2003. climatic Change in the Intra-Americas Sea. Edward Arnold, Eds. London, 389 pp.
- Molonari, R. L., M. Spillane, I. Brooks, D. Atwood y C. Duckett: 1981. Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from lagrangian observations. *J. Geophys. Res.*,86:6537-6542 p.
- Mooers, C. N. K. y G. A. Maul: 1998. Intra-Americas sea circulation. En: Robinson, A.R., y K.H. Brink, Eds., *The Sea*, Vol. 11: 183-208. John Wiley and Sons, Inc.
- Morrison, J. M. y W. D. Nowlin: 1982. General distribution of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *J. Geophys. Res.*, 87 (C6): 4207-4229.
- Nystuen, J. A. y C. A. Andrade: 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 98: 8389-8394 p.
- Ochoa, J., A. Badan, J. Sheinbaum, y J.Candela: 2003. Canek: Measuring transport in the Yucatan Channel. En: Velasco Fuentes, O.U., J. Sheinbaum, and J. Ochoa, Eds., *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*: 275-286. Kluwer Academic Publishers. Países Bajos.
- Oey, L. -Y., H. -C. Lee, y W. J. Schmitz Jr.: 2003. Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical study. *J. Geophys. Res.*, 108 (C10), 3324, doi:10.1029/2002JC001698.
- Percival, D. B. and A.T. Walden. 1993: *Spectral Analysis for Physical Applications: Multitaper and Conventional Univariate Techniques*. Cambridge Univ Press, 611

pp.

- Phillips, J. B: 1957. A review of the rockfishes of California. California Department of Fish and Game Fish Bulletin 104. 157 pp.
- Reynolds, R. W., y T. M. Smith: 1994. Improved global sea surface temperature analyses using optimal interpolation. *J. Clim.*, 7,929-948.
- Rivas, D., A. Badan, y J. Ochoa: 2005. The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (10): 1763-1781.
- Roemmich, D: 1981. Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *J. Geophys. Res.*, 86: 7993-8005 p.
- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, y J. Ochoa: 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (0), doi: 10.1029/2001GL013990.
- Sheinbaum, J., J. Zavala y J. Candela: 1997. Modelación numérica del Golfo de México y Mar Caribe. En: Lavin, M., Unión Geofísica Mexicana, Eds. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía 3.
- Song, Y. and D. B. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comp. Phys.*, 115(1), 228-244.
- Stammer, D: 1997. Steric and wind -induced changes in TOPEX/POSEIDON large-scale sea surface topography observations. *J. Geophys. Res.*, 102:20,987-21,009p.
- Stammer, D. y C. Wunsch: 1999. Temporal changes in eddy energy of the oceans. *Deep Sea Res.*, 46(2), 77-108.

Sturges, W.: 2005. Deep-water exchange between the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico. En *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. W. S. Sturges y A. Lugo-Fernandez, Eds., Geophysical Monograph 161, Amer. Geophys. Union, 263-278.

# Apéndice A

## Funciones empíricas ortogonales

El método de Funciones Empíricas Ortogonales Reales (FEO's) es un procedimiento estadístico que sirve para identificar patrones ortogonales de comportamiento espacial y temporal de un conjunto de datos. Dicho de otra manera, los FEOS sirven para describir la variabilidad espacio-temporal de una de serie de datos mediante la suma de patrones estacionarios independientes entre sí asociados a ese campo, y de esta manera, explicar con el menor número posible de modos el mayor porcentaje de varianza de las series.

El análisis de FEOS de una serie de datos, se puede hacer por lo menos de dos formas diferentes:

Una manera, es construir la matriz de covarianza de los datos y calcular los eigenvalores y eigenvectores. Llamemos a la matriz de datos  $X$  con dimensiones de  $M \times N$  donde  $M$  representa el número de puntos en el espacio y  $N$  el número de mapas temporales.

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} X_{11} & \dots & X_{1N} \\ X_{M1} & \dots & X_{MN} \end{pmatrix} \quad (8)$$

Y  $(C)$  la matriz de covarianza, la cual se obtiene de la multiplicación de la matriz de datos  $X$  por su transpuesta  $X'$ . Entonces  $C$  se puede escribir de la siguiente manera;

$$C = \frac{1}{N} X X' \quad (9)$$

Reescribiendo la ecuacion (9);

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} \langle X_1 X_2 \rangle & \dots & \langle X_1 X_M \rangle \\ \langle X_M X_1 \rangle & \dots & \langle X_M X_M \rangle \end{pmatrix} \quad (10)$$

donde  $\langle X_i X_j \rangle$  es la covarianza entre las series  $X_i$  y  $X_j$  definida como:

$$\langle X_i X_j \rangle = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N X_i(t) X_j(t) \quad (11)$$

con  $i, j=1 \dots M$ ,  $C$  es simétrica y cuadrada, aunque  $X$  no lo sea. Y después de haber calculado la matriz de covarianza, se resuelve el problema de eigenvalores:

$$C * E = E * \Lambda \quad (12)$$

es decir, se descompone la matriz de covarianza en matrices  $\Lambda$  y  $E$ . Siendo  $\Lambda$  una matriz diagonal de  $M \times M$  que contiene los eigenvalores  $\lambda_k$  de  $C$ :

$$\Lambda = \begin{pmatrix} \lambda_1 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_M \end{pmatrix} \quad (13)$$

Aunque la dimensión de la matriz  $\Lambda$  es  $M \times M$ , si el rango de  $C$  es  $K$ , sólo los eigenvalores  $\lambda_k$ ,  $k=1 \dots K$  mayores a cero son importantes para representar  $X$ . Y por lo tanto la dimensión efectiva de  $\Lambda$  es  $K \times K$ .

Los vectores columna de la matriz cuadrada  $E$ , de  $M \times M$ , son los eigenvectores de  $C$  correspondientes a los eigenvalores  $\lambda_k$ :

Cada  $\lambda_k$  diferente de cero está asociado con un vector  $E^k$  de la matriz  $E$ . Por tanto si el rango de  $C$  es  $K$ , sólo  $K$  eigenvectores son usados en la descomposición, y la dimensión

efectiva de  $E$  que tiene dimensiones de  $M \times K$ , donde  $M$  son las posiciones espaciales y  $K$  los modos de la descomposición. Los eigenvectores  $E^k$  son ortogonales entre sí. Cada eigenvector representa la estructura espacial del modo  $k$  y el conjunto de modos se les conoce como Funciones Empíricas ortogonales o simplemente FEOS.

La evolución temporal de los modos también llamada Componentes Principales, está dada por la proyección de la serie de datos  $X_m(t)$  en los eigenvectores  $E^k$ :

$$A^k(t) = \sum_{m=1}^M E_m^k X_m(t) \quad (14)$$

donde  $m=1:M$  indica posición,  $t=1:N$  tiempo y  $k=1:K$  los modos. Cada eigenvalor  $\lambda_k$  es proporcional al porcentaje de varianza del campo  $X$  explicado por el modo  $K$  (Hartmann, 2003), calculado como:

$$\%VarianzaModok = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^K \lambda_i} * 100 \quad (15)$$

La otra técnica para obtener FEOS y sus componentes principales es hacer la descomposición en valores singulares (*svd*) de la matriz de datos para obtener los eigenvalores, eigenvectores y componentes principales sin calcular antes la matriz de covarianza.

El cálculo con *svd* consiste en que cualquier matriz  $X$  rectangular de  $M \times N$  puede descomponerse como el producto de tres matrices:

Una matriz  $U$  de  $M \times M$  con columnas ortonormales, que son los modos espaciales asociados a cada valor singular.

Una matriz  $S$  de las mismas dimensiones que  $X$ , que es una matriz rectangular, que contiene elementos no negativos en la diagonal, que son diferentes de cero o nulos y ceros fuera de la diagonal. Los valores en la diagonal están en orden decreciente y son los valores singulares  $S$  que contienen la información sobre las *unidades* físicas de los datos. Por último una matriz  $V$  de  $N \times N$  también de columnas ortonormales que están

asociadas a las componentes principales antes mencionadas. De tal manera que si se saca la transpuesta de  $V'$  y se obtiene el producto de estas tres matrices, se puede reconstruir la serie original (Abascal,2002), ecuacion 16.

$$X = U * S * V'; \quad (16)$$

Para obtener resultados similares a la técnica con eigenvectores, se hace la descomposición de valor singular de la matriz  $X/\sqrt{(N)}$ . Los FEOS están dados por el producto  $U*S$  mientras que las componentes principales se obtienen de multiplicar  $V * \sqrt{(N)}$  los cuales tienen varianza unitaria. Al igual que con la matriz de covarianza, si el rango de la matriz es  $k$  sólo existen  $k$  valores singulares diferentes de cero. Cada eigenvalor de la matriz de covarianza es igual al cuadrado de su correspondiente valor singular.

# Apéndice B

## Espectros de varianza conservada

Los series de tiempo obtenidas de los FEOS se analizaron con técnicas espectrales, para saber en que bandas de frecuencias estaba la varibilidad. Para este análisis se utilizó la rutina `pmtm` 'Power Spectral Density (PSD) estimate via the Thomson multitaper method (MTM)' de *matlab6.1*. Esta técnica utiliza funciones prolatto esferoidales como "ventanas" para estimar y promediar el espectro. Se utilizaron 512 valores para calcular la transformada de Fourier y un factor (NW) de 3.5 asociado al ancho de banda y al número de funciones (2NW-1) prolatto esferoidales que se usan para estimar el espectro el cual está dado por:

$$spec = \frac{1}{2NW - 1} \sum_{k=1}^{2NW-1} serie(t) * prosher_k; \quad (17)$$

Donde \* indica la operación de convolución. Para mayores detalles ver el manual de MATLAB y el libro *Spectral Analysis for Physical Applications: Multitaper and Conventional Univariate Techniques*, D.B. Percival and A.T. Walden, Cambridge Univ Press, 1993.