



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

VARIABILIDAD DE LA ESTRATIFICACIÓN EN EL
CANAL DE YUCATÁN Y SU RELACIÓN CON LA
CORRIENTE DEL LAZO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN FÍSICA

P R E S E N T A :

SUSANA HIGUERA PARRA

TUTOR

DR. ERICK RAÚL OLVERA PRADO

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, 2022



1. Datos del alumno

Higuera

Parra

Susana

55 41 94 55 36

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Física

314532783

2. Datos del tutor

Dr.

Erick Raúl

Olvera

Prado

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Jorge

Zavala

Hidalgo

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Luis Efraín

Moreles

Vázquez

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Ana Karina

Ramos

Musalem

6. Datos del sinodal 4

Dr.

Ismael de Jesús

Mariño

Tapia

7. Datos del trabajo escrito

Variabilidad de la estratificación en el Canal de Yucatán y su relación con la Corriente del

Lazo

156 p

2022

*Dedicado a
mis padres y hermana.*

Agradecimientos

Agradezco al Universo por la vida, salud, amor y guía en mi andar.

A mi mamá por ser mi gran compañera, amiga y maestra, por su amor incondicional y sus muchas formas de demostrármelo cada día.

A mi papá por sus palabras de aliento, consejos y enseñanzas, por su amor, cariño, entrega y apoyo constantes.

A mi hermana Ale por caminar a mi lado desde pequeñas, por su amor y todos los momentos compartidos.

A los tres, por ser luz en mi vida.

A mis abuelitos Lupita y Gilberto por embellecer mi camino con su alegría, amor y poesía.

A toda mi familia, porque sin importar lo lejos que estemos su amor y unión me dan fuerza.

A todas las personas que me acompañaron en esta etapa de mi vida.

A mis amigos Miztli, Elser y David, cuya amistad percibo aun en la distancia.

A Andrea, por su amistad y por compartir conmigo su manera de sentir el mundo.

A los doctores Efraín Moreles y Erick Olvera, por ser mis mentores y amigos, por enriquecer el proceso con sus enseñanzas y guía, y por brindarme su apoyo y confianza.

A los integrantes del grupo Interacción Océano-Atmósfera del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático, por su apoyo en el desarrollo de esta investigación y su cálido recibimiento.

A los miembros del jurado: Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Dr. Efraín Moreles, Dra. Karina Ramos y Dr. Ismael Mariño Tapia, por revisar la tesis y contribuir a la mejora del proyecto.

Al Programa UNAM-PAPIIT IA104320 por su apoyo en la realización de esta investigación.

Al Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático por el uso del cluster Ometeotl y a los participantes del proyecto UNAM-PAPIIT IA104320: Efraín Moreles, Erick Olvera, Luis Zamudio López, María E. Osorio Tai, Oscar Navarro Sánchez, Jenny Vázquez Ramírez, Pavel Oropeza Alfaro y Juan Nieblas Piquero.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por la oportunidad de realizar mis estudios de licenciatura y contribuir a mi crecimiento personal y académico.

Resumen

La variabilidad del flujo a través del Canal de Yucatán (CY), representado principalmente por la Corriente de Yucatán, refleja el vínculo entre la dinámica en el Mar Caribe Noroeste y el interior del Golfo de México (GdM). Estudios previos han mostrado que la variabilidad de la estructura vertical hidrográfica y de estratificación asociada a la Corriente de Yucatán está relacionada con procesos dinámicos regionales y con la Corriente del Lazo (CL), el patrón de circulación dominante en el GdM. Hasta el momento no se tiene un análisis robusto de los principales patrones y escalas de variabilidad de la estratificación en el CY y su vínculo con el comportamiento de la CL, por lo que quedan muchas preguntas sin contestar al respecto, considerando el incremento observado en la estratificación superior del océano atribuido al cambio climático. En este trabajo se estudió la variabilidad no estacional de la estratificación superior (por arriba de los 400 m de profundidad) en una sección longitudinal del CY y su relación con la CL, incluyendo escalas temporales de largo plazo aún no abordadas por análisis observacionales. Con el fin de obtener resultados físicamente consistentes, robustos y realistas, se utilizaron salidas diarias de dos simulación libres de 22 años con el modelo *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) en el GdM, sin y con forzamiento atmosférico. Mediante Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs), se estimaron los principales modos de variabilidad del cuadrado de la frecuencia de boyancia y de la boyancia columnar. El principal modo de la estratificación es descrito por una anomalía dipolar en la sección oeste, con escalas temporales características de 1.5-7.5 años. Este modo está fuertemente relacionado con el ascenso de las isothermas por arriba del talud del Banco de Campeche Oriental, el desplazamiento zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán, la intrusión de la CL y el desprendimiento de Remolinos de la Corriente del Lazo (RCL). Su variabilidad temporal es influenciada por eventos de interacción entre la CL y anomalías ciclónicas periféricas en su margen este y en el noreste del Banco de Campeche. Los modos de orden superior son determinados por el forzamiento atmosférico, que añade importancia a la variabilidad en la sección este del CY e induce variaciones de más alta frecuencia. Los resultados sugieren una estrecha relación entre la estructura vertical hidrográfica y de estratificación en la sección superior del CY, la dinámica de la CL en el CY y en el interior del GdM, y la interacción de la CL con la circulación de mesoescala circundante, con posibles implicaciones en el desarrollo de la surgencia en la costa este de la península de Yucatán. Con esto se contribuye al entendimiento de la variabilidad en el CY y su relación con la CL.

Acrónimos

AAIW	Agua Intermedia Antártica (<i>Antarctic Intermediate Water</i>)
ADCP	Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>)
CCC	Contracorriente Cubana
CFSR	NCEP <i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CFSv2	NCEP <i>Climate Forecast System version 2</i>
CL	Corriente del Lazo
CSUW	Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (<i>Caribbean Subtropical Underwater</i>)
CTD	<i>Conductivity-Temperature-Depth</i>
CY	Canal de Yucatán
DEP	Densidad espectral de potencia
EOS-80	Ecuación Internacional de Estado del Agua de Mar - 1980
FEOs	Funciones Empíricas Ortogonales
GdM	Golfo de México
GOFS	<i>Global Ocean Forecasting System</i>
HYCOM	<i>HYbrid Coordinate Ocean Model</i>
ICAyCC	Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático
IOA	Grupo Interacción Océano-Atmósfera
NADW	Agua Profunda del Atlántico Norte (<i>North Atlantic Deep Water</i>)
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
OBNoW-25	<i>Open Boundaries - No Wind - 1/25° resolution</i>
OBW-25	<i>Open Boundaries - Wind - 1/25° resolution</i>

PVE	Proporción de varianza explicada
RCL	Remolino de la Corriente del Lazo
SVD	Técnica de descomposición en valores singulares (<i>Singular value decomposition</i>)
SCL	Sistema de la Corriente del Lazo
SSH	Altura de la superficie del mar (<i>Sea surface height</i>)
SUW	Agua Subtropical Subsuperficial (<i>Subtropical Underwater</i>)
TACW	Agua Central del Atlántico Tropical (<i>Tropical Atlantic Central Water</i>)
TEOS-10	Ecuación Termodinámica Internacional de Estado del Agua de Mar - 2010

Contenido

Resumen	VIII
Acrónimos	X
1. Introducción	1
1.1. Circulación en el Golfo de México (GdM)	1
1.2. Flujo a través del Canal de Yucatán (CY)	4
1.3. Relación entre la variabilidad en el CY y la Corriente del Lazo (CL)	6
1.4. Justificación	8
1.5. Hipótesis	9
1.6. Objetivos	9
1.6.1. Objetivo general	9
1.6.2. Objetivos particulares	9
2. Simulaciones numéricas	11
2.1. Modelo HYCOM	11
2.1.1. Coordenadas verticales	11
2.1.2. Malla horizontal	13
2.1.3. Ecuaciones de pronóstico	14
2.1.4. Ecuación de estado	17
2.2. Configuración del modelo HYCOM en el GdM	18
2.3. Experimentos con la configuración de HYCOM en el GdM	20
2.3.1. Experimento OBW-25 con forzamiento atmosférico	21
2.3.2. Experimento OBNoW-25 sin forzamiento atmosférico	33
3. Métodos	41
3.1. Estratificación en el CY	41

3.1.1.	Frecuencia de boyancia N	41
3.1.2.	Boyancia columnar	43
3.1.3.	Estructura y procesamiento de datos	45
3.1.4.	Cálculo de N^2	45
3.1.5.	Cálculo de la boyancia columnar	48
3.1.6.	Filtro en los datos de N^2 y boyancia columnar en el CY	49
3.2.	Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs)	52
3.2.1.	Teoría del análisis de FEOs	52
3.2.2.	Análisis de FEOs en las anomalías de N^2 y de la boyancia columnar	58
4.	Resultados	59
4.1.	Variabilidad de la estratificación en el CY: experimento sin forzamiento atmosférico	59
4.1.1.	Variabilidad de N^2	59
4.1.2.	Variabilidad de la boyancia columnar	63
4.1.3.	Variabilidad de la estratificación en el CY y la Corriente de Yucatán	67
4.1.4.	Variabilidad de la estratificación en el CY y la CL	70
4.2.	Variabilidad de la estratificación en el CY: experimento con forzamiento atmosférico	77
4.2.1.	Variabilidad de N^2	77
4.2.2.	Variabilidad de la boyancia columnar	84
4.2.3.	Variabilidad de la estratificación en el CY y la Corriente de Yucatán	90
4.2.4.	Variabilidad de la estratificación en el CY y la Contracorriente Cubana (CCC)	95
4.2.5.	Variabilidad de la estratificación en el CY y la CL	97
5.	Discusión y conclusiones	105
5.1.	Discusión	105
5.2.	Conclusiones	109
Apéndices		
A.	Filtro digital	111
A.1.	Definiciones preliminares	111
A.2.	Filtro digital lineal y no recursivo	112
A.3.	Filtro Lanczos pasa bajas	113

B. Análisis espectral	117
B.1. Transformada Discreta de Fourier (DFT)	117
B.2. Periodograma	118
B.3. Tapering y periodograma modificado	118
B.4. Método Multitaper	120
C. Métricas de la CL	123
Bibliografía	125

Índice de figuras

1.1. Temperatura superficial del mar (SST) y velocidad superficial promedio en el GdM, provenientes de una simulación de largo plazo (22 años) con HYCOM. La Corriente del Lazo (CL) penetra en el GdM desde el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán (CY), da un giro en sentido horario y sale por el Estrecho de Florida hacia el Océano Atlántico Norte.	2
2.1. Coordenadas verticales híbridas en HYCOM. La capa de mezcla superficial es representada por coordenadas de profundidad constante z , el océano interior por coordenadas isopícnas, y el fondo marino por coordenadas σ . Figura tomada de Griffies et al. (2000).	12
2.2. Malla Arakawa C de HYCOM	14
2.3. Dominio de la configuración de HYCOM en el GdM, GOM10.04. Sus fronteras abiertas se indican con líneas de color.	19
2.4. Campos promedio de (a) velocidad zonal y (b) velocidad meridional en la sección del CY (definida a los 21.813°N, y entre los 84.96°W y 86.8°W), calculados con datos del experimento OBW-25 en el periodo del 1 de enero de 1994 al 31 de diciembre de 2015.	22
2.5. Campos observacionales de velocidad meridional promedio en el CY, reportados por: (a) Sheinbaum et al. (2002), en el periodo de agosto de 1999 a junio de 2000; (b) Athié et al. (2015), en los periodos de mayo 2010 a mayo 2011 y de julio 2012 a junio 2013; (c) Candela et al. (2019), en el periodo de septiembre de 2012 a agosto de 2016; y (d) Durante-Barajas (2021), en el periodo de julio 2012 a julio 2018.	24
2.6. Campo de velocidad zonal promedio en la sección del CY obtenido por Abascal et al. (2003) con datos observacionales de un arreglo de anclajes en la sección del CY, en el periodo de agosto de 1999 a junio de 2000.	25
2.7. Campos promedio de (a) temperatura y (b) salinidad en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBW-25 en el periodo total de la simulación.	26

- 2.8. (a) Campo de temperatura promedio en el CY obtenido por Candela et al. (2002) de un conjunto de observaciones con *Conductivity-Temperature-Depth* (CTD) recolectadas durante siete cruceros en el CY en diferentes épocas del año, entre diciembre de 1996 y junio de 2001. (b) Campo de temperatura promedio en el CY obtenido por Durante-Barajas (2021) de un conjunto de datos observacionales provenientes de un arreglo de anclajes en la sección del CY, en el periodo del 13 de julio de 2016 a julio de 2018. 27
- 2.9. (a) Campo de salinidad promedio en el CY obtenido por Candela et al. (2003) de un conjunto de mediciones de CTD recolectadas durante ocho cruceros oceanográficos en el CY en diferentes épocas del año, entre diciembre de 1996 y agosto de 2002. (b) Campo de salinidad promedio en el CY obtenido por Rivas et al. (2005) de mediciones de CTD recolectadas durante tres cruceros oceanográficos en el CY, en los periodos de agosto-septiembre 1999, junio-julio 2000 y mayo-junio 2001. 29
- 2.10. Climatología diaria del transporte total en el CY (línea continua roja), calculada con los datos del experimento OBW-25 en todo el periodo de simulación. Para cada día del año se muestra la climatología diaria \pm una desviación estándar (líneas punteadas azules). 31
- 2.11. (a) Climatología mensual del transporte total estimada por Rousset y Beal (2010) a través del CY en el periodo 2002-2006 (línea negra); a través del Estrecho de Florida a los 26°N en el periodo 2001-2006 (línea roja); y a través del Estrecho de Florida a los 27°N en el periodo 2001-2006 (línea gris). (b) Climatología mensual del transporte total a través del CY (línea negra) y del Estrecho de Florida a los 26°N (línea roja), obtenida por Rousset y Beal (2011) de datos de una simulación de alta resolución en el Mar Caribe. (c) Climatología mensual del transporte total a través del CY (línea negra sólida) y ciclo estacional del transporte a través del CY (línea gris punteada), formado por la suma de los armónicos anual y semianual, obtenidos por Athié et al. (2020) de observaciones de anclajes en los periodos 2010-2011 y 2012-2016. En (c) los puntos negros indican la mediana, las cajas indican los percentiles 25 y 70, y las líneas verticales los valores mínimo y máximo. 32
- 2.12. Campos promedio de (a) velocidad zonal y (b) velocidad meridional en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBNoW-25 en todo el periodo de simulación. 34
- 2.13. Campos promedio de (a) temperatura y (b) salinidad en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBNoW-25 en el periodo total de simulación. 37
- 2.14. Climatología diaria del transporte total en el CY (línea continua roja), calculada con los datos del experimento OBNoW-25 en todo el periodo de simulación. Para cada día del año se muestra la climatología diaria \pm una desviación estándar (líneas punteadas azules). 39

3.1. Dominio horizontal utilizado en las simulaciones con HYCOM en el GdM. Las líneas de color indican las fronteras abiertas al norte, este y sur. Los contornos grises representan las isóbatas de 1000, 2000, 3000 y 4000 m. La línea café en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis.	46
3.2. Funciones de respuesta del filtro Lanczos pasa bajas con (a) 3 pesos y frecuencia de corte 1/3, y (b) 61 pesos y frecuencia de corte 1/45.	50
3.3. En la sección del CY, a los 35.0022 m de profundidad y en la longitud 86.2°W: (a) Serie temporal de N^2 en todo el periodo de simulación; (b) series temporales de la anomalía de N^2 sin filtro (línea verde) y con filtro Lanczos pasa bajas de 61 pesos y periodo de corte de 45 días (línea roja), en el periodo 2000-2004; y (c) estimación Multitaper (ver apéndice B) de la densidad espectral de potencia (DEP) de las series temporales completas en (a) y (b), con el mismo código de color. En (c) el eje vertical izquierdo corresponde al espectro de N^2 , y el derecho a los espectros de su anomalía sin y con filtro.	51
4.1. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de N^2 . Experimento sin forzamiento atmosférico.	60
4.2. Estimación Multitaper (ver apéndice B) de la densidad espectral de potencia (DEP) de la componente principal del modo 1 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.	61
4.3. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de N^2 . Experimento sin forzamiento atmosférico.	62
4.4. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.	62
4.5. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de la boyancia columnar. Experimento sin forzamiento atmosférico.	64
4.6. Componente principal del modo 1 de N^2 (línea roja) y del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul). Los periodos sombreados corresponden a la señal positiva sobresaliente en ambas componentes principales. Experimento sin forzamiento atmosférico.	65
4.7. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar, con los periodos de mayor DEP indicados en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.	65
4.8. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de boyancia columnar. Experimento sin forzamiento atmosférico.	66

- 4.9. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de la boyancia columnar, con los periodos de mayor DEP indicados en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico. 66
- 4.10. (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con la longitud 86.05°W indicada con una línea negra punteada. Diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) temperatura in situ a los 86.42°W en los primeros 150 m por debajo de la superficie, en el periodo 1994-2015. Experimento sin forzamiento atmosférico. 68
- 4.11. Series temporales de la componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración al norte de la CL (línea verde). Los eventos de separación de RCL (sin reincorporación) se identifican con líneas discontinuas verticales. Experimento sin forzamiento atmosférico. 70
- 4.12. Series temporales de la componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración al norte de la CL (línea verde), en el periodo de 1994 a 2004. Los días de separación de RCL (sin reincorporación) se identifican con líneas discontinuas verticales. La latitud máxima de la CL en el día 140 del año 1996 (al que se hace referencia en la figura 4.13) se señala con un asterisco negro. Experimento sin forzamiento atmosférico. 71
- 4.13. Perfiles verticales de (a) velocidad meridional, (b) temperatura in situ y (c) N^2 en la sección del CY; y (d) mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en el día 140 del año 1996. La línea amarilla en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis. Experimento sin forzamiento atmosférico. . . 72
- 4.14. Mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en días asociados a los seis eventos de desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este (sombreados en la figura 4.11). Experimento sin forzamiento atmosférico. 75
- 4.15. Mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM en días asociados a los eventos de separación de RCL en 2001 y 2014. En el evento del 2001: (a) dos formaciones ciclónicas al noreste del Banco de Campeche y al este de la CL estrangulan a la CL; (b) se separa un RCL y ambos ciclones se fusionan; y (c) el ciclón resultante permanece estacionario al norte de la CL. En el evento del 2014: (d) una formación ciclónica al este estrangula a la CL y constriñe su crecimiento, y al noreste del Banco de Campeche se identifica una región de SSH negativa débil; (e) se separa un RCL y el ciclón al noreste se fusiona con la región de SSH negativa débil; (f) el ciclón resultante permanece estacionario al norte de la CL. Experimento sin forzamiento atmosférico. 76
- 4.16. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico. 78

4.17. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de N^2 en OBNoW-25 (línea roja) y OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas señalan en meses los periodos de mayor DEP en la banda de 3 a 10 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.	79
4.18. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.	80
4.19. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.	80
4.20. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 3 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.	81
4.21. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 3 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.	81
4.22. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 4 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.	82
4.23. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 4 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.	83
4.24. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico.	84
4.25. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25 (línea roja) y OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas señalan los periodos de mayor DEP en meses, en la banda de 2-12 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.	85
4.26. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico.	87

- 4.27. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25 (línea roja), y del modo 2 de la boyancia columnar en OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses, en la banda de 2-12 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico. 87
- 4.28. (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 3 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico. 88
- 4.29. Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 3 de la boyancia columnar. En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico. 89
- 4.30. En el periodo 1994-2015: (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con periodos de mayor correlación sombreados y su coeficiente de correlación de Spearman correspondiente; diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) anomalía de temperatura in situ a los 86.42°W, en los primeros 150 m por debajo de la superficie. Experimento con forzamiento atmosférico. 91
- 4.31. En el periodo de enero 2002 a principios de 2004: (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con periodos de mayor correlación sombreados y su coeficiente de correlación de Spearman correspondiente; diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) anomalía de temperatura in situ a los 86.42°W, en los primeros 150 m por debajo de la superficie. Experimento con forzamiento atmosférico. . . 92
- 4.32. (a) Componente principal del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja). (b) Componente principal del modo 2 de la boyancia columnar (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja). Experimento con forzamiento atmosférico. 93
- 4.33. (a) Componente principal del modo 3 de N^2 (línea azul) y velocidad meridional del núcleo de la CCC (línea roja). (b) Componente principal del modo 3 de la boyancia columnar (línea azul) y velocidad meridional del núcleo de la CCC (línea roja). Experimento con forzamiento atmosférico. 95
- 4.34. Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico. . . 97

4.35. Componente principal del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico. 99

4.36. Componente principal del modo 2 de la boyancia columnar (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico. 99

4.37. Perfiles verticales de (a) velocidad meridional, (b) temperatura in situ y (c) N^2 en la sección del CY; (d) mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en el día 253 del año 2003. La línea amarilla en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis. Experimento con forzamiento atmosférico. . . 100

4.38. Mapas de SSH y velocidad superficial en el GdM, en los eventos de desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán e interacción de la CL con formaciones ciclónicas periféricas, en los años 1998 (a-c), 2003 (d-f) y 2010 (g-i). Experimento con forzamiento atmosférico. 102

4.39. Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos de mayor penetración al norte de la CL. El eje temporal se divide en meses. Experimento con forzamiento atmosférico. . 103

A.1. Función de respuesta de un filtro pasa bajas ideal con frecuencia de corte f_c . (Obtenida de Thomson y Emery (2014)) 113

A.2. 1) *Ideal design curve*: Función de respuesta del filtro pasa bajas ideal con frecuencia de corte $\omega_c = 0,4\omega_N$ (ω_N la frecuencia de Nyquist), 2) *Unwindowed curve*: función de respuesta del filtro pasa bajas ideal aproximada con una serie de Fourier truncada de $M=10$ términos, 3) *After using sigma factor*: función de respuesta del filtro Lanczos pasa bajas, y 4) *Double smoothing*: función de respuesta al aplicar el filtro Lanczos pasa bajas dos veces. (Obtenida de Thomson y Emery (2014)) 115

B.1. Primeras 7 secuencias slepianas correspondientes a $N = 8192$ y $NW\Delta t = 4$. . 121

1 Introducción

1.1. Circulación en el Golfo de México (GdM)

El Golfo de México (GdM) es un mar semi-cerrado ubicado entre las costas de México, Estados Unidos y Cuba, con un área superficial de 1.5 millones de km², que se conecta al este con el Océano Atlántico Norte a través del Estrecho de Florida, y al sur con el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán (CY) (Oey Jr. et al., 2005; Yoskowitz et al., 2013). De acuerdo con Yoskowitz et al. (2013), el GdM no puede ser definido únicamente por sus rasgos físicos, sino también, con igual o mayor importancia, por la interacción tierra-océano, las actividades humanas y los recursos naturales que satisfacen las necesidades de la población. En beneficio de las comunidades en interacción (directa o indirecta) con el GdM, el ser humano ha creado una estructura económica y administrativa en el Golfo, donde convergen diversas actividades como el comercio, la industria de petróleo y gas, la pesquería comercial, artesanal y de subsistencia, y el turismo; siendo la explotación y producción de gas y petróleo la actividad con mayor contribución a la economía nacional y regional.

Cabe destacar la importancia biológica y ecológica del GdM, hogar y ruta migratoria de animales como tortugas, aves, peces y algunos mamíferos marinos. En esta región viven cinco de las siete especies de tortugas en el mundo, y algunas especies de aves la utilizan para trasladarse en sus migraciones. En suma, el GdM es un importante recurso natural que representa el soporte económico de numerosas comunidades costeras y el hábitat de diversas especies marinas (Sturges et al., 2005; Yoskowitz et al., 2013).

La circulación oceánica en el GdM afecta directamente los recursos de la región: transporta flora, fauna, nutrientes y contaminantes (Yoskowitz et al., 2013); influye en la intensidad de huracanes, determinando la magnitud de su impacto; contribuye en los afloramientos de algas marinas; determina la respuesta a derrames de petróleo; y afecta la cadena trófica, el turismo, la pesca y, en general, la economía regional. Por tanto, para el manejo consciente de sus recursos es necesario el entendimiento de la circulación oceánica en el GdM. El conocimiento de sus corrientes y de su variabilidad es particularmente importante en la industria pesquera y de extracción de petróleo y gas, y clave en la comprensión, manejo y solución de problemas ambientales como los derrames de petróleo y los brotes de algas, así como en la predicción de la evolución de los huracanes y su impacto (Sturges et al., 2005; NASEM, 2018).

La circulación oceánica general en el GdM se caracteriza por sus componentes más energéticos: la Corriente del Lazo (CL) y los Remolinos de la Corriente del Lazo (RCL), que en

conjunto conforman al Sistema de la Corriente del Lazo (SCL) (Oey Jr. et al., 2005). La CL (figura 1.1) es el rasgo dominante de la circulación oceánica en el este del GdM y el principal forzamiento de la circulación en todo el Golfo. Entra por el CY -donde se conoce como la Corriente de Yucatán- cuando las aguas más cálidas del Mar Caribe penetran en el GdM (Sturges et al., 2005; Oey Jr. et al., 2005; Leben, 2005; NASEM, 2018), da un giro en sentido horario y sale hacia el Océano Atlántico Norte por el Estrecho de Florida (Leben, 2005), eventualmente convirtiéndose en la intensa Corriente del Golfo (Yoskowitz et al., 2013). Este sistema de corrientes -que fluye a través del Mar Caribe, pasa por el GdM conectando el CY y el Estrecho de Florida, y finalmente se convierte en la Corriente del Golfo- es parte de la rama occidental del giro subtropical del Atlántico Norte y de la Circulación Meridional de Retorno del Océano Atlántico, la cual es determinante en el cambio climático (Lin et al., 2009).

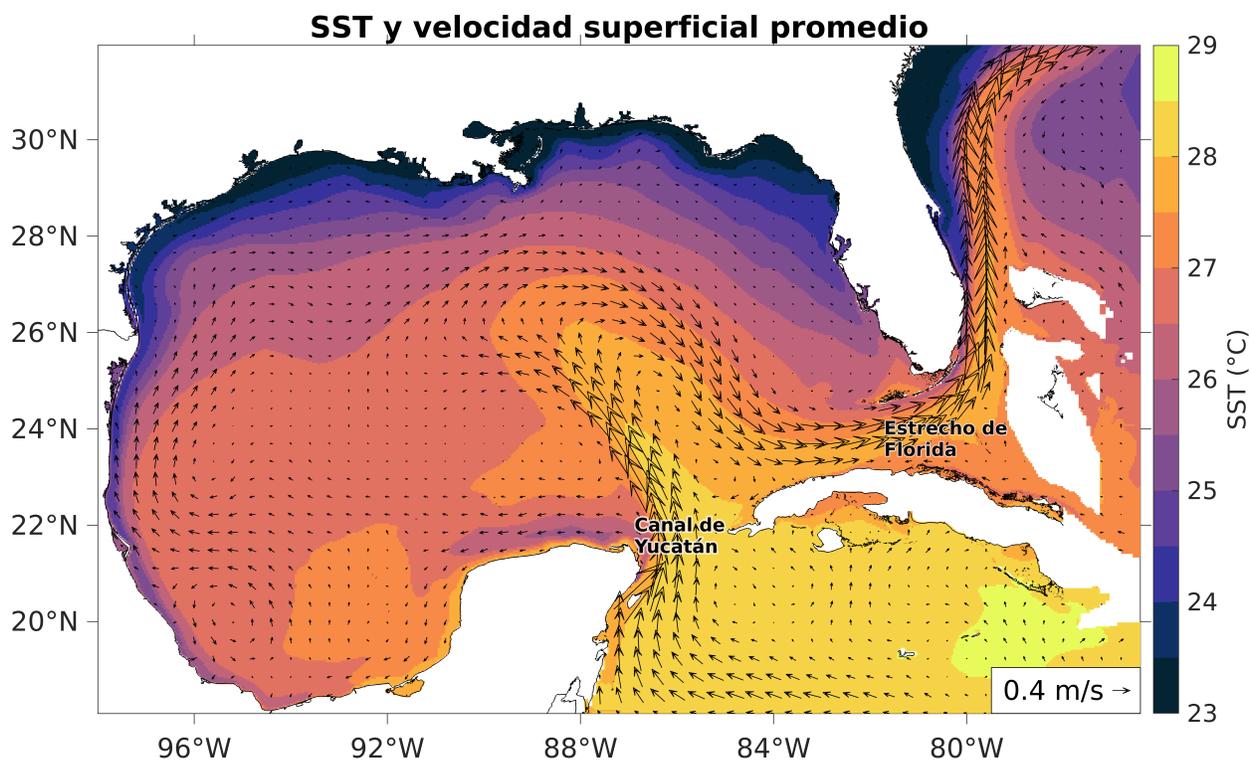


Figura 1.1: Temperatura superficial del mar (SST) y velocidad superficial promedio en el GdM, provenientes de una simulación de largo plazo (22 años) con HYCOM. La Corriente del Lazo (CL) penetra en el GdM desde el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán (CY), da un giro en sentido horario y sale por el Estrecho de Florida hacia el Océano Atlántico Norte.

La CL se caracteriza por tener velocidades intensas que alcanzan los 1.7 m/s, y su extensión vertical puede identificarse hasta profundidades alrededor de los 1000 m. Dado que la

capa superior cálida del océano es más profunda en la CL, su contenido de calor es mayor y así también su capacidad de proveer energía calorífica a los huracanes para su intensificación (Sturges et al., 2005; Oey Jr. et al., 2005; Gaffney, 2018). Esta intensa corriente evoluciona con gran variabilidad entre dos etapas principales: la etapa retraída y la etapa extendida. En la etapa retraída, la CL entra al GdM, se dirige directamente hacia el este, muy cerca de Cuba, y sale por el Estrecho de Florida; mientras que en la etapa extendida penetra en el Golfo dirigiéndose hacia el norte —hasta los 28°N aproximadamente— y hacia el oeste, pudiendo alcanzar el delta del río Mississippi y la plataforma continental de Florida (Lin et al., 2009; NASEM, 2018).

Cuando la CL se encuentra en la etapa extendida de su desarrollo, se desprenden remolinos anticiclónicos (RCL) de núcleo cálido a intervalos de tiempo irregulares (Sturges y Leben, 2000). Los RCL, con diámetros de 100-300 km y extensión vertical de 800-1000 m, se desplazan hacia el oeste a una velocidad promedio de 2-5 km/día; advectando calor, sal y momento, y distribuyendo horizontalmente el agua dulce proveniente de ríos que desembocan en el GdM (Elliott, 1982; Sturges et al., 2005; NASEM, 2018; Portela et al., 2018). El tiempo de vida de un RCL -desde su desprendimiento hasta su disipación al interactuar con el talud continental en el oeste del Golfo- es variable, y suele ser de meses hasta alrededor de un año (Oey Jr. et al., 2005). Es usual que un remolino anticiclónico se desprenda de la CL y posteriormente se reincorpore a ésta, por lo que Leben (2005) define la separación de un RCL como el desprendimiento final de éste sin futuras reincorporaciones a la corriente. El intervalo entre dos separaciones consecutivas suele ser de entre 3 y 17 meses, con un promedio de 8 a 9 meses y con mayor frecuencia de 6, 9 y 11.5 meses (Leben, 2005; NASEM, 2018).

Los RCL tienen una importante influencia en los patrones de circulación del GdM. Como menciona Sturges et al. (2005), el flujo de gran escala en el GdM occidental es determinado por los RCL y por el rotacional del esfuerzo del viento, sin saber con certeza cuál forzante es el dominante. Por tanto, tienen un impacto directo en aspectos económicos, biológicos y ambientales que están condicionados por la circulación oceánica de la región. Por ejemplo, los remolinos generan zonas de agua aisladas donde puede incubarse la marea roja; influyen en la planeación y operación de plataformas petroleras; afectan la intensidad de huracanes al ser almacenes de calor; y favorecen el transporte de especies invasivas a lo largo del Golfo (Yoskowitz et al., 2013). Se ha mostrado que los RCL transportan material biológico de las zonas tropicales hacia el oeste de la cuenca. (Schmitz et al., 2005) La CL y sus remolinos condicionan la respuesta del GdM a acontecimientos que lo afectan directamente, como son los derrames de petróleo y los ciclones tropicales; por lo que es importante el entendimiento y la adecuada predicción del proceso de desprendimiento de RCL y de su movimiento a través del Golfo, así como de los mecanismos involucrados (Sturges et al., 2005; Yoskowitz et al., 2013).

1.2. Flujo a través del Canal de Yucatán (CY)

Una región de particular interés, por ser determinante en la circulación oceánica del GdM (Sheinbaum et al., 2002; Athié et al., 2015) y el único punto de unión e intercambio entre las aguas del Mar Caribe y del Golfo (Badan et al., 2005; Athie et al., 2011), es el Canal de Yucatán (CY). En esta zona de dinámica compleja e importante biodiversidad nace la energética CL, que alimenta con aguas tropicales al GdM y posteriormente al Océano Atlántico Norte. Diversos estudios han mostrado una clara relación entre el comportamiento de la CL, el proceso de desprendimiento de RCL y la dinámica a través del CY (Bunge et al., 2002; Candela et al., 2002; Ezer et al., 2003; Zavala-Hidalgo et al., 2003; Oey, 2004; Badan et al., 2005; Zavala-Hidalgo et al., 2006; Lin et al., 2009; Athié et al., 2012; Sheinbaum et al., 2016; Androulidakis et al., 2021; Moreles et al., 2021). Por tanto, el entendimiento de los mecanismos que determinan la circulación en el GdM requiere de estudios detallados, tanto observacionales como numéricos, de las condiciones oceánicas y su variabilidad en el CY.

El CY se ubica en el sureste del GdM, entre Cabo Catoche, en la costa noreste de la Península de Yucatán, y Cabo San Antonio, en la punta oeste de Cuba. En su parte más estrecha tiene una anchura de 196 km. La batimetría del canal consiste principalmente en un pedestal a aproximadamente 2000 m de profundidad que se extiende desde la Península de Yucatán hasta Cuba con una orientación casi oeste-este. En su punto más profundo, la batimetría desciende hacia el norte hasta la cuenca del GdM, y más rápidamente hacia el sur hasta la cuenca del Mar Caribe. Ambas cuencas tienen una profundidad mayor que 3500 m, por lo que el CY representa el umbral entre ellas. (Badan et al., 2005; Athie et al., 2011).

Hacia afuera de la costa de la Península de Yucatán se extiende su plataforma continental de 50 km de anchura, que incluye una plataforma interna estrecha (porción de la plataforma que abarca desde la línea de costa hasta la isobata de 50 m) delimitada por arrecifes de coral. Las corrientes oceánicas a lo largo de la costa este de la península, dominadas por la Corriente de Yucatán, interactúan con el ecosistema arrecifal dispersando huevos y larvas de especies marinas de importancia comercial, y favoreciendo la biodiversidad del GdM. Más aún, la circulación oceánica en el CY determina la distribución espacial de las propiedades termohalinas, que afecta directamente a los ecosistemas sobre la plataforma de Yucatán. En suma, la importancia del CY es evidente en aspectos biológicos, económicos y de navegación. (Mendoza y Ortíz-Pérez, 2000; Badan et al., 2005; Carrillo et al., 2016)

De acuerdo con Oey Jr. et al. (2005), el GdM y el Mar Caribe son dinámicamente interdependientes. El flujo a través del CY, considerado el principal forzamiento de la circulación en el Golfo (Athié et al., 2015), establece la relación dinámica entre ambas cuencas. La dinámica a través del CY es compleja y presenta variabilidad en diferentes escalas de tiempo asociadas a mecanismos diversos. En este sentido, Athié et al. (2015) y (Juárez-Águila et al., 2019), utilizando datos de anclajes y de altimetría satelital, encontraron variaciones interanuales en el transporte a través del CY de alrededor de 5 Sv, con un periodo aproximado de 4 años. Por su parte, Lin et al. (2009) observaron oscilaciones cuasiperiódicas en el transporte a través del CY con periodos alrededor de 5.5 meses y una diferencia entre picos de hasta 5 Sv; mientras que en altas frecuencias, Abascal et al. (2003) encontraron variabilidad del flujo normal a la

sección del CY con periodos entre 50 y 100 días, que ha sido asociada al paso de anomalías ciclónicas y anticiclónicas provenientes del Mar Caribe (Abascal et al., 2003). A escala anual y semianual también existe variabilidad importante en el transporte a través del canal, según lo encontrado por Athie et al. (2020).

Puede considerarse al flujo a través del CY como dividido en dos capas separadas por el umbral de 730 m de profundidad, que coincide con la profundidad máxima del Estrecho de Florida (en la sección Miami-Bimini), también asociada a la isoterma de 6°C (Bunge et al., 2002). El flujo meridional promedio a través de la capa superior está dominado por la Corriente de Yucatán, que se dirige hacia el norte, confinada al oeste de los 85.5°W, y que abarca desde la superficie hasta los 800 m de profundidad. El núcleo de esta corriente tiene un ancho de entre 50 y 100 km y presenta una velocidad media de 1.2 m/s; aunque la corriente alcanza velocidades entre 1 y 2 m/s (Badan et al., 2005; Athié et al., 2015), que disminuyen con la profundidad (Oey Jr. et al., 2005).

La Corriente de Yucatán da origen a la CL al penetrar en el GdM dirigida por la topografía del talud continental de Yucatán (Badan et al., 2005). En esta corriente se tiene la mayor parte del transporte a través del CY (Bunge et al., 2002), con un mínimo de 14 Sv y un máximo de 36 Sv (Oey Jr. et al., 2005). El 90 % del transporte a través del canal, principalmente asociado a esta corriente, ocurre en la sección por arriba de los 450 m de profundidad (Rousset y Beal, 2010). En estudios previos se ha reportado un desplazamiento longitudinal del núcleo de la Corriente de Yucatán, relacionado con la advección de vorticidad vía remolinos de mesoescala provenientes del Mar Caribe Noroeste, y con eventos de desprendimiento de RCL (Lin et al., 2009; Athié et al., 2012; Sheinbaum et al., 2016; Androulidakis et al., 2021). En la región entre la costa de Yucatán y esta intensa corriente, donde el flujo disminuye debido a la fricción con la costa, se han observado contraflujos menos intensos que se dirigen hacia el sur por encima de los 100 m de profundidad. (Badan et al., 2005)

En contraparte, al este del CY, entre la Corriente de Yucatán y Cuba, se tiene un flujo medio menos intenso dirigido del GdM hacia el Mar Caribe, que abarca los primeros 300 m de la capa superior y presenta una velocidad promedio de 0.1 m/s. A este flujo medio se le conoce como la Contracorriente Cubana (CCC). Cuando esta contracorriente está ausente, la Corriente de Yucatán puede extenderse en todo el canal y presentar un segundo máximo en el este (Badan et al., 2005; Athié et al., 2015).

El flujo profundo en la capa inferior del CY, por debajo de los 700 m de profundidad, es también un componente importante y no completamente comprendido de la circulación en el canal (Gaffney, 2018). Se ha observado que el flujo promedio en esta capa presenta una estructura tripolar: un flujo central hacia el norte, y dos flujos laterales menos intensos que se dirigen del Golfo hacia el Mar Caribe (Bunge et al., 2002; Badan et al., 2005; Athié et al., 2015). En ocasiones, el flujo profundo se dirige hacia el sur en toda la sección del CY (Bunge et al., 2002). Ya que la capa inferior se encuentra por debajo de la profundidad máxima del Estrecho de Florida, se ha argumentado que los flujos profundos en esta capa ocurren sólo en el CY (Bunge et al., 2002), en ambos sentidos. El intercambio neto entre el GdM y el Mar Caribe debe ser nulo en esta capa, por conservación de masa (Badan et al., 2005).

A pesar del amplio conocimiento que ya se tiene respecto a la dinámica del océano en el

CY, se requieren más estudios de la variabilidad del flujo a través del canal y, en general, de los flujos de entrada y salida del GdM. (Lin et al., 2009)

1.3. Relación entre la variabilidad en el CY y la Corriente del Lazo (CL)

La circulación oceánica en el GdM, dominada por el SCL, evoluciona en una dependencia mutua con diferentes mecanismos físicos que ocurren en la región. Por ello, el estudio y la predicción de ésta han requerido investigaciones exhaustivas sobre los procesos físicos subyacentes en su dinámica, tanto oceánicos como atmosféricos y los asociados a su interacción. Sólo con el conocimiento de estos mecanismos puede alcanzarse un entendimiento íntegro del SCL y, consecuentemente, la habilidad para realizar pronósticos adecuados y confiables que coadyuven al mejor manejo y protección de los recursos naturales del GdM.

Entre los mecanismos físicos involucrados en la variabilidad de la CL y el desprendimiento de RCL se encuentran: las formaciones ciclónicas alrededor de los márgenes de la CL, al noreste del Banco de Campeche y en el sur del Estrecho de Florida (Zavala-Hidalgo et al., 2002, 2003, 2006; Oey Jr. et al., 2005; Oey, 2008; Androulidakis et al., 2014); la advección de vorticidad a través del CY (Candela et al., 2002; Oey, 2004; Badan et al., 2005; Athié et al., 2012; Sheinbaum et al., 2016; Androulidakis et al., 2021); la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos en el Mar Caribe Noroeste (Athié et al., 2012; Androulidakis et al., 2021); la interacción entre las corrientes en el GdM y el talud continental (Oey Jr. et al., 2005); la conservación de vorticidad potencial y la variación del parámetro de Coriolis con la latitud (Reid, 1972); y la variabilidad de los flujos de entrada y salida del GdM (Bunge et al., 2002; Ezer et al., 2003; Lin et al., 2009). En particular, el flujo a través del CY es un forzamiento clave de la variabilidad del SCL (Sheinbaum et al., 2002; Athié et al., 2015; Moreles et al., 2021).

Múltiples estudios, tanto observacionales como numéricos, han corroborado el vínculo existente entre el comportamiento del SCL y la variabilidad de la dinámica en el CY. Bunge et al. (2002), utilizando datos de anclajes en el CY en el periodo de 1999 a 2000, estudiaron la relación entre la variabilidad de la extensión de la CL y el transporte profundo en el CY, y encontraron que los cambios en el volumen de la CL son compensados por los flujos profundos en el canal. Así mismo, a partir de mediciones continuas de anclajes en el CY y de observaciones altiméricas en el GdM durante el periodo de 1999 a 2001, Candela et al. (2002) encontraron que el retraimiento de la CL y el desprendimiento de RCL fueron precedidos por periodos de flujo de vorticidad potencial positiva asociado a la cortante horizontal de la velocidad meridional en el CY; mientras que los periodos de flujo de vorticidad potencial negativa en el canal se asociaron al crecimiento de la CL en el GdM.

Por su parte, Badan et al. (2005), a partir de mediciones de velocidad de anclajes del proyecto CANEK en el CY, obtuvieron evidencia del paso de remolinos a través del canal; con lo cual concluyeron que remolinos en el Mar Caribe advectan vorticidad hacia el GdM a través del CY, contribuyendo a la acumulación de momento angular negativo durante el crecimiento

de la CL y a la posterior formación de RCL. En el mismo sentido, Athié et al. (2012) estudiaron la evolución del SCL en el periodo 2005-2009 en conjunto con la variabilidad en el CY, y encontraron que la mayoría de los eventos de desprendimiento de RCL observados en dicho periodo estuvieron relacionados con anomalías ciclónicas en el Mar Caribe, que al trasladarse al GdM a través del CY advectaron vorticidad positiva y favorecieron el desprendimiento de RCL. Posteriormente, Androulidakis et al. (2021) confirmaron la relación estrecha entre las anomalías de vorticidad al sur del CY y la evolución de la CL.

Por lo anterior, se sabe que las condiciones dinámicas de origen de la CL en el CY y en el Mar Caribe Noroeste, dominadas por la Corriente de Yucatán, están estrechamente relacionadas con la evolución de la CL en el interior del GdM (Bunge et al., 2002; Candela et al., 2002; Oey, 2004; Badan et al., 2005; Lin et al., 2009; Athié et al., 2012; Sheinbaum et al., 2016; Moreles et al., 2021; Androulidakis et al., 2021). Más aún, estudios previos han sugerido una relación entre la variabilidad de la estructura espacial hidrográfica en el CY y la variabilidad de la CL en la misma región. La estructura hidrográfica y de estratificación vertical oceánica en el canal es determinada por la Corriente de Yucatán (Carrillo et al., 2016), por lo que su variabilidad está asociada a la dinámica oceánica regional, que a su vez muestra una conexión directa con la circulación oceánica en el interior del GdM.

En el estudio de la relación entre la estructura vertical de la estratificación en el CY y la variabilidad de la CL, Enríquez y Mariño-Tapia (2014) investigaron la sensibilidad de las velocidades verticales en la punta noreste de la plataforma de Yucatán a la variabilidad de la Corriente de Yucatán. Encontraron que la desviación de la trayectoria de esta corriente hacia el noreste favorece el desarrollo de velocidades verticales positivas en Cabo Catoche, modificando la estratificación de la columna de agua e induciendo la surgencia, que trae nutrientes a la superficie con la masa de agua *Caribbean Subtropical Underwater* (CSUW). En otro estudio, Carrillo et al. (2016) sugirieron que la elevación de las isopícnas en la costa este de la plataforma de Yucatán ocurre por la presencia de la Corriente de Yucatán y su intensificación. Una vez que este mecanismo eleva las isopícnas, otros procesos de transporte vertical contribuyen al desarrollo de la surgencia.

Por otra parte, Jouanno et al. (2018), utilizando resultados de un modelo complejo de circulación oceánica en el periodo 2008-2012, encontraron variabilidad de baja frecuencia en la surgencia al este de la plataforma de Yucatán, asociada al cambio de la posición e intensidad del brazo oeste de la CL. En los periodos de mayor ascenso de aguas profundas a la subsuperficie sobre la plataforma este de Yucatán, asociados a una alta estratificación a la mitad de la columna de agua por arriba de la plataforma, se observó una CL más intensa a los 100 m de profundidad a lo largo de ésta. Por otro lado, en los periodos de surgencia débil la magnitud de la velocidad en la CL a la misma profundidad fue menor. Sus resultados sugieren que la intensidad de la CL a lo largo de la plataforma este de Yucatán se relaciona con la surgencia, que a su vez condiciona la distribución vertical de la estratificación en la columna de agua sobre la plataforma. Jouanno et al. (2018) proponen dos mecanismos que explican la relación entre la surgencia de Yucatán y la intensidad de la CL: 1) al ascender el agua fría sobre el talud de Yucatán se genera un gradiente horizontal de temperatura, que por el balance de viento térmico se asocia con una intensificación de la CL; y 2) al intensificarse

la CL, ésta interactúa con la topografía de la plataforma e induce velocidades verticales que producen la surgencia y modifican la estratificación de la columna de agua.

Moreles et al. (2021) estudiaron el efecto de variaciones en el transporte superior de la Corriente de Yucatán y en la estratificación superior sobre la dinámica del SCL. Para ello, se utilizó un modelo numérico simple de gravedad reducida de 2.5 capas que reproduce los principales rasgos de la circulación del océano superior en el GdM. El modelo utilizado no representa de manera íntegra los procesos físicos que intervienen en la evolución del SCL, pues no se activó el forzamiento atmosférico y no reproduce los procesos profundos, el efecto de la fricción en el fondo, los procesos de transferencia de energía en la dinámica del SCL, entre otros (Moreles et al., 2021). Sin embargo, en su contexto simplificado el modelo tiene la virtud de que permite aislar los mecanismos puramente oceánicos y su influencia sobre el sistema. Los resultados obtenidos de dicho estudio indican que tanto la estratificación superior como el transporte en la Corriente de Yucatán contribuyen a la variabilidad del SCL, siendo éste más sensible a variaciones en el transporte de la Corriente de Yucatán que a variaciones en la estratificación superior oceánica. En particular se encontró que un aumento en el transporte de la Corriente de Yucatán o un incremento en la estratificación superior genera velocidades de entrada de mayor magnitud a través del CY, una mayor penetración de la CL, un mayor diámetro de los RCL y mayor periodo de desprendimiento (Moreles et al., 2021).

1.4. Justificación

La CL evoluciona en conjunto con procesos de mesoescala que ocurren en su región de origen en el CY, por lo que ninguno de los dos puede ser comprendido de manera aislada. El entendimiento de la variabilidad del SCL, en particular del proceso de desprendimiento de RCL, requiere del estudio de la variabilidad en el CY.

A pesar del actual avance en el entendimiento de la relación entre la dinámica en el CY y el SCL, no hay estudios de largo plazo que proporcionen un análisis de los patrones de variabilidad de la estratificación en el CY y su relación con el comportamiento de la CL, tanto en el CY como en el interior del GdM. Dado que la estructura vertical hidrográfica y de estratificación asociada en el CY está estrechamente relacionada con la circulación oceánica de la zona, dominada por la Corriente de Yucatán (Carrillo et al., 2016), su estudio es relevante en la comprensión y predicción de la dinámica oceánica regional; y elemental para el entendimiento de la circulación oceánica en el interior del GdM. Además, la comprensión de la relación entre la variabilidad de la estratificación en el CY y la dinámica de la CL es fundamental para estimar los cambios futuros en la circulación oceánica en el Golfo, considerando la tendencia de aumento, estadísticamente significativa, de la estratificación superior en el GdM durante el periodo de 1960 a 2017 (Yamaguchi y Suga, 2019). El estudio de estos aspectos requiere de un modelo numérico de mayor complejidad, que incluya de manera realista los mecanismos físicos interactuantes con la circulación en el GdM.

1.5. Hipótesis

La variabilidad fundamental de la estratificación superior oceánica en la sección del CY está íntimamente relacionada con las condiciones dinámicas de origen de la CL en el CY, con su intrusión en el GdM y con el desprendimiento de sus remolinos.

1.6. Objetivos

1.6.1. Objetivo general

Estudiar la variabilidad de la estratificación superior en el CY y su relación con el comportamiento del SCL, utilizando el modelo de circulación general del océano *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM).

1.6.2. Objetivos particulares

1. Estimar la estratificación en el CY, a partir de resultados de una simulación libre en el GdM con el modelo HYCOM.
2. Calcular los principales modos de variabilidad de la estratificación en el CY.
3. Identificar posibles relaciones entre los principales patrones de variabilidad de la estratificación en el CY y la evolución de la intrusión de la CL en el GdM.

Dada la complejidad de la variabilidad del SCL y de su interacción con múltiples mecanismos físicos en el GdM (Athié et al., 2020), se estudió la variabilidad de la estratificación en el CY y su relación con el comportamiento de la CL en un experimento numérico de largo plazo (22 años) sin forzamiento atmosférico, el cual fue generado con una configuración del modelo HYCOM en el GdM. Con resultados diarios de este experimento, se estimó la estratificación en la sección del CY por arriba de los 400 m de profundidad mediante el cálculo del cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 , y de la boyancia columnar. A partir del Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs), aplicado a los mapas diarios de N^2 y boyancia columnar, se identificaron los principales patrones de variabilidad de la estratificación superior en el CY. Posteriormente se investigaron los procesos físicos asociados a los diferentes modos de la estratificación; y sus componentes principales se compararon con la evolución de la máxima penetración al norte de la CL, a fin de investigar posibles relaciones entre la variabilidad de la estratificación en el CY y el SCL. Considerando la importancia de evaluar esta relación en un experimento que incluye de manera íntegra los mecanismos que interactúan con el SCL, se realizó el análisis anterior con datos provenientes de un segundo experimento que incluyó forzamiento atmosférico en frecuencia horaria.

La estructura de la tesis consiste primeramente en una descripción general del modelo HYCOM, de su configuración en el GdM y de los dos experimentos considerados para este

estudio. Más adelante se revisa la metodología llevada a cabo, que incluye: el preprocesamiento de los datos de salida del modelo HYCOM; la estimación de la estratificación en el CY, a partir del cuadrado de la frecuencia de boyancia y la boyancia columnar; y el análisis de FEOs para estudiar la variabilidad de la estratificación en el CY. Posteriormente, para ambos experimentos se presentan y discuten los principales modos de variabilidad de la estratificación en el CY, los mecanismos físicos asociados, y su relación con el comportamiento de la CL. Finalmente se incluyen la discusión y conclusiones.

2 Simulaciones numéricas

2.1. Modelo HYCOM

En la búsqueda de un modelo numérico que represente íntegramente la física del océano, se ha optado por el uso de coordenadas verticales no convencionales, con el objetivo de alcanzar una mejor aproximación numérica y disminuir el error de truncamiento derivado de la discretización de las ecuaciones que describen al sistema (Bleck, 2006). Motivado por el hecho de que no existe un solo tipo de coordenada vertical que describa adecuadamente los procesos físicos en todas las regiones del océano (Chassignet et al., 2003), surgió el modelo oceánico de circulación general HYCOM.

El modelo HYCOM resuelve las ecuaciones primitivas del océano en una malla tridimensional de coordenadas verticales híbridas isopicnas- σ - z , con base en el esquema de transición de coordenadas verticales descrito por Bleck y Boudra (1981); y en la formulación de las ecuaciones dinámicas en términos de una coordenada vertical arbitraria, presentada por los mismos autores. El desarrollo y evaluación de este modelo es el resultado del esfuerzo conjunto de instituciones como la Universidad de Miami, el Laboratorio de Investigación Naval (NRL) de Estados Unidos, y el Laboratorio Nacional de Los Álamos (LANL), que desde 1999 integran el Consorcio HYCOM para la Modelación del Océano con Asimilación de Datos (Chassignet et al., 2007). En la presente sección se recopilan las características generales del modelo.

2.1.1. Coordenadas verticales

Para representar la evolución del océano, HYCOM utiliza coordenadas verticales que se ajustan a las superficies de densidad potencial constante (isopicnas) en el interior del océano, y se transforman en coordenadas z o de profundidad constante en las regiones poco o nulamente estratificadas; en coordenadas σ o que siguen el terreno en las regiones someras y en el océano profundo; y de vuelta en coordenadas z en las regiones muy someras (Chassignet et al., 2003). En la figura 2.1 se observa la elección de coordenadas verticales en HYCOM de acuerdo con la región del océano que se busca representar.

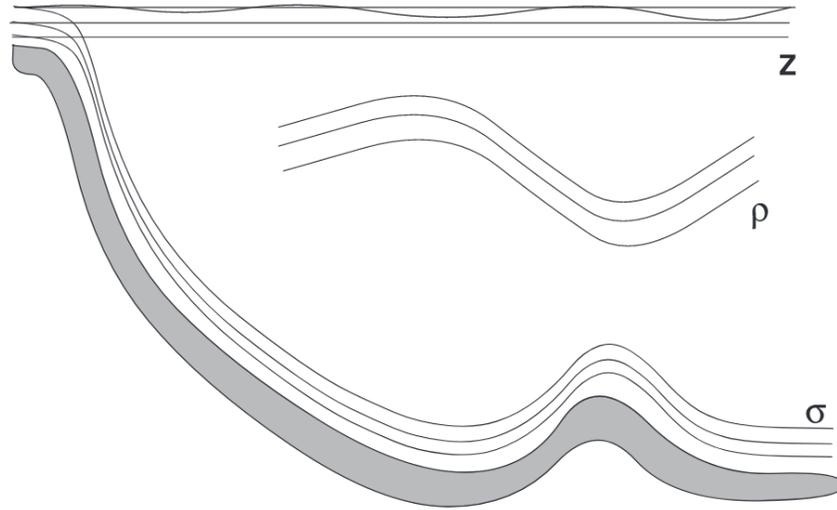


Figura 2.1: Coordenadas verticales híbridas en HYCOM. La capa de mezcla superficial es representada por coordenadas de profundidad constante z , el océano interior por coordenadas isopícnas, y el fondo marino por coordenadas σ . Figura tomada de Griffies et al. (2000).

En la capa de mezcla, donde ocurre el intercambio de energía, momento y agua dulce entre el océano, la atmósfera, los ríos y el hielo marino, HYCOM utiliza coordenadas z o de profundidad constante, las cuales permiten representar los procesos físicos en esta región poco estratificada. La coordenada z representa la distancia en la vertical desde la superficie del océano en reposo en el nivel $z = 0$, y se considera negativa hacia abajo y positiva hacia arriba. Este tipo de coordenada vertical es el más simple e históricamente más utilizado. A pesar de que describe adecuadamente la capa de mezcla, se vuelve difícil la representación del transporte de trazadores en el océano interior, de la batimetría y de los procesos de turbulencia en la capa límite de fondo.

Al pasar de la capa de mezcla al océano interior estratificado, ocurre la transición de coordenadas z a coordenadas isopícnas. Las superficies coordenadas se ajustan a las superficies neutrales o de densidad potencial constante, con las cuales el transporte de trazadores (temperatura, salinidad, densidad, entre otros) puede describirse naturalmente en dos dimensiones. Dos desventajas de las coordenadas verticales isopícnas son la intersección de las superficies coordenadas con la superficie oceánica y con el fondo marino (que da lugar a su degeneración); y la falta de resolución vertical en zonas donde la columna de agua está poco estratificada, por ejemplo, en la capa de mezcla y en la capa límite de fondo (Griffies et al., 2000; Bleck, 2002, 2006). Por esto último, en la transición del océano interior a la capa límite de fondo y a las regiones someras, las coordenadas isopícnas se transforman en coordenadas σ , que siguen la forma de la topografía de fondo.

La coordenada σ asociada a una profundidad z es:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad (2.1)$$

donde $\eta(x, y, t)$ (positivo hacia arriba) es el desplazamiento de la superficie del mar con respecto al nivel $z = 0$ del océano en reposo; y $H(x, y, t)$ (positivo) es la distancia desde el nivel $z = 0$ hasta el fondo marino, donde $z = -H(x, y, t)$. En la superficie $\sigma = 0$, y en el fondo marino $\sigma = -1$.

La coordenada σ , al representar adecuadamente la batimetría, permite resolver los procesos de turbulencia que ocurren en la capa límite de fondo, por lo que se utiliza en regiones someras y en el fondo marino. Sin embargo, falla en representar la capa de mezcla, dado que al alejarnos de la costa el espaciamiento entre las superficies σ aumenta y la resolución vertical disminuye. Así mismo, al igual que la coordenada z , este tipo de coordenada vertical no resuelve adecuadamente el transporte de trazadores en el océano interior. En las regiones costeras muy someras, las superficies coordenadas σ tienden a juntarse considerablemente entre sí, por lo que se opta por transformarlas en coordenadas z en estas regiones (Griffies et al., 2000).

En suma, el modelo de coordenadas verticales generalizadas HYCOM rescata las ventajas de las coordenadas isopícnas, σ y z , y resuelve sus desventajas mediante la transición entre una coordenada vertical y otra de acuerdo con las virtudes de cada una. En el núcleo del modelo numérico se controla el ajuste de las coordenadas verticales y la transición entre ellas mediante un mecanismo conocido como generador de malla. Debido a que la posición de las superficies isopícnas en el océano es variable en el tiempo, el generador de malla se encarga de modificar la posición de las superficies coordenadas para que coincidan con las isopícnas en el océano interior a cada paso de tiempo. Este movimiento de las interfaces de capa puede inducir una difusión vertical excesiva, que el generador de malla resuelve limitando el movimiento de las interfases. También, el generador define un espesor de capa mínimo para evitar que las superficies coordenadas se encimen (Bleck, 2006).

2.1.2. Malla horizontal

HYCOM utiliza coordenadas horizontales ortogonales curvilíneas generalizadas, con el eje x dirigido hacia el este y el eje y hacia el norte (Wallcraft et al., 2009). La parte horizontal de las ecuaciones de pronóstico se discretiza en una malla horizontal escalonada de tipo Arakawa C, que consiste en cuatro mallas regulares intercaladas, tales que en cada una se resuelve una de cuatro variables de pronóstico: velocidad zonal u , velocidad meridional v , presión P y vorticidad Q . (Wallcraft et al., 2009) En la figura 2.2 se muestra un esquema de la malla Arakawa C utilizada.

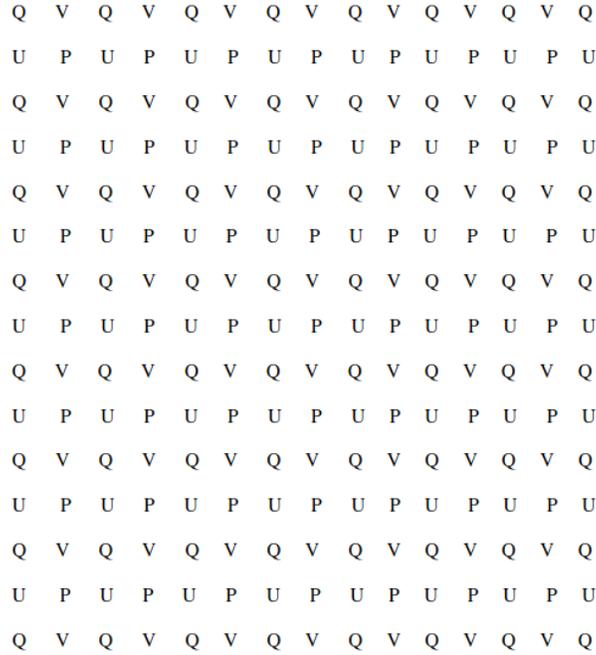


Figura 2.2: Malla Arakawa C de HYCOM

2.1.3. Ecuaciones de pronóstico

El modelo HYCOM resuelve cinco ecuaciones de pronóstico que, de acuerdo con Bleck (2002), incluyen dos ecuaciones de conservación de momento horizontal (ecuación 2.2); una ecuación de continuidad de masa (ecuación 2.3); y dos ecuaciones de conservación de dos variables (cuya forma general es la ecuación 2.5), ya sean temperatura potencial y sal o densidad potencial y sal. Estas cinco ecuaciones se expresan en coordenadas (x, y, s) , donde s es la coordenada vertical no definida, que en HYCOM puede ser isopicna, σ o z dependiendo de la región a representar. La ecuación de conservación de momento horizontal es:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t_s} + \nabla_s \frac{\mathbf{u}^2}{2} + (\zeta + f) \hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{u} + \left(s \frac{\partial p}{\partial s} \right) \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p} + \nabla_s M - p \nabla_s \alpha = -g \frac{\partial \tau}{\partial p} + \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right)^{-1} \nabla_s \cdot \left(\nu \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \mathbf{u} \right) \quad (2.2)$$

donde $\mathbf{u} = u \hat{\mathbf{i}} + v \hat{\mathbf{j}}$ es la velocidad horizontal, $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ es la componente vertical de la vorticidad relativa, $f = 2\Omega \sin(\phi)$ es el parámetro de Coriolis (con ϕ la latitud), $\hat{\mathbf{k}}$ es el vector unitario en la vertical, p es la presión, $\alpha = 1/\rho_\theta$ (el inverso de la densidad potencial) es el volumen específico potencial, $M = gz + p\alpha$ es el potencial de Montgomery, τ es el vector de esfuerzo de cizalladura asociado al viento o a la fricción en el fondo oceánico, y ν es el coeficiente de viscosidad o difusión turbulenta. El subíndice s en las derivadas parciales indica que la coordenada vertical s permanece constante durante la diferenciación. Cabe decir

que las distancias x y y se miden en una proyección sobre un plano horizontal, así como sus derivadas en el tiempo.

Los términos 2 y 3 del lado izquierdo de la igualdad 2.2 están asociados a la advección lateral de momento y a la aceleración de Coriolis, la cual surge de considerar al sistema coordinado en rotación. Por otra parte, la aceleración debida al gradiente de presión en el sistema de coordenada vertical s está representada por $\nabla_s M - p\nabla_s \alpha$, del lado izquierdo de la igualdad; mientras que el término que incluye $\left(\dot{s}\frac{\partial p}{\partial s}\right)$ se asocia al flujo vertical de masa a través de las superficies coordinadas s , siendo positivo en la dirección de aumento de p (hacia abajo). Del lado derecho de la igualdad 2.2 se tiene la aceleración debida al esfuerzo de cizalladura generado por el viento en la superficie oceánica o por la fricción en el fondo, y la aceleración asociada a la difusión lateral de momento (Bleck, 2002).

La tercera ecuación de pronóstico es la ecuación de continuidad de masa, que se expresa en coordenadas (x, y, s) de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right) + \nabla_s \cdot \left(\mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right) = 0 \quad (2.3)$$

Debido a que en un modelo de capas como HYCOM las variables de pronóstico no se definen sobre las superficies coordinadas, sino que representan valores promedio en las capas delimitadas por las superficies, se utilizan las ecuaciones de pronóstico promediadas en cada una de estas capas para obtener dichas variables (Bleck, 1998). La ecuación de continuidad de masa 2.3 promediada en una capa delimitada por dos superficies s_{inf} y s_{sup} , entre las cuales se tiene una diferencia de presión $\Delta p = p_{inf} - p_{sup}$, es:

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \Delta p + \nabla_s \cdot (\mathbf{v} \Delta p) + \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right)_{inf} - \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right)_{sup} = 0 \quad (2.4)$$

donde los términos $\left(\dot{s}\frac{\partial p}{\partial s}\right)_{inf}$ y $\left(\dot{s}\frac{\partial p}{\partial s}\right)_{sup}$ representan el flujo vertical de masa a través de las superficies s_{inf} y s_{sup} respectivamente.

La ecuación de continuidad de masa 2.4 indica que la divergencia horizontal del flujo de masa integrada en una capa implica un flujo de masa vertical, que se debe al desplazamiento de las superficies coordinadas (representado por el término $\frac{\partial}{\partial t_s} \Delta p$) y al movimiento vertical relativo a las superficies coordinadas (descrito por $\dot{s}\frac{\partial p}{\partial s}$) (Bleck y Boudra, 1981). Esta es una ecuación de pronóstico que al integrarse en el tiempo permite obtener el espesor de capa en unidades de presión (Bleck, 1998).

Las dos últimas ecuaciones de pronóstico que utiliza el modelo HYCOM, de acuerdo con Bleck (2002), describen la conservación de dos variables termodinámicas, que pueden ser la sal y la temperatura potencial, o la sal y la densidad potencial. Estas dos ecuaciones se resumen en una sola, que es:

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \nabla_s \cdot \left(\mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) = \nabla_s \cdot \left(\nu \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \theta \right) + H_\theta \quad (2.5)$$

donde θ representa la variable termodinámica que se conserva y H_θ las fuentes diabáticas o de intercambio de calor que influyen en θ (por ejemplo, la mezcla diapirica o a través de superficies de densidad potencial constante). La ecuación 2.5 promediada en una capa delimitada por dos superficies coordenadas s_{inf} y s_{sup} es:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta \Delta p) + \nabla_s \cdot (\mathbf{v} \theta \Delta p) + \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right)_{inf} - \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right)_{sup} = \nabla_s \cdot (\nu \Delta p \nabla_s \theta) + H_\theta \quad (2.6)$$

(Bleck, 1998, 2002)

En la ecuación 2.6, los términos $(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta)_{inf}$ y $(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta)_{sup}$ son el flujo de θ (temperatura potencial o sal) debido al flujo de masa a través de las superficies coordenadas s_{inf} y s_{sup} , respectivamente. Del lado derecho de la ecuación, el término $\nabla_s \cdot (\nu \Delta p \nabla_s \theta)$ representa el flujo de θ debido a procesos de difusión lateral (Wallcraft et al., 2009).

La integración en el tiempo de las cinco ecuaciones de pronóstico anteriores permite resolver la evolución de las cinco variables de pronóstico del modelo HYCOM: temperatura potencial (o densidad potencial), salinidad, espesor de capa y velocidades u y v . Después de obtener las variables de pronóstico a partir de estas ecuaciones en un paso de tiempo, HYCOM permite relajar dichas variables a una climatología, para evitar que la solución diverja de los datos reales.

Adicionalmente, HYCOM cuenta con ecuaciones de diagnóstico que relacionan las variables de pronóstico con otras variables físicas del océano a cada tiempo. Por ejemplo, se tiene la ecuación hidrostática en términos del potencial de Montgomery:

$$\frac{\partial M}{\partial \alpha} = p \quad (2.7)$$

y también una ecuación de estado de la forma $\alpha = \alpha(\theta, S, p)$ (donde ahora θ es la temperatura potencial y α el volumen específico potencial), la cual relaciona a las variables termodinámicas: temperatura potencial, salinidad, presión y densidad potencial. La ecuación de estado permite obtener la densidad potencial a partir de las variables de pronóstico temperatura potencial, salinidad y presión; o bien, si la ecuación es invertible, obtener la temperatura potencial (como variable de diagnóstico) a partir de la densidad potencial, la salinidad y la presión. La ecuación de estado en HYCOM se describe en la subsección siguiente.

Más aún, se tiene una ecuación de diagnóstico que determina el flujo de masa vertical a través de una superficie coordenada s , dado por $\dot{s} \partial p / \partial s$. Esta ecuación controla el movimiento de las interfaces de capa y el espaciamiento entre ellas; con el objetivo de que las superficies coordenadas se adapten a las isopícnas donde sea posible, y que el espaciamiento vertical entre éstas en zonas poco estratificadas permita una buena resolución vertical y minimice la dispersión de las propiedades de las masas de agua (Bleck, 2002, 1998).

En este mismo sentido, cuando el generador de malla de HYCOM mueve las superficies coordenadas para hacerlas coincidir con superficies isopícnas de referencia, la consecuente redistribución vertical de las variables termodinámicas θ (temperatura potencial) y S es prescrita por dos ecuaciones que resuelven la advección de θ y S a través de las superficies

coordenadas, conservando ambas variables en la columna de agua. Después de advectar θ y S , se obtiene α (el volumen específico potencial), que por la no linealidad de la ecuación de estado difiere del valor de α asociado a la densidad potencial de referencia (fenómeno conocido como *cabbeling*). Al ocurrir esto, se reacomoda la superficie coordinada iterativamente hasta que la diferencia entre su densidad potencial y la de la isopícnica de referencia sea menor que un valor mínimo dado (Bleck, 2002).

2.1.4. Ecuación de estado

La ecuación de estado del agua de mar, $\rho = \rho(S, T, p)$, es una expresión matemática no lineal que relaciona las variables hidrográficas fundamentales del océano: temperatura, presión, salinidad y densidad (Talley et al., 2011). A partir de mediciones in situ de temperatura, salinidad y presión en el tiempo, ésta permite obtener la densidad como función de las tres variables anteriores. En el caso de modelos oceánicos como HYCOM, que utilizan la temperatura potencial en lugar de la temperatura in situ, la ecuación de estado expresa a la densidad potencial ρ_θ como función de la salinidad S , temperatura potencial θ y presión p , es decir, $\rho_\theta = \rho_\theta(S, \theta, p)$. (McDougall et al., 2003) Así, para el cálculo de ρ_θ se parte de condiciones iniciales de las variables hidrográficas de pronóstico (que en este caso son θ , S y p), y se integran las ecuaciones de pronóstico en la malla tridimensional, obteniendo a cada tiempo de integración θ y S . De las variables de pronóstico obtenidas, se calcula ρ_θ mediante la ecuación de estado.

Continuamente se añaden modificaciones a la ecuación de estado del agua de mar con el objetivo de mejorar la representación física del océano; por lo que a partir de la versión 2.2.34 del modelo HYCOM, se tienen cuatro opciones que permiten obtener la densidad potencial ρ_θ en unidades σ ($\sigma = \rho_\theta - 1000 \text{ kg/m}^3$), referenciada a los 0 dbar (σ_0) o a los 2000 dbar (σ_2). La primera opción es una aproximación a la ecuación de la UNESCO descrita por Brydon et al. (1999). Con ésta se obtiene ρ_θ en unidades σ , referenciada a un nivel de presión p_r (0 dbar o 2000 dbar), como un polinomio de 7 términos en función de θ y S . (Wallcraft et al., 2009) Este polinomio, cúbico en θ y lineal en S , no representa adecuadamente la distribución de la densidad en regiones de baja salinidad, por lo que fue reemplazado posteriormente por un polinomio de 9 términos, cúbico en θ y cuadrático en S , que es la segunda opción de la ecuación de estado (Wallcraft, 2009).

La tercera y cuarta opciones son funciones racionales de 12 y 17 términos, respectivamente. La ecuación de estado racional de 12 términos es cuadrática en θ y en S , tanto en su función numerador como en su función denominador. Por otro lado, la ecuación racional de 17 términos es cúbica en θ y cuadrática en S en su función numerador, y es de cuarto grado en θ y dependiente de la potencia 3/2 de S en su denominador (Wallcraft, 2011). Esta última está basada en la ecuación racional de 25 términos propuesta por Jackett et al. (2006), que es una modificación de la propuesta previamente por McDougall et al. (2003). En ella se expresa a la densidad ρ como función de la salinidad S en escala PSS-78, la temperatura

potencial θ en $^{\circ}\text{C}$ referenciada a 0 dbar, y la presión p en dbar:

$$\rho(S, \theta, p) = \frac{P_n(S, \theta, p)}{P_d(S, \theta, p)} \quad (2.8)$$

donde $P_n(S, \theta, p)$ y $P_d(S, \theta, p)$ son polinomios de 12 y 13 términos respectivamente. Esta ecuación proporciona la densidad potencial $\rho(S, \theta, p_r)$ referenciada a cualquier nivel de presión p_r , sin necesidad de calcular la temperatura potencial referenciada al mismo nivel de presión.

Cuando se elige una presión fija de referencia, p_r , $P_n(S, \theta, p_r)$ es un polinomio de 7 términos y $P_d(S, \theta, p_r)$ de 10 términos, por lo que la ecuación de estado 2.8 es ahora una ecuación racional de 17 términos (Jackett et al., 2006). En HYCOM se tiene la opción de calcular la densidad potencial referenciada a los 0 dbar (σ_0) o a los 2000 dbar (σ_2). Dado que no es invertible, necesariamente θ y S son variables de pronóstico y σ una variable de diagnóstico que se obtiene de las anteriores. Las ecuaciones de 7, 9 y 12 términos sí son invertibles; por lo que permiten calcular S o θ a partir de σ y θ o σ y S como variables de pronóstico (Wallcraft, 2011).

2.2. Configuración del modelo HYCOM en el GdM

La configuración del modelo HYCOM en el GdM utilizada para este estudio, GOMI0.04 versión 4, está construida con la versión 2.3.01 del código fuente de HYCOM; y utiliza el nivel de referencia de 2000 dbar para la densidad potencial (sigma-2) y la ecuación de estado de 17 términos. Su dominio (figura 2.3) abarca la región del GdM, el Mar Caribe Noroeste y parte del Océano Atlántico Norte, entre los 18 y 32°N, y entre los 98 y 77°W; con 385x541 puntos en la malla horizontal, una resolución horizontal de 1/25° y 41 capas verticales híbridas.

Esta nueva configuración tiene como antecedente la simulación CCA-IOA HYCOM-V3, desarrollada por el Grupo Interacción Océano-Atmósfera (IOA) del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (ICAYCC) de la UNAM. En esta configuración previa se utilizó la versión 2.2.98 del código fuente de HYCOM, con el mismo dominio horizontal y misma resolución que la nueva versión, 27 capas verticales híbridas y la densidad potencial referenciada a los 0 dbar (sigma-0). Se aplicaron condiciones de frontera laterales provenientes de una climatología quincenal de 3 años de un experimento con HYCOM en el Océano Atlántico (ATL); forzamiento atmosférico en frecuencia horaria obtenido del modelo WRF; condiciones iniciales de temperatura y salinidad provenientes de una climatología de WOA-Levitus; y condiciones iniciales dinámicas distintas del reposo (*hot start*). La batimetría del dominio fue creada por el grupo IOA (González-Santamaría et al., 2018).

En la presente configuración, el modelo recibió condiciones iniciales y condiciones de frontera climatológicas provenientes del experimento global GLBv0.08-53.X, también conocido como reanálisis *Global Ocean Forecasting System* (GOFS) 3.1, que incluye asimilación de datos. Este experimento global, que abarca el periodo del 1 de enero de 1994 al 31 de diciembre de 2015, utiliza la versión 2.2.99DH del código fuente de HYCOM, la ecuación de estado de 17 términos y la densidad potencial referenciada a los 2000 dbar (sigma-2). Tiene resolución

de $1/12^\circ$ entre 40°S y 40°N , y de 0.04° fuera de dichas latitudes; 41 capas verticales híbridas; y forzamiento atmosférico proveniente de los reanálisis *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* y *NCEP Climate Forecast System version 2 (CFSv2)* (Metzger et al., 2017; HYCOM Consortium for Data Assimilative Modeling, sfa). A continuación se describen más detalladamente las características de la configuración versión 4.

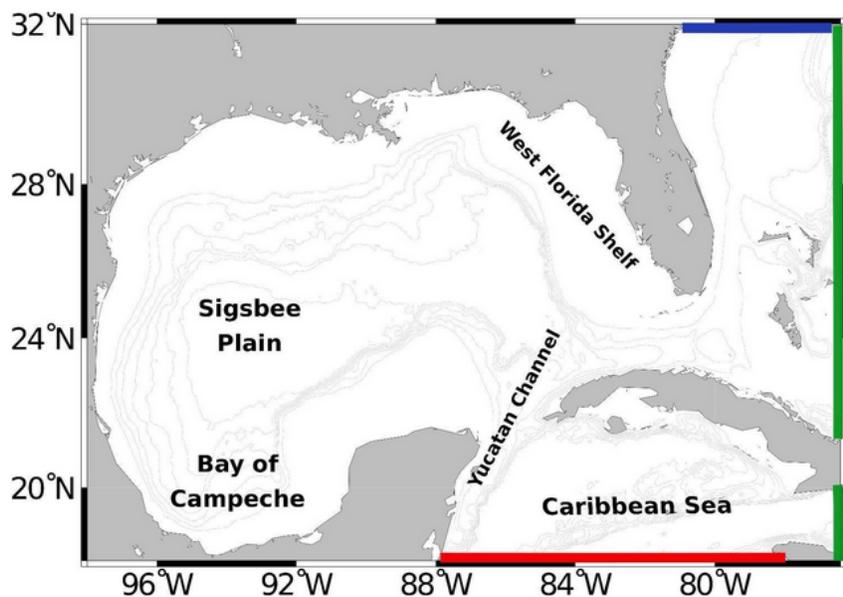


Figura 2.3: Dominio de la configuración de HYCOM en el GdM, GOMI0.04. Sus fronteras abiertas se indican con líneas de color.

Batimetría

El proceso de generación de la batimetría de la configuración GOMI0.04 versión 4 consistió en dos pasos. Primeramente, la batimetría del dominio global del experimento GLBv0.08-53.X (resolución $1/12^\circ$) se interpoló al dominio regional del modelo GOMI0.04 de resolución más fina ($1/25^\circ$). Posteriormente, se empató la batimetría interpolada con la batimetría original de la versión 3 del modelo en el GdM (creada por el grupo IOA del ICAyCC, UNAM), de la siguiente forma: en las fronteras y en la buffer zone (donde ocurre la relajación a una climatología) se conservó la batimetría interpolada del dominio global; en la región 20 puntos de malla dominio adentro desde la buffer zone se combinaron linealmente ambas batimetrías; y en el interior del dominio se conservó la batimetría de la versión 3. Así, se mantuvo una consistencia entre la batimetría del modelo regional GOMI0.04 y la proveniente del experimento global.

Condiciones iniciales

Con el propósito de que las simulaciones en el GdM con el modelo regional GOMI0.04 evolucionaran lo más parecido posible al experimento global GLBv0.08-53.X, se inicializaron las condiciones hidrográficas (temperatura potencial, salinidad y profundidad de interfaz de capa) e hidrodinámicas (velocidades u y v) del modelo con un archivo hot start, que fue generado considerando como estado inicial el estado promedio del océano en el experimento global en enero de 1994.

Condiciones de frontera laterales

Como condiciones de frontera laterales se utilizó una climatología mensual del experimento global GLBb0.08 de 1994 a 2015, dada cada 30.5 días. Esta climatología, que en principio está definida en todo el dominio global con resolución $1/12^\circ$, se interpoló al dominio regional del GdM con resolución $1/25^\circ$. En la buffer zone, la relajación a esta climatología se aplicó en los campos de temperatura potencial, salinidad, y componentes u y v baroclínicas de la velocidad; mientras que en las fronteras laterales no se aplicó relajación en las velocidades u y v barotrópicas. Se definió la máscara bidimensional de relajación en los primeros 20 puntos de malla desde las fronteras laterales del dominio hacia adentro, con un perfil exponencial y un tiempo de decaimiento de 0.1-6 días.

2.3. Experimentos con la configuración de HYCOM en el GdM

En el servidor Ometeotl del ICAyCC, UNAM se compiló la versión 2.3.01 del código fuente del modelo HYCOM. Con la configuración del modelo GOMI0.04 versión 4 en el GdM como base, se corrieron dos experimentos en el periodo del 1 de enero de 1994 al 31 de diciembre de 2015:

- *Open Boundaries - No Wind - $1/25^\circ$ resolution* (OBNoW-25): Experimento simplificado que no incorpora flujos de calor, agua y momento entre el océano y la atmósfera, y no considera la descarga de ríos en el GdM.
- *Open Boundaries - Wind - $1/25^\circ$ resolution* (OBW-25): Experimento más realista, que incorpora el forzamiento atmosférico y la descarga de ríos en el GdM.

Las simulaciones se ejecutaron en paralelo, utilizando 72 procesadores distribuidos en dos nodos de cómputo. En el cuadro 2.1 se resumen las características generales de cada experimento.

De los dos experimentos se obtuvieron salidas instantáneas diarias en formato binario `.[ab]`, que después fueron convertidas a archivos en formato NetCDF. Estos últimos incluyen los campos de velocidad (u, v, w), temperatura in situ, temperatura potencial, salinidad y sigma-2; definidos en la malla horizontal del modelo, y en 63 niveles de profundidad fija desde la superficie hasta los 4000 m.

Experimento	Resolución	No. de capas	Condiciones de frontera	Condiciones iniciales	Forzamiento atmosférico
OBNoW-25	1/25°	41	Clim. mensual (1994-2015) del exp. GLBv0.08-53.X	Estado promedio de GLBv0.08-53.X en enero de 1994	No
OBW-25	1/25°	41	Clim. mensual (1994-2015) del exp. GLBv0.08-53.X	Estado promedio de GLBv0.08-53.X en enero de 1994	CFSR (1994-2010) y CFSv2 (2011-2015), 1 hr

Cuadro 2.1: Características generales de los experimentos OBNoW-25 y OBW-25, desarrollados con la configuración de HYCOM en el GdM, GOMI0.04 versión 4.

En las siguientes subsecciones se recogen las particularidades de ambos experimentos, y para cada uno se muestran los campos promedio de velocidad meridional, velocidad zonal, temperatura in situ y salinidad en una sección zonal del CY (definida en la latitud 21.813°N y entre las longitudes 84.96°W y 86.8°W); así como la climatología diaria del transporte total y el transporte total promedio a través de la misma sección, calculados sobre todo el periodo de simulación. Se realiza una comparación entre lo obtenido en ambos experimentos y observaciones reportadas en estudios previos; a fin de verificar, en una primera aproximación, que los resultados del modelo son consistentes con las observaciones y que, en consecuencia, los resultados obtenidos en el presente estudio son consistentes con las observaciones.

2.3.1. Experimento OBW-25 con forzamiento atmosférico

Además de las características mencionadas arriba, el experimento OBW-25 incluyó forzamiento atmosférico proveniente de las bases de datos de los reanálisis CFSR (de 1994 a 2010) y CFSv2 (de 2011 a 2015). Ambas bases de datos contienen información en frecuencia horaria de temperatura superficial, tasa de precipitación, temperatura del aire, humedad específica, las componentes zonal y meridional y la magnitud de la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar, presión atmosférica superficial, y flujos radiativos superficiales de onda larga y de onda corta (HYCOM Consortium for Data Assimilative Modeling, sfb,s).

A partir de la velocidad horizontal del viento a los 10 m sobre el nivel del mar (U10,V10), proporcionada por CFSR y CFSv2, se calculó el esfuerzo del viento en tiempo de simulación por medio de fórmulas empíricas, tomando en cuenta la rapidez de las corrientes oceánicas. Además, se incluyó información de la descarga mensual de 34 ríos en el GdM, parametrizada como precipitación mensual, y observaciones de clorofila provenientes de *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS).

Campos de velocidad promedio en la sección del CY

En la figura 2.4 se muestran los campos promedio de velocidad zonal u y velocidad meridional v en la sección del CY, calculados en el periodo total de la simulación OBW-25.

La estructura promedio de la velocidad meridional en el CY (figura 2.4b) presenta un flujo promedio intenso dirigido hacia el GdM en la región superior oeste, con un núcleo de máxima

velocidad meridional superficial de ≈ 1.2 m/s, ubicado entre las longitudes 86.5°W y 86.12°W . Dicho flujo intenso hacia el norte corresponde a la Corriente de Yucatán. Considerando el contorno de 0.1 m/s como el límite de esta corriente (Candela et al., 2003, 2019), ésta se extiende hasta poco más de los 800 m de profundidad, y abarca alrededor de tres cuartas partes de la superficie en la sección del canal.

En la parte superior este se observa un flujo meridional promedio dirigido hacia el sur, con un núcleo de máxima magnitud de velocidad meridional (≈ 0.2 m/s) alrededor de los 100 m de profundidad. Dicho flujo, que corresponde a la CCC, se extiende hasta los 300 m de profundidad aproximadamente, donde su velocidad promedio hacia el sur es 0.02 - 0.04 m/s. Por debajo de los 800 m de profundidad, se muestra un flujo débil hacia el GdM en el centro del canal, y en los extremos dos flujos débiles dirigidos hacia el Mar Caribe: uno en el oeste sobre el talud de Yucatán, y otro en el este sobre el talud de Cuba. El flujo promedio profundo presenta un núcleo de velocidad meridional máxima hacia el sur (≈ 0.02 m/s) entre los 1200 y 1700 m de profundidad en el oeste; y uno de mayor magnitud (≈ 0.1 m/s) entre los 800 y 1400 m de profundidad en el este. En la región profunda central se observa un núcleo de velocidad máxima hacia el norte de ≈ 0.1 m/s en el fondo, por debajo de los 1600 m de profundidad.

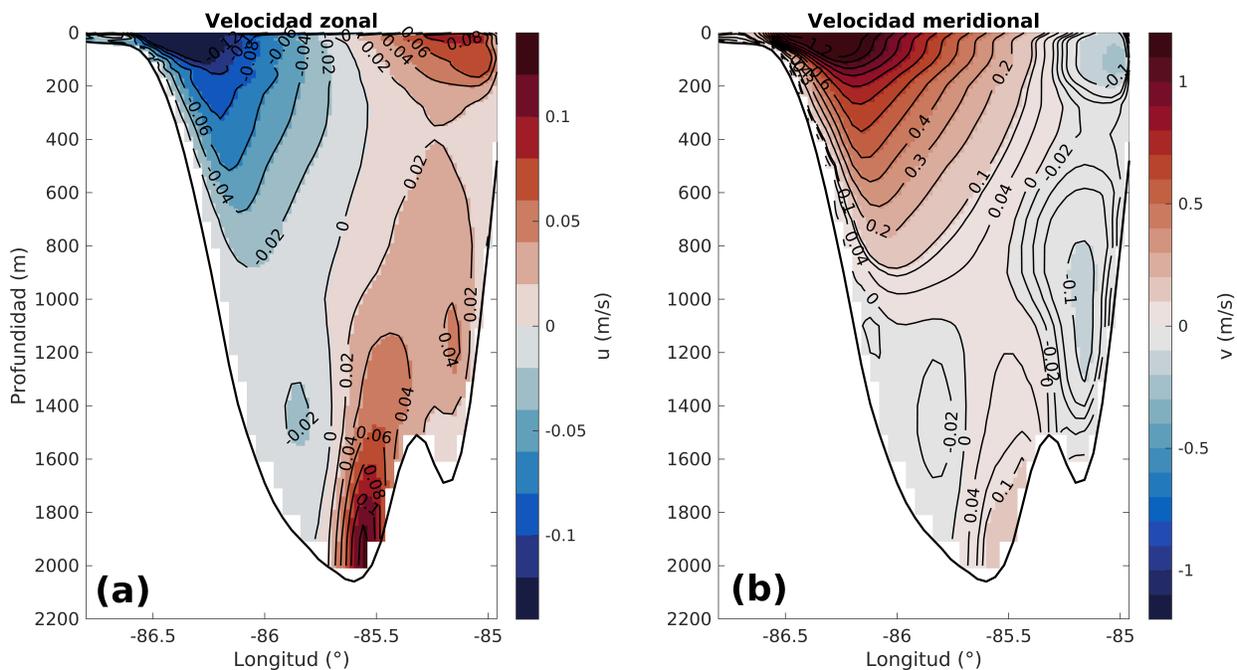


Figura 2.4: Campos promedio de (a) velocidad zonal y (b) velocidad meridional en la sección del CY (definida a los 21.813°N , y entre los 84.96°W y 86.8°W), calculados con datos del experimento OBW-25 en el periodo del 1 de enero de 1994 al 31 de diciembre de 2015.

La estructura de la velocidad meridional promedio es consistente con la obtenida en estudios observacionales previos (Sheinbaum et al., 2002; Candela et al., 2002; Abascal et al.,

2003; Candela et al., 2003; Athié et al., 2015; Candela et al., 2019; Durante-Barajas, 2021). En la figura 2.5 se muestran los campos promedio de la velocidad meridional a través del canal obtenidos de datos observacionales en diferentes periodos por Sheinbaum et al. (2002), Athié et al. (2015), Candela et al. (2019) y Durante-Barajas (2021).

En todos los campos de velocidad meridional promedio observacionales (figura 2.5), se muestra el flujo promedio intenso hacia el GdM en la región oeste superior a los 800 m de profundidad en el CY, delimitado por el contorno de 0.1 m/s, que corresponde a la intensa Corriente de Yucatán. Así mismo, en la región este se observa el núcleo de velocidad meridional hacia el sur asociado a la CCC en los primeros 300 m de profundidad, con velocidad meridional superficial promedio máxima alrededor de 0.1-0.2 m/s. En la región profunda, por debajo de los 800 m de profundidad, se observa la estructura tripolar del flujo meridional medio observada en el campo promedio del experimento; con un flujo débil hacia el GdM en el centro del canal, y dos contraflujos hacia el Mar Caribe en los extremos este y oeste.

Existen diferencias mínimas entre la estructura de la velocidad meridional promedio obtenida de OBW-25 (figura 2.4b) y la reportada en los estudios observacionales (figura 2.5). Del lado este, entre los 300 y 600 m de profundidad aproximadamente, los campos provenientes de observaciones presentan una zona con velocidades meridionales débiles hacia el GdM, que no se observa en el campo promedio en OBW-25. En su lugar, en este experimento se muestra en dicha región un flujo promedio débil en sentido opuesto, hacia el Mar Caribe (con una velocidad meridional promedio hacia el sur de ≈ 0.02 -0.04 m/s).

Otra diferencia entre el campo de velocidad meridional promedio del presente experimento y los campos promedio de observaciones se encuentra en la magnitud de los flujos meridionales promedio profundos. El flujo meridional promedio hacia el GdM en la región profunda central del canal alcanza una velocidad promedio hacia el norte de hasta 0.1 m/s en OBW-25; mientras que en las observaciones su velocidad meridional promedio máxima es menor, alrededor de 0.02 m/s (Sheinbaum et al., 2002), 0.04 m/s (Athié et al., 2015) y 0.05 m/s (Candela et al., 2019). De igual modo, el flujo promedio hacia el Mar Caribe en la región profunda este alcanza una velocidad promedio máxima hacia el sur de ≈ 0.1 m/s en OBW-25, mayor que en los campos provenientes de observaciones, donde es aproximadamente 0.04 m/s (Sheinbaum et al., 2002), 0.06 m/s (Athié et al., 2015), 0.05 m/s (Candela et al., 2019) y 0.025 m/s (Durante-Barajas, 2021).

A pesar de las diferencias cuantitativas entre lo obtenido en OBW-25 y lo reportado previamente, este experimento reproduce adecuadamente los rasgos más robustos y representativos del flujo meridional promedio, como la Corriente de Yucatán en la región superior oeste; la CCC en la región superior este; el flujo débil hacia el GdM en la región central profunda; y los flujos débiles hacia el Mar Caribe en las regiones profundas este y oeste.

Por otro lado, el campo de velocidad zonal promedio en la sección del CY (figura 2.4a) presenta valores negativos en el lado oeste del canal (al oeste de los 85.6°W, aproximadamente), y positivos en el este. Los valores máximos de la magnitud de la velocidad zonal hacia el este se ubican en el núcleo de la CCC (≈ 0.08 m/s), en los primeros 100 m por debajo de la superficie; y en la región central profunda entre los 1600 y 2000 m de profundidad (0.08-0.12 m/s). Por otro lado, el valor máximo de la magnitud de la velocidad zonal hacia el oeste (\approx

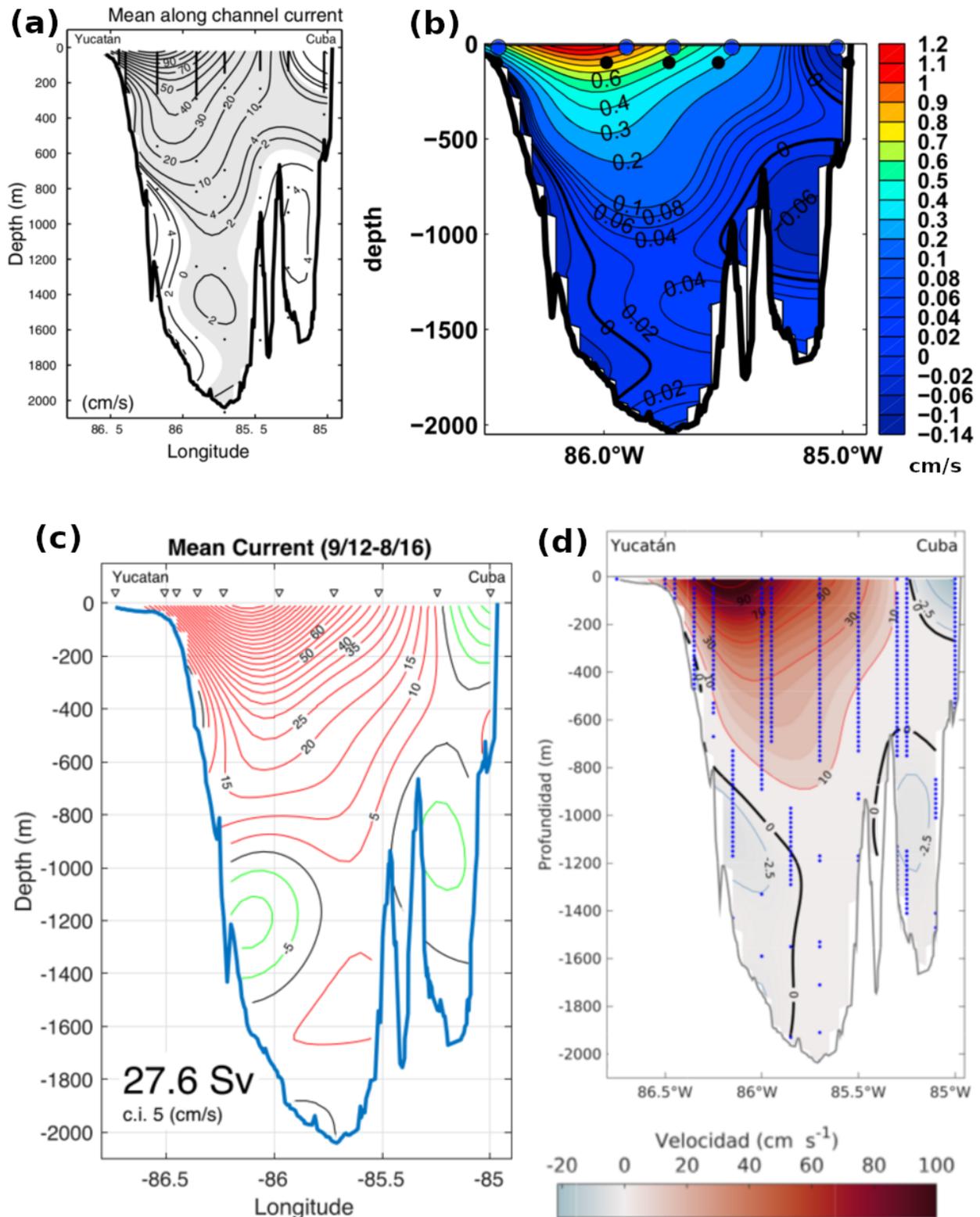


Figura 2.5: Campos observacionales de velocidad meridional promedio en el CY, reportados por: (a) Sheinbaum et al. (2002), en el periodo de agosto de 1999 a junio de 2000; (b) Athié et al. (2015), en los periodos de mayo 2010 a mayo 2011 y de julio 2012 a junio 2013; (c) Candela et al. (2019), en el periodo de septiembre de 2012 a agosto de 2016; y (d) Durante-Barajas (2021), en el periodo de julio 2012 a julio 2018.

0.12 m/s) se ubica en la región comprendida por el núcleo de la Corriente de Yucatán, en los primeros 100 m de profundidad y entre los 86.56°W y 86.12°W.

Se comparó el campo de velocidad zonal promedio con el obtenido por Abascal et al. (2003) de datos observacionales provenientes de una arreglo de anclajes en el periodo de agosto de 1999 a junio de 2000 (figura 2.6). Este último no se asemeja al obtenido en el presente experimento, sin embargo, su orden de magnitud es similar en ambos casos. En lo reportado por Abascal et al. (2003), la velocidad zonal promedio es positiva (hacia el este) en la región superior oeste del canal (donde se ubica la Corriente de Yucatán), en la zona central de profundidad media y en la región profunda este; y es negativa (hacia el oeste) en la parte este del canal entre la superficie y el nivel de 1000 m de profundidad, y en las regiones profundas central y oeste. En contraste, en OBW-25 (figura 2.4a) se observa la estructura dipolar descrita anteriormente. Esta inconsistencia puede atribuirse a que la velocidad zonal en el CY no presenta patrones espaciales tan persistentes como los de la velocidad meridional, sino que su variabilidad con respecto a su valor promedio es mayor (Abascal et al., 2003). Es por ello que los resultados de observaciones con un sólo año de datos (Abascal et al., 2003) no coinciden con los provenientes de 22 años de la simulación.

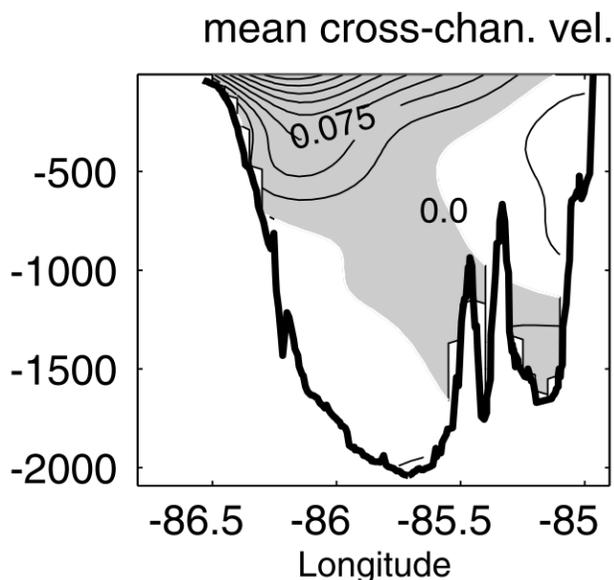


Figura 2.6: Campo de velocidad zonal promedio en la sección del CY obtenido por Abascal et al. (2003) con datos observacionales de un arreglo de anclajes en la sección del CY, en el periodo de agosto de 1999 a junio de 2000.

Campos hidrográficos promedio en la sección del CY

En la figura 2.7 se muestran los campos de temperatura y salinidad promedio en la sección del CY, obtenidos del experimento OBW-25 en todo el periodo de simulación. La estructura de la temperatura promedio (figura 2.7a) es consistente con los campos de temperatura

promedio en el CY reportados en estudios previos, basados en observaciones de distintos periodos (Sheinbaum et al., 2002; Candela et al., 2002; Abascal et al., 2003; Rivas et al., 2005; Durante-Barajas, 2021). En particular, la distribución vertical de las isotermas es esencialmente la misma que se observa en lo reportado por Candela et al. (2002) y Durante-Barajas (2021) (figura 2.8). En concordancia con las observaciones, la isoterma de 6°C se ubica entre los 800 y 900 m de profundidad, y la de 20°C alrededor de los 200 m.

Tanto en los campos provenientes de observaciones (figuras 2.8) como en el obtenido del presente experimento (figura 2.7a), se observa una estructura vertical estratificada. En ambos casos, los valores de temperatura promedio abarcan el intervalo de $\approx 4^{\circ}\text{C}$ (en la región profunda) a $\approx 28^{\circ}\text{C}$ (en la capa de mezcla superficial). Sobre el talud de Yucatán, las isotermas se encuentran inclinadas hacia arriba en dirección este-oeste, lo cual se asocia a la presencia de la Corriente de Yucatán, como señalan Sheinbaum et al. (2002). Del lado este del canal, cerca de Cuba, las isotermas se inclinan ligeramente hacia arriba en dirección oeste-este, debido a la presencia de la CCC (Sheinbaum et al., 2002). Se representa adecuadamente el intenso gradiente vertical de la temperatura sobre el talud de Yucatán y en profundidades cercanas a los 200 m, asociado a la termoclina que se ubica alrededor de la isoterma de 20°C (Abascal et al., 2003).

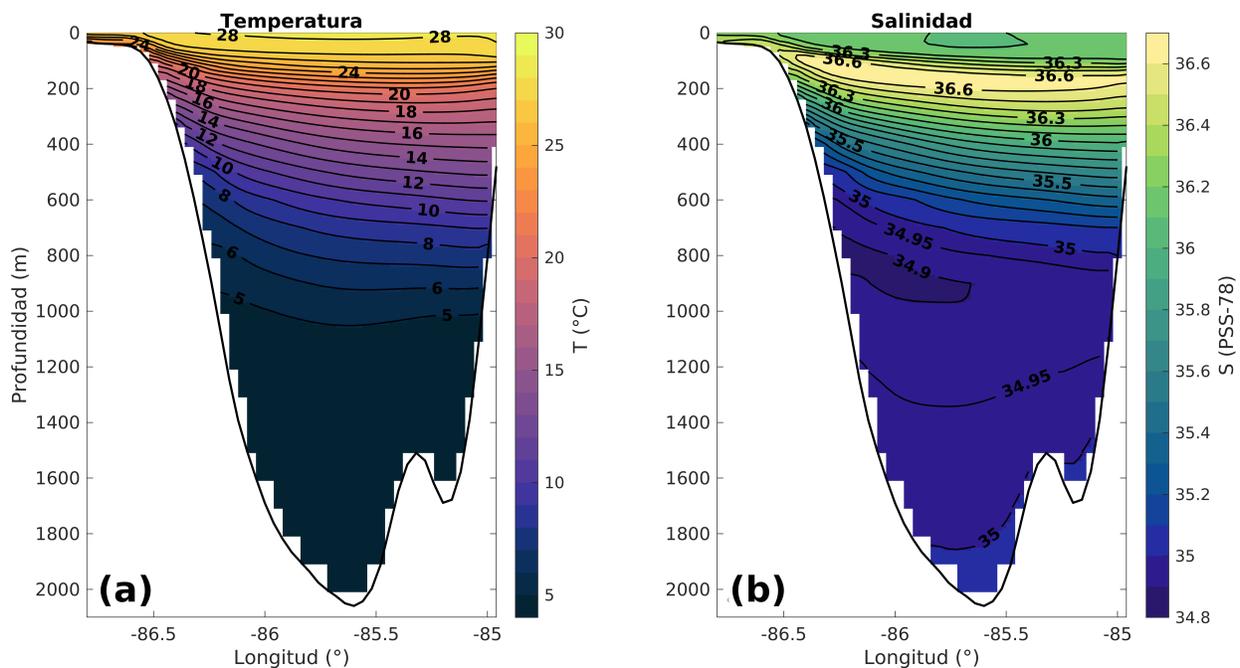


Figura 2.7: Campos promedio de (a) temperatura y (b) salinidad en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBW-25 en el periodo total de la simulación.

Las condiciones hidrográficas promedio (figura 2.7) reproducen la ubicación de las principales masas de agua que penetran hacia el GdM a través del CY, cuyas propiedades hidrográficas son descritas por Rivas et al. (2005). Entre los 100 y 200 m de profundidad, con una

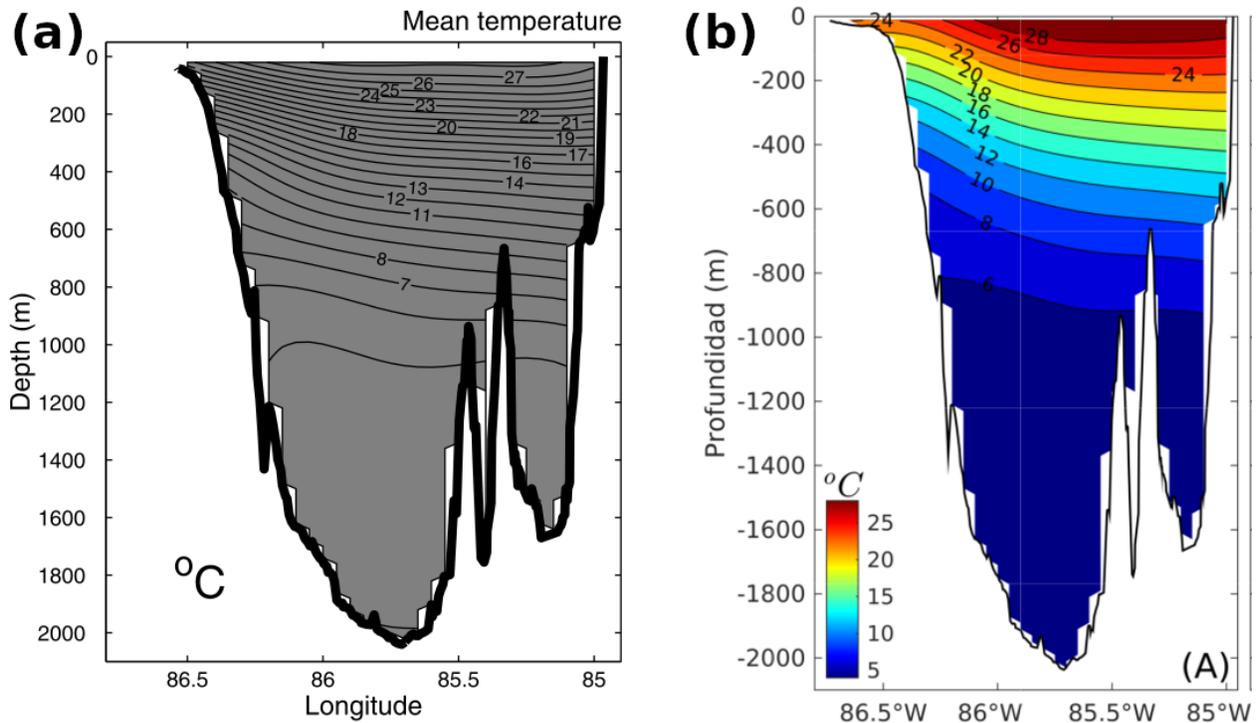


Figura 2.8: (a) Campo de temperatura promedio en el CY obtenido por Candela et al. (2002) de un conjunto de observaciones con *Conductivity-Temperature-Depth* (CTD) recolectadas durante siete cruceros en el CY en diferentes épocas del año, entre diciembre de 1996 y junio de 2001. (b) Campo de temperatura promedio en el CY obtenido por Durante-Barajas (2021) de un conjunto de datos observacionales provenientes de un arreglo de anclajes en la sección del CY, en el periodo del 13 de julio de 2016 a julio de 2018.

salinidad de 36.6-36.7 y temperatura de $\approx 23^\circ\text{C}$, se reproducen las características del Agua Subtropical Subsuperficial (*Subtropical Underwater*, SUW); que Rivas et al. (2005) identifica por un máximo de salinidad de ≈ 36.7 , una temperatura aproximada de 23°C y una profundidad de 150-200 m. La salinidad promedio asociada a dicha masa de agua presenta valores ligeramente menores ($36.6 < S < 36.7$) que su valor característico.

Debajo de la masa de agua SUW, entre los 140 y 320 m de profundidad, se observa una salinidad y temperatura promedio alrededor de 36.3 y 18°C , respectivamente, asociadas a la masa de agua del Mar de los Sargazos de 18°C , o *18°C Sargasso Sea Water* (Rivas et al., 2005). De acuerdo con Rivas et al. (2005), esta masa de agua se ubica entre las profundidades de 200 y 400 m, por lo que las condiciones hidrográficas promedio de OBW-25 reproducen sus propiedades características ligeramente más arriba de su nivel vertical típico.

Desde los 200 hasta los 800 m de profundidad, se observan los rasgos particulares del Agua Central del Atlántico Tropical (*Tropical Atlantic Central Water*, TACW), con temperatura promedio entre 8 y 16°C , y salinidad promedio entre 35 y 36.1 (Rivas et al., 2005). El intervalo de profundidades en que se encuentran las propiedades características de esta masa de agua

difiere del señalado por Rivas et al. (2005), que abarca sólo las profundidades de 400 a 600 m; por lo que en el experimento, la masa de agua TACW parece abarcar un mayor intervalo en la columna de agua. Dado que se caracteriza también por un mínimo en la concentración de oxígeno disuelto, sería posible delimitar su ubicación con mayor precisión teniendo valores promedio de esta variable en el canal.

En la región oeste entre los niveles de 700 y 980 m de profundidad, se observa un mínimo en la salinidad promedio de ≈ 34.8 - 34.9 , y temperaturas promedio de 5 - 6°C . Estas condiciones son semejantes a las que caracterizan al Agua Intermedia Antártica (*Antarctic Intermediate Water*, AAIW), que se identifica en profundidades de 600-900 m, con un mínimo en la salinidad cercano a 34.8 y una temperatura de $\approx 7^\circ\text{C}$ (Rivas et al., 2005). Por tanto, las condiciones hidrográficas promedio del CY reproducen aceptablemente el mínimo de la salinidad asociado a la masa de agua AAIW. Las temperaturas promedio asociadas son inferiores a la temperatura característica de ésta ($\approx 7^\circ\text{C}$), con una diferencia de 1 - 2°C .

Por último, por debajo de los 1000 m de profundidad la salinidad promedio presenta un incremento gradual hacia abajo; desde valores de ≈ 34.9 cerca de los 1000 m de profundidad, hasta alcanzar una salinidad promedio de ≈ 35 cerca de los 1800 m en la parte central profunda del canal, y alrededor del nivel de 1500 m del lado de Cuba (figura 2.7b). La temperatura promedio a los 1000 m de profundidad es cercana a 5°C , disminuye al aumentar la profundidad, y alcanza valores cercanos a 4°C en el fondo. En esta región profunda se reproducen las propiedades distintivas del Agua Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW), caracterizada por un máximo relativo en la salinidad de ≈ 35 , y una temperatura cercana a 4°C (Rivas et al., 2005).

Se comparó el campo de salinidad promedio en el CY (figura 2.7b) con los reportados previamente por Candela et al. (2003) (figura 2.9a) y Rivas et al. (2005) (figura 2.9b). La estructura de la salinidad promedio presentada por Candela et al. (2003) muestra un máximo de 36.7 alrededor de los 210 m de profundidad, que se observa en los resultados del experimento (figura 2.7b), y coincide con la salinidad característica de la masa de agua SUW alrededor de la misma profundidad (Rivas et al., 2005). En el campo de salinidad promedio reportado por Rivas et al. (2005) no se distingue este máximo. Alrededor de los 250-300 m de profundidad, en lo reportado por Candela et al. (2003) se observan valores alrededor de 36.3 , característicos del Agua del Mar de los Sargazos de 18°C ubicada entre los niveles de 200 y 400 m (Rivas et al., 2005), que se presentan también en OBW-25 (figura 2.7b). Por otro lado, Rivas et al. (2005) identificaron la salinidad característica de dicha masa de agua en un intervalo de salinidad promedio entre 36 y 36.5 , ubicada entre los 100 y 400 m de profundidad aproximadamente.

Por debajo de la masa de agua del Mar de los Sargazos, el campo de salinidad promedio de Candela et al. (2003) representa las condiciones de salinidad características de la masa de agua TACW entre los 250 m y los 600-700 m de profundidad, con valores promedio entre 35 y 36.1 , las cuales son también representadas en el experimento. De igual modo, lo reportado por Rivas et al. (2005) reproduce las mismas condiciones entre los 200 y 700 m de profundidad. A mayor profundidad, entre los niveles de 600 y 1000 m, las observaciones promedio (figura 2.9) muestran el mínimo de salinidad (≈ 34.9) asociado a la masa de agua AAIW, identificado

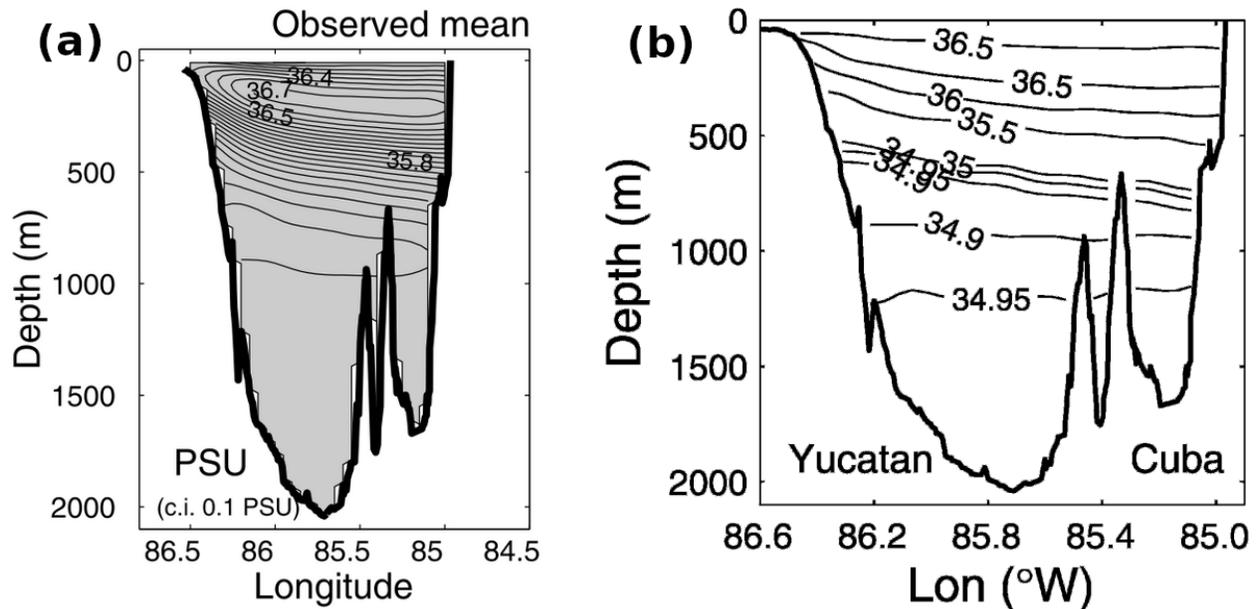


Figura 2.9: (a) Campo de salinidad promedio en el CY obtenido por Candela et al. (2003) de un conjunto de mediciones de CTD recolectadas durante ocho cruceros oceanográficos en el CY en diferentes épocas del año, entre diciembre de 1996 y agosto de 2002. (b) Campo de salinidad promedio en el CY obtenido por Rivas et al. (2005) de mediciones de CTD recolectadas durante tres cruceros oceanográficos en el CY, en los periodos de agosto-septiembre 1999, junio-julio 2000 y mayo-junio 2001.

en OBW-25. Por debajo de los 1000 m de profundidad, el campo de salinidad promedio de Candela et al. (2003) no provee información adicional; mientras que en el reportado por Rivas et al. (2005) se visualiza el máximo de salinidad (≈ 34.95) asociado a la masa de agua profunda NADW, el cual es bien representado en el experimento, de acuerdo con lo anterior.

En resumen, las estructuras de la temperatura y salinidad promedio en el CY representan las características hidrográficas generales de las masas de agua presentes en el canal y, a primera aproximación, reproducen adecuadamente su ubicación en la columna de agua. Además, son consistentes con los campos hidrográficos promedio reportados en estudios observacionales previos.

Transporte a través del CY

Se obtuvo un transporte total promedio a través del CY de 27.89 Sv (calculado sobre todo el periodo de simulación), con una desviación estándar de 1.27 Sv. El valor obtenido es consistente con los reportados en estudios observacionales previos (Rousset y Beal, 2010; Athié et al., 2015; Candela et al., 2019; Athié et al., 2020; Durante-Barajas, 2021) (cuadro 2.2); a excepción del estimado por Sheinbaum et al. (2002), de 23.8 ± 1 Sv, en el periodo de septiembre de 1999 a junio de 2000, que fue considerado históricamente anómalamente bajo

(Sheinbaum et al., 2002; Rousset y Beal, 2010, 2011; Athié et al., 2015) y posteriormente atribuido a la variabilidad interanual del flujo a través del CY (Athié et al., 2015).

Rousset y Beal (2010) reportaron un transporte promedio a través del canal de 30.3 ± 5 Sv, calculado a partir de observaciones de ADCP con el crucero *Explorer of the Seas* en el periodo de mayo de 2001 a mayo de 2006. Por su parte, Athié et al. (2015) obtuvieron dos valores de transporte: 27.1 ± 0.5 Sv y 25.0 ± 0.5 Sv, utilizando datos de una arreglo de anclajes en los periodos de mayo de 2010 a mayo de 2011 y de julio de 2012 a junio de 2013, respectivamente. El transporte promedio obtenido de los dos periodos de datos de anclajes (2010-2011 y 2012-2013) fue 26.2 Sv (Athié et al., 2015).

A partir de mediciones de un arreglo de anclajes del programa CANEK de septiembre de 2012 a agosto de 2016, Candela et al. (2019) estimaron un transporte promedio en el CY de 27.6 Sv con desviación estándar de 11.4 Sv, que representa el valor más cercano al obtenido de OBW-25. De julio de 2014 a julio de 2016, el transporte promedio estimado fue 28.6 Sv (Candela et al., 2019). Posteriormente, con mediciones del programa CANEK de mayo de 2010 a abril de 2011 y de octubre de 2012 a agosto de 2016, se estimó un transporte promedio de 27.5 Sv (Athié et al., 2020), que de igual modo es cercano al del presente experimento. Por último, mediante datos observacionales provenientes de registros del programa CANEK, durante el periodo de julio de 2012 a julio de 2018, Durante-Barajas (2021) obtuvo un transporte promedio de 26.9 Sv; que también es consistente con el valor estimado de OBW-25.

Por otra parte, la climatología diaria del transporte total a través del CY (figura 2.10) presenta una componente anual marcada con un valor máximo en verano (particularmente en el mes de julio) de ≈ 30 Sv, y un valor mínimo en otoño (octubre-noviembre) de ≈ 26.22 Sv. Ésta se comparó con las climatologías mensuales del transporte total a través del canal calculadas en estudios previos por Rousset y Beal (2010), Rousset y Beal (2011), y Athié et al. (2020) (figuras 2.11a-c)

Rousset y Beal (2010) calcularon el ciclo estacional del transporte total a través del CY a partir de datos de velocidad provenientes de mediciones de ADCP obtenidas con el crucero *Explorer of the Seas*, en el periodo de 2002 a 2006. Se encontró un ciclo semianual (figura 2.11a) con valor máximo en verano (específicamente en el mes de julio) y en invierno (en el mes de febrero), cercano a 33 Sv; y mínimos en los meses de primavera (marzo-mayo) y otoño (septiembre-noviembre), alrededor de 28-30 Sv. La amplitud del ciclo estacional observado se estimó de 2.7 Sv, que es 0.7 Sv mayor que la amplitud del ciclo anual observado en OBW-25. (Rousset y Beal, 2010, 2011)

La climatología diaria del transporte en el presente experimento (figura 2.10) reproduce adecuadamente el máximo en verano y el mínimo en otoño, que se observan en la climatología mensual obtenida por Rousset y Beal (2010) (figura 2.11a). Sin embargo, el máximo en invierno, presente en esta última, no es reproducido por el experimento. Esta discrepancia puede deberse a la poca cantidad de datos recolectados en dicha temporada por el crucero *Explorer of the Seas* (Rousset y Beal, 2010).

Así mismo, los valores de transporte máximo (≈ 33 Sv) y mínimo (≈ 28 -30 Sv) de la climatología mensual reportada por Rousset y Beal (2010) difieren de los valores máximo (\approx

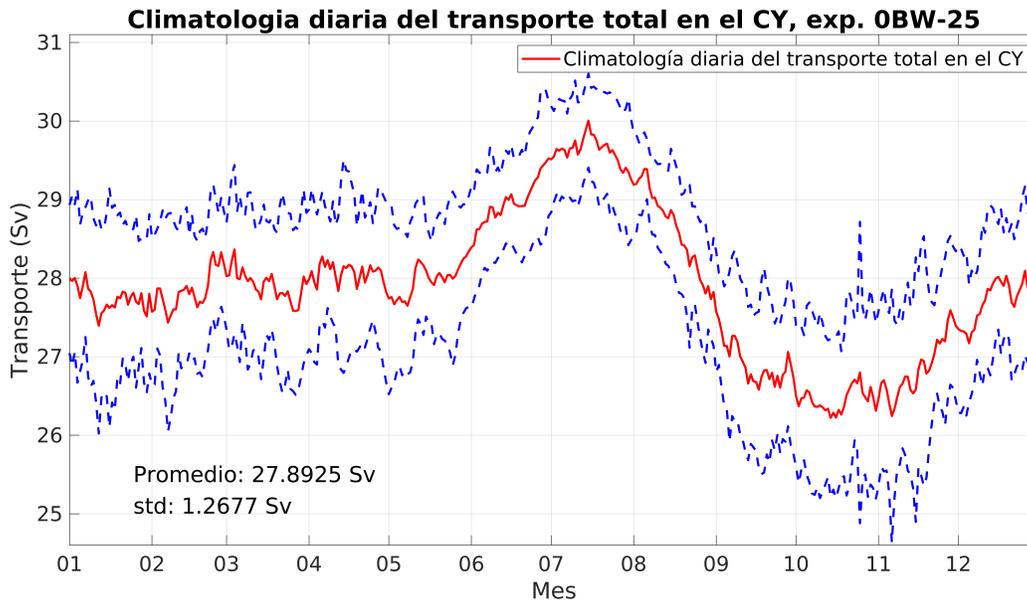


Figura 2.10: Climatología diaria del transporte total en el CY (línea continua roja), calculada con los datos del experimento OBW-25 en todo el periodo de simulación. Para cada día del año se muestra la climatología diaria \pm una desviación estándar (líneas punteadas azules).

30 Sv) y mínimo (≈ 26.22 Sv) de la climatología diaria en OBW-25. En general, en cada mes los valores de transporte de la climatología diaria en el modelo son menores que el promedio mensual reportado por los mismos autores. La diferencia entre ambas climatologías es mayor en los meses de invierno, cuando alcanza los 5 Sv aproximadamente.

Por lo anterior, la climatología diaria del transporte total en el CY reproduce los rasgos representativos de la climatología mensual reportada por Rousset y Beal (2010). Dado que el máximo en invierno no es un rasgo robusto (Rousset y Beal, 2010), la comparación entre ambas climatologías no es concluyente en esta temporada. Es necesario comparar la climatología obtenida del experimento con una proveniente de observaciones que sea representativa en los meses de invierno, para tener certeza de que se reproduce adecuadamente el flujo medio en ese periodo del año.

En un estudio posterior, Rousset y Beal (2011) obtuvieron una segunda climatología mensual del transporte total en el canal (figura 2.11b), a partir de datos de una simulación de alta resolución en el Mar Caribe en el periodo de noviembre 2003 a diciembre 2006; desarrollada en una configuración global de HYCOM de resolución $1/12^\circ$ y con asimilación de datos. De los datos de la simulación se encontró un ciclo estacional similar al de las observaciones (figura 2.11a), con un máximo en verano (mes de julio) de 25.5-26 Sv; mínimos en otoño y en primavera de 21.5-22 Sv; y un segundo máximo en invierno de 24-24.5 Sv.

Los resultados de la misma simulación muestran un comportamiento principalmente anual, que se acerca más a lo obtenido en OBW-25. En ambos casos se observa el máxi-

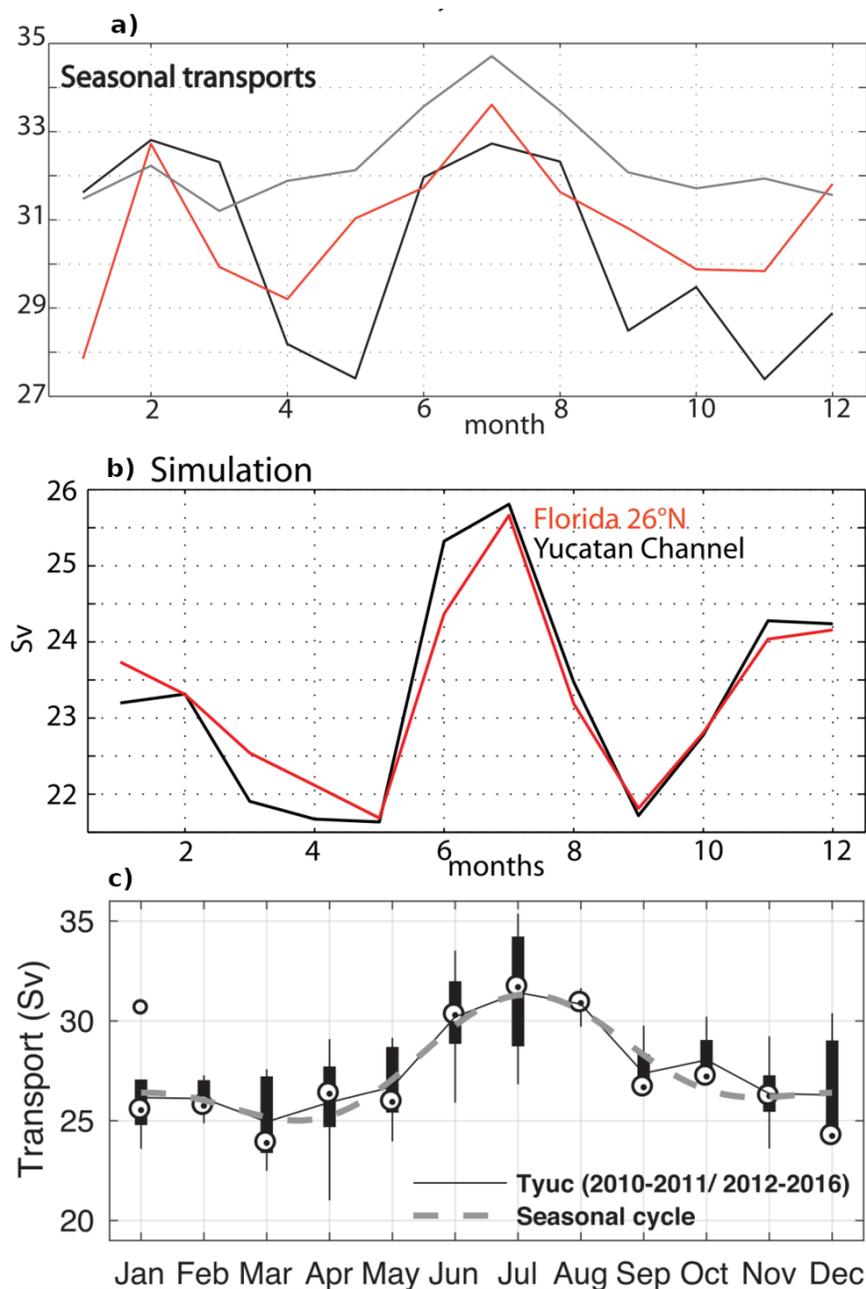


Figura 2.11: (a) Climatología mensual del transporte total estimada por Rousset y Beal (2010) a través del CY en el periodo 2002-2006 (línea negra); a través del Estrecho de Florida a los 26°N en el periodo 2001-2006 (línea roja); y a través del Estrecho de Florida a los 27°N en el periodo 2001-2006 (línea gris). (b) Climatología mensual del transporte total a través del CY (línea negra) y del Estrecho de Florida a los 26°N (línea roja), obtenida por Rousset y Beal (2011) de datos de una simulación de alta resolución en el Mar Caribe. (c) Climatología mensual del transporte total a través del CY (línea negra sólida) y ciclo estacional del transporte a través del CY (línea gris punteada), formado por la suma de los armónicos anual y semianual, obtenidos por Athié et al. (2020) de observaciones de anclajes en los periodos 2010-2011 y 2012-2016. En (c) los puntos negros indican la mediana, las cajas indican los percentiles 25 y 70, y las líneas verticales los valores mínimo y máximo.

mo predominante en el mes de julio y un mínimo en el mes de otoño, con amplitud de ≈ 2 Sv. Sin embargo, el valor mínimo en primavera obtenido por Rousset y Beal (2011) no es evidente en la climatología diaria del presente experimento. En cada mes, el transporte promedio obtenido de la simulación de alta resolución en el Mar Caribe (figura 2.11b) es menor que los estimados en OBW-25 (figura 2.10). Los valores máximo y mínimo del transporte en el primer caso son 25.5-26 Sv y 21.5-22 Sv, respectivamente, mientras que en el segundo son 30 Sv y 26.22 Sv.

En suma, la climatología diaria obtenida del presente experimento se asemeja más a la climatología mensual reportada por Rousset y Beal (2011), estimada de datos de simulación, que a la estimada por Rousset y Beal (2010) de observaciones de ADCP en el CY. Las tres climatologías hasta aquí comparadas comparten los mismos rasgos principales: un marcado ciclo anual con máximo en verano, mínimo en otoño, y una amplitud de ≈ 2 Sv.

Se comparó también la climatología diaria del transporte a través del canal en OBW-25 con la climatología mensual reportada por Athié et al. (2020), basada en datos de velocidad provenientes de un arreglo de anclajes en el canal, en los periodos mayo 2010 - abril 2011 y octubre 2012 - agosto 2016 (figura 2.11c). Esta última presenta un comportamiento anual importante, que se asemeja al observado en el experimento (figura 2.10); con un transporte máximo en julio (≈ 31.4 Sv) y un mínimo en marzo (≈ 24.9 Sv). La amplitud del ciclo anual reportado por Athié et al. (2020) es 3.3 Sv, 1.3 Sv mayor que la amplitud observada en la climatología diaria del presente experimento. Sin embargo, ambas climatologías son cualitativamente consistentes: presentan una componente anual importante y un máximo transporte en verano.

En conclusión, el transporte total promedio a través del CY es cuantitativamente consistente con los valores estimados de observaciones (Rousset y Beal, 2010; Athié et al., 2015; Candela et al., 2019; Athié et al., 2020; Durante-Barajas, 2021). La climatología del transporte total a través del canal reproduce el ciclo anual predominante con un máximo en verano, observado en climatologías reportadas en estudios previos observacionales y con datos de simulación (Rousset y Beal, 2010, 2011; Athié et al., 2020). A pesar de las diferencias cuantitativas entre la climatología del experimento y las reportadas en la literatura, se afirma que son cualitativamente consistentes en sus rasgos más representativos. Por tanto, el experimento reproduce adecuadamente el flujo oceánico total promedio a través del canal y, en una primera aproximación cualitativa, representa su variación estacional.

2.3.2. Experimento OBNoW-25 sin forzamiento atmosférico

Dada la complejidad de la variabilidad del sistema CY-CL, cuya evolución es influenciada por diferentes procesos físicos a diversas escalas temporales y espaciales en el GdM (Athié et al., 2020), se estudió la variabilidad de la estratificación en el CY y su relación con el comportamiento de la CL en un contexto simplificado, sin forzamiento atmosférico. Para ello, se analizaron los resultados del experimento idealizado OBNoW-25 (véase el cuadro 2.1), desarrollado con la configuración del modelo GOMI0.04 versión 4 descrita anteriormente.

Campos de velocidad promedio en la sección del CY

En la figura 2.12 se muestran los campos promedio de velocidad zonal u y velocidad meridional v , calculados sobre todo el periodo de simulación en la sección del CY con datos del experimento OBNoW-25.

El campo de velocidad meridional promedio en el CY (figura 2.12b) presenta esencialmente la misma estructura general observada en OBW-25 (figura 2.4b) y en resultados de estudios previos (figura 2.5). En la región oeste superior del canal se reproduce el flujo promedio intenso hacia el norte, asociado a la Corriente de Yucatán, que se extiende hasta los 800 m de profundidad y abarca aproximadamente tres cuartas partes de la superficie del canal. Las isotacas asociadas a esta corriente se extienden a menor profundidad en comparación con el experimento anterior. Así mismo, en OBW-25 el flujo meridional promedio asociado extiende su influencia más hacia el este en la superficie. Es decir, en el escenario sin forzamiento atmosférico la Corriente de Yucatán presenta una menor extensión vertical y horizontal que en el caso anterior.

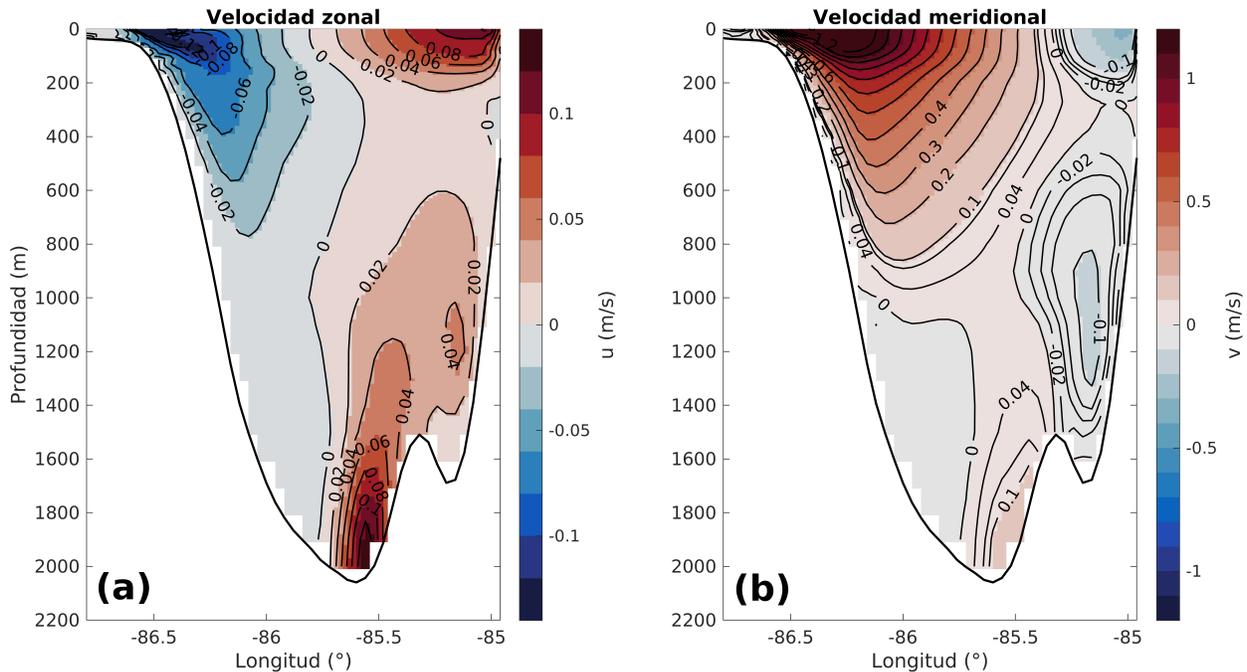


Figura 2.12: Campos promedio de (a) velocidad zonal y (b) velocidad meridional en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBNoW-25 en todo el periodo de simulación.

En la región superior este, sobre los 300 m de profundidad, el presente experimento reproduce el flujo meridional promedio hacia el sur asociado a la CCC, observado previamente en OBW-25 (figura 2.4b) y en los campos promedio provenientes de observaciones (figura 2.5). Este flujo meridional promedio presenta una menor extensión vertical en el escenario sin forzamiento atmosférico: su velocidad promedio hacia el sur disminuye hasta 0.02 m/s a

los 230 m de profundidad, y su núcleo de máxima rapidez meridional promedio se ubica en los primeros 50 m por debajo de la superficie; mientras que en OBW-25, su velocidad promedio hacia el sur es de 0.02-0.04 m/s a la profundidad de 300 m, y su núcleo de máxima rapidez meridional promedio alcanza los 100 m de profundidad. En ambos experimentos, en el lado este se tiene un flujo promedio hacia el Mar Caribe en toda la columna de agua. Esto difiere de lo observado en estudios previos, que muestran una zona de velocidades débiles hacia el GdM en la parte este entre los 300 y 600 m de profundidad, separando a la CCC del flujo promedio profundo hacia el Mar Caribe.

En el experimento sin forzamiento atmosférico, la velocidad meridional promedio en la región profunda del CY, por debajo de los 800 m de profundidad, presenta el mismo patrón espacial tripolar observado en OBW-25 y en los resultados de observaciones. La magnitud de la velocidad meridional promedio en los flujos profundos es similar en ambos experimentos. En la región profunda sobre el talud de Yucatán, la velocidad meridional promedio presenta una magnitud ligeramente mayor en el caso con forzamiento atmosférico (con una diferencia aproximada de 0.02 m/s). Además, los flujos promedio profundos en el centro y este del canal muestran una extensión vertical mayor en el mismo experimento: la isotaca de 0.04 m/s asociada al flujo central se extiende hacia arriba hasta una profundidad de ≈ 1300 m en OBNoW-25, mientras que con forzamiento atmosférico alcanza los 1200 m de profundidad. Asimismo, la isotaca de 0.06 m/s hacia el sur, asociada al flujo hacia el Mar Caribe sobre el talud de Cuba, se extiende hacia arriba hasta una profundidad de ≈ 620 m en OBNoW-25, y ≈ 590 m en OBW-25.

Por lo anterior, en el experimento sin forzamiento atmosférico se reproducen adecuadamente los rasgos principales del flujo meridional promedio en el CY, representados también por el experimento OBW-25 y reportados en estudios anteriores. De acuerdo con las diferencias encontradas entre ambos experimentos, uno de los efectos de la inclusión de forzamiento atmosférico es una mayor extensión vertical de las principales corrientes meridionales promedio en el canal, así como una mayor extensión superficial del flujo meridional promedio asociado a la Corriente de Yucatán.

Por otra parte, en el campo de velocidad zonal promedio obtenido del presente experimento (figura 2.12a) se observa una estructura dipolar con valores negativos en la región oeste y positivos en el este, al igual que en el experimento más realista. Con magnitudes similares a las observadas en dicho experimento, los valores máximos de la magnitud de la velocidad zonal hacia el este se ubican en el núcleo de la CCC sobre los primeros 100 m de profundidad, y en la región central profunda por debajo de los 1600 m de profundidad; mientras que los valores máximos de la magnitud de la velocidad zonal hacia el oeste se encuentran en la región comprendida por el núcleo de la Corriente de Yucatán.

Las isotacas asociadas al núcleo de máxima velocidad zonal hacia el este en la región del núcleo de la CCC se extienden a mayores profundidades en el caso con forzamiento atmosférico (figura 2.4a), a excepción de la isotaca de 0.08 m/s, que se ubica más cercana a la superficie en OBW-25. Asimismo, la isotaca de 0.02 m/s, en la región profunda de máxima magnitud de velocidad zonal hacia el este, se extiende hacia arriba hasta menores profundidades en OBW-25, donde alcanza los 400 m de profundidad. Análogamente, el núcleo de máxima

velocidad zonal hacia el oeste en la región superior presenta una mayor extensión vertical y horizontal en el caso con forzamiento atmosférico. Más aún, en este último se observa un núcleo de velocidad zonal promedio hacia el oeste ($\approx 0.02\text{-}0.04$ m/s) entre los 1300 y 1600 m de profundidad, que no se observa en el presente experimento.

En suma, los campos de velocidad meridional y zonal promedio en la sección del CY (figuras 2.12a-b) reproducen los rasgos principales observados en OBW-25 (figuras 2.4a-b). Los resultados de ambos experimentos representan las características fundamentales de los campos de velocidad meridional promedio provenientes de observaciones en el canal (figuras 2.5). Por otro lado, en los dos experimentos el campo de velocidad zonal promedio no es consistente con lo reportado por Abascal et al. (2003) (figura 2.6). Se encontraron diferencias entre lo obtenido de ambos experimentos, atribuidas a efectos de la inclusión de forzamiento atmosférico.

Campos hidrográficos promedio en la sección del CY

En las figuras 2.13a-b se muestran los campos de temperatura y salinidad promedio en la sección del CY, obtenidos de OBNoW-25 en todo el periodo de simulación. La estructura de la temperatura promedio (figura 2.13a) reproduce los rasgos predominantes reportados en estudios observacionales (Sheinbaum et al., 2002; Candela et al., 2002; Abascal et al., 2003; Rivas et al., 2005; Durante-Barajas, 2021), que también son representados por el campo de temperatura promedio en OBW-25 (figura 2.7a).

Se observa una estructura vertical estratificada, similar a la de las observaciones reportadas por Candela et al. (2002) y Durante-Barajas (2021) (figura 2.8); con las isotermas inclinadas hacia arriba en dirección este-oeste sobre el talud de Yucatán, asociado a la presencia de la Corriente de Yucatán; y en dirección oeste-este cerca de Cuba, debido a la presencia de la CCC (Sheinbaum et al., 2002). Se representa también el intenso gradiente vertical de la temperatura sobre el talud de Yucatán y alrededor de los 200 m de profundidad, atribuido a la termoclina alrededor de la isoterma de 20°C (Abascal et al., 2003). En general, la posición de las isotermas es consistente con la estimada en los estudios observacionales y en OBW-25: la isoterma de 6°C se ubica entre los 800 y 900 m de profundidad, y la de 20°C alrededor de los 200 m de profundidad.

Sobre el talud de Yucatán, se identifica una diferencia importante entre los campos de temperatura promedio obtenidos de ambos experimentos. Sin forzamiento atmosférico, las isotermas de los 25 a los 27°C se concentran en una región superficial de menor extensión vertical por arriba del talud de Yucatán, que da lugar a una mayor estratificación en los primeros metros bajo la superficie en dicha región del canal. Asimismo, en la región este superior, las isotermas de 27 y 28°C muestran una inclinación en dirección oeste-este hacia arriba, y hacia abajo en OBW-25. A pesar de estas diferencias, los dos experimentos presentan esencialmente la misma estructura vertical de la temperatura promedio; que es consistente con lo reportado en estudios previos (figura 2.8), pues reproducen sus rasgos más representativos en toda la columna de agua.

Las condiciones hidrográficas promedio en el CY, del experimento sin forzamiento atmos-

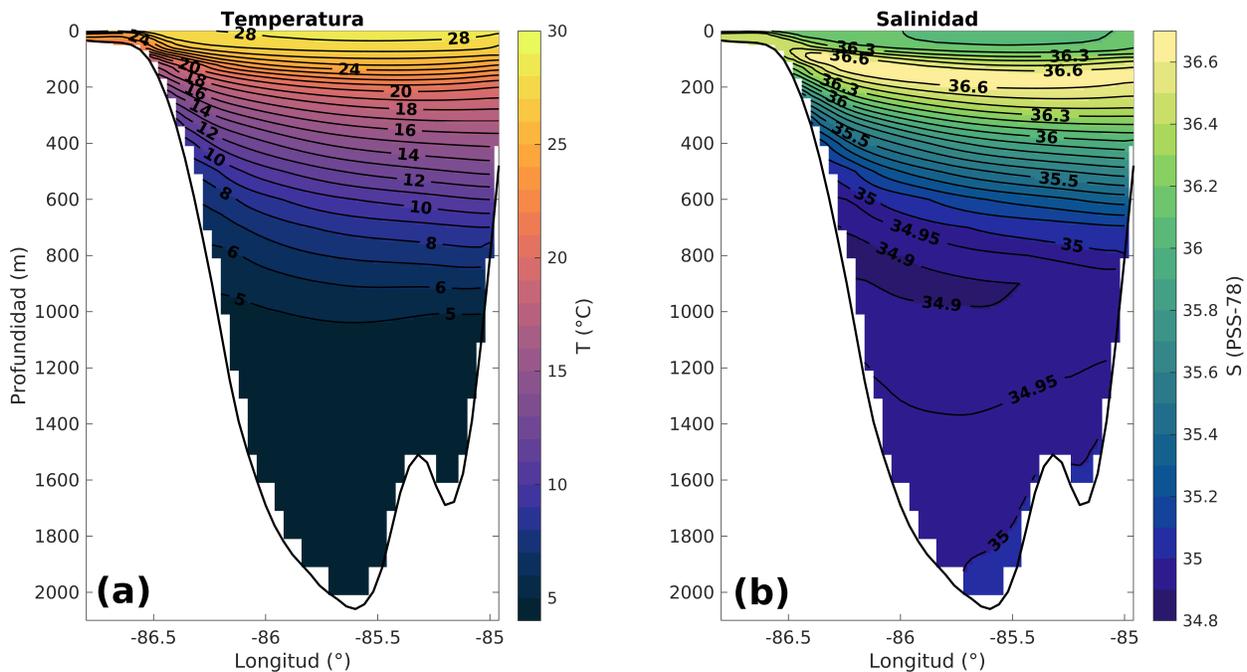


Figura 2.13: Campos promedio de (a) temperatura y (b) salinidad en la sección del CY, calculados con datos del experimento OBNoW-25 en el periodo total de simulación.

férico, reproducen adecuadamente la ubicación de las principales masas de agua en el canal, descritas por Rivas et al. (2005). La masa de agua SUW se identifica entre los 100 y 200 m de profundidad, donde se observa el máximo de salinidad promedio alrededor de 36.6-36.7, y una temperatura promedio de $\approx 23^{\circ}\text{C}$. Al igual que en OBW-25, la salinidad promedio asociada a dicha masa de agua es ligeramente menor que su valor característico ($S \approx 37$).

Así mismo, las propiedades hidrográficas características de la masa de agua del Mar de los Sargazos de 18°C (salinidad de ≈ 36.3 y temperatura de 18°C) se encuentran en el campo de salinidad promedio, entre los niveles de 130 y 320 m de profundidad (figura 2.13b), ligeramente más arriba de su nivel característico (entre 200 y 400 m). De los 200 a los 800 m de profundidad, se observan las propiedades hidrográficas de TACW; con una salinidad promedio entre 35 y 36.1, y temperatura promedio entre 8 y 16°C . De igual modo que en el experimento con forzamiento atmosférico, esta masa de agua abarca un mayor intervalo vertical en la columna de agua, comparado con su intervalo de profundidad característico, 400-600 m (Rivas et al., 2005).

En la región oeste entre los 700 y 1000 m de profundidad, se reproduce el núcleo de mínima salinidad promedio (34.8-34.9) asociado a AAIW (figura 2.13b); con temperaturas promedio ($5\text{-}6^{\circ}\text{C}$) inferiores a su temperatura característica (7°C), y una extensión horizontal desde el talud de Yucatán hasta los 85.48°W . Por debajo de los 1000 m de profundidad, la temperatura y salinidad promedio muestran un comportamiento semejante al observado en OBW-25 (figuras 2.7a-b). La salinidad promedio se incrementa gradualmente desde los 1000

m de profundidad, donde es cercana a 34.9, hasta alcanzar valores de ≈ 35 a partir de los 1800 m de profundidad en la región central del CY, y a partir de los 1500 m de profundidad sobre el talud de Cuba. La temperatura promedio, por su parte, decrece gradualmente al aumentar la profundidad; desde los 5°C al nivel de 1000 m, hasta alrededor de 4°C en el fondo. En esta región, las condiciones hidrográficas promedio reproducen las características de la masa de agua NADW, que también son representadas por el experimento con forzamiento atmosférico.

Por lo anterior, las estructuras de temperatura y salinidad promedio obtenidas del experimento sin forzamiento atmosférico en el CY, representan las propiedades hidrográficas de las principales masas de agua que penetran hacia el GdM a través del canal; reproducen aceptablemente su ubicación en la columna de agua; y son consistentes con resultados de observaciones previas. Se encontraron diferencias entre lo obtenido de ambos experimentos, las cuales se atribuyen al efecto de la inclusión de forzamiento atmosférico.

Transporte a través del CY

El transporte total promedio a través del CY, calculado en todo el periodo de simulación, es 27.67 Sv con desviación estándar de 0.93 Sv. Este valor es aproximadamente 0.22 Sv menor que el obtenido en el experimento con forzamiento atmosférico (27.89 Sv con desviación estándar de 1.27 Sv) y, al igual que este último, es consistente con los reportados en la literatura (Rousset y Beal, 2010; Athié et al., 2015; Candela et al., 2019; Athié et al., 2020; Durante-Barajas, 2021). En el cuadro 2.2 se recopilan los valores de transporte total promedio a través del canal reportados en estudios observacionales previos. Para cada uno se indican los autores correspondientes y el periodo que abarcaron las observaciones consideradas para su cálculo. Se incluyen los valores estimados de OBNoW-25 y OBW-25 para su comparación.

Fuente	Periodo	Transporte total promedio en el CY (Sv)
Sheinbaum et al. (2002)	septiembre 1999 - junio 2000	23.8 \pm 1
Candela et al. (2003)	agosto 1999 - junio 2001	23.06 \pm 3.1
Rousset y Beal (2010)	mayo 2001 - mayo 2006	30.3 \pm 5
Athié et al. (2015)	mayo 2010 - mayo 2011	27.1 \pm 0.5
Athié et al. (2015)	julio 2012 - junio 2013	25.0 \pm 0.5
Athié et al. (2015)	mayo 2010 - mayo 2011 y julio 2012 - junio 2013	26.2
Candela et al. (2019)	septiembre 2012 - agosto 2016	27.6, $\sigma = 11.4$
Candela et al. (2019) et al. (2019)	julio 2014 - julio 2016	28.6
Athié et al. (2020)	mayo 2010 - abril 2011 y octubre 2012 - agosto 2016	27.5
Durante-Barajas (2021)	julio 2012 - julio 2018	26.9
OBW-25	1 de enero 1994 - 31 de diciembre 2015	27.89, $\sigma = 1.27$
OBNoW-25	1 de enero 1994 - 31 de diciembre 2015	27.67, $\sigma = 0.93$

Cuadro 2.2: Transporte total promedio a través del CY estimado en estudios observacionales previos en diferentes periodos, y en los experimentos OBW-25 y OBNoW-25.

Los valores de transporte total promedio obtenidos de ambos experimentos son, en general, consistentes con los estimados de observaciones en el CY (cuadro 2.2), que en su mayoría se encuentran entre los 25.0 y los 30.3 Sv. El más cercano a los obtenidos en los experimentos es el reportado por Candela et al. (2019), 27.6 Sv con desviación estándar de 11.4 Sv, que se calculó a partir de observaciones de un arreglo de anclajes en el periodo de septiembre 2012 a agosto 2016. Las estimaciones anómalamente bajas del transporte total promedio, reportadas por Sheinbaum et al. (2002) y Candela et al. (2003), y atribuidas a la variabilidad interanual del transporte a través del canal (Athié et al., 2015), no se consideran en la comparación.

Respecto a la variación estacional del transporte total a través del CY, la climatología diaria del mismo presenta una componente anual (figura 2.14), semejante a lo reportado previamente por Rousset y Beal (2011), y Athié et al. (2020) (figuras 2.11b-c). Se reproduce el ciclo anual observado en el experimento con forzamiento atmosférico (figura 2.10), sin embargo, éste último muestra variabilidad adicional de alta frecuencia. Se observa el máximo en verano (≈ 29.8 Sv), consistente con las climatologías mensuales de los estudios previos (Rousset y Beal, 2010, 2011; Athié et al., 2020) (figuras 2.11a-c); y alcanza su valor mínimo (≈ 26.55 Sv) en los meses otoñales de octubre y noviembre. No se observa el máximo en invierno obtenido por Rousset y Beal (2010) (figura 2.11a), el cual no debe ser considerado un rasgo representativo, dada la poca cantidad de datos con los que contaron dichos autores en la misma temporada (Rousset y Beal, 2010).

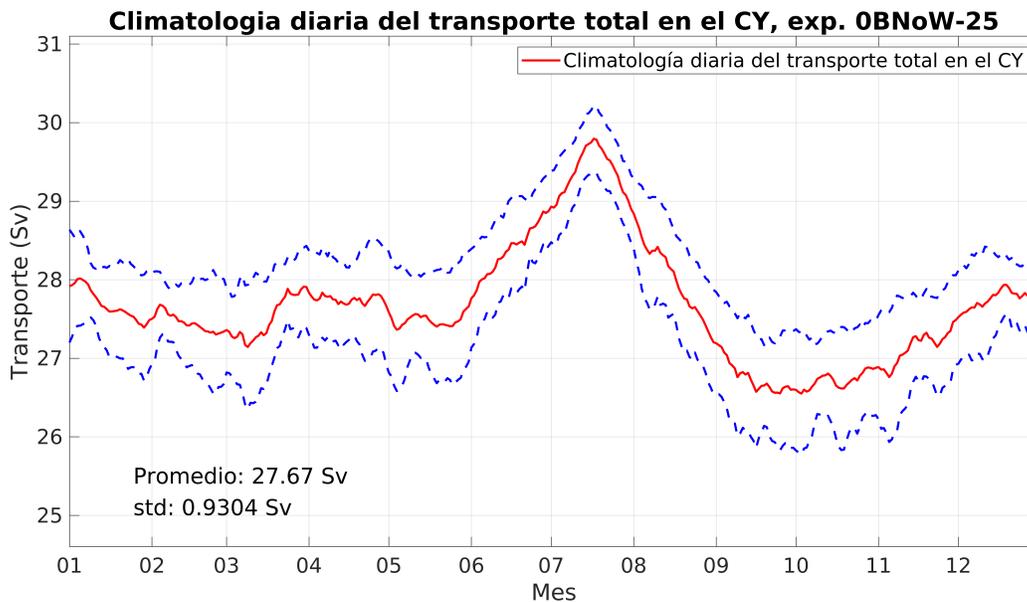


Figura 2.14: Climatología diaria del transporte total en el CY (línea continua roja), calculada con los datos del experimento OBNoW-25 en todo el periodo de simulación. Para cada día del año se muestra la climatología diaria \pm una desviación estándar (líneas punteadas azules).

La amplitud del ciclo anual es de ≈ 2.1 Sv en verano, que es cercana a la obtenida

por Rousset y Beal (2011) (≈ 2 Sv), y es 0.6 Sv y 1.2 Sv menor que las estimadas por Rousset y Beal (2010) (≈ 2.7 Sv) y Athié et al. (2020) (≈ 3.3 Sv), respectivamente. En la misma estación del año, su amplitud es similar en ambos experimentos, con una diferencia aproximada de 0.1 Sv. Por otro lado, en los meses de otoño la amplitud del ciclo anual (≈ 1.1 Sv) es considerablemente menor que las reportadas por los mismos autores, con diferencias de 0.9-2.2 Sv; y es 0.9 Sv menor que en el caso con forzamiento atmosférico.

En suma, en el experimento sin forzamiento atmosférico se obtuvo un transporte total promedio en el CY 0.22 Sv menor que en OBW-25. El valor estimado es consistente con lo reportado previamente (cuadro 2.2), por lo que se reproduce adecuadamente el flujo total promedio a través del canal. Se encontraron diferencias cuantitativas significativas entre la climatología diaria del transporte obtenida del presente experimento y las climatologías mensuales reportadas por Rousset y Beal (2010), Rousset y Beal (2011), y por Athié et al. (2020). Sin embargo, la variación anual que reportan los mismos autores, con un máximo evidente en el mes de julio, es bien representada por este experimento. Se reproducen cualitativamente los rasgos más robustos del ciclo estacional del transporte total a través del CY.

3 Métodos

3.1. Estratificación en el CY

Para el propósito de este estudio, se estimó la estratificación en los 400 m superiores del CY mediante dos variables físicas: el cuadrado de la frecuencia de boyancia N^2 , y la boyancia columnar. A continuación se describen las variables utilizadas, así como el proceso de la implementación de su cálculo computacional.

3.1.1. Frecuencia de boyancia N

En toda región del océano, las propiedades hidrográficas del agua de mar (temperatura, salinidad y densidad) presentan una estructura vertical variable, que determina y depende de la evolución de las condiciones dinámicas en la columna de agua. Naturalmente, la columna de agua presenta estratificación cuando en ella existe un gradiente vertical de la densidad (Vallis, 2017). En su estado de equilibrio estable, tiende a estratificarse en capas de agua ligera sobre capas de agua más densa, inhibiendo la convección. En este caso, una parcela de agua tiende a permanecer donde está; y de ser desplazada infinitesimalmente en dirección vertical, sin intercambio de calor ni materia con su entorno (proceso adiabático), se ve forzada a regresar a su posición inicial. En el caso contrario, cuando la columna de agua presenta un gradiente vertical de densidad inverso (agua más densa sobre agua menos densa), cualquier desplazamiento vertical adiabático genera un movimiento convectivo que lleva a la parcela a su posición de equilibrio; donde su densidad es mayor que la de la capa superior y menor que la de la capa inferior (Pond y Pickard, 1983).

En este contexto, el grado de estabilidad de la estratificación de la columna de agua determina cómo es la tendencia del movimiento vertical de las parcelas de agua al ser desplazadas verticalmente una distancia infinitesimal. Si su estratificación es estable, tienden a permanecer alrededor de la posición de equilibrio donde están; mientras que si es inestable, tienden a alejarse de su posición inicial, favoreciendo la mezcla convectiva hasta alcanzar el equilibrio (Gill, 1982). La estabilidad de la estratificación de la columna de agua depende en principio de la distribución vertical de su salinidad y temperatura.

Para determinar la estabilidad de la estratificación, se considera una parcela de agua inmersa en el fluido (en este caso el océano) a una profundidad z . La parcela de fluido tiene densidad ρ y su entorno densidad $\tilde{\rho}$. Sobre la parcela actúa la fuerza de boyancia, igual al

peso del fluido desplazado por la parcela menos el peso de la misma (Nappo, 2002). Por la segunda ley de Newton, su aceleración vertical -debida únicamente a la fuerza de boyancias:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\tilde{\rho} - \rho}{\rho} \quad (3.1)$$

(Vallis, 2017)

De aquí se define la boyancia $-\rho g$ (Gill, 1982), que es mayor (menos negativa) para una parcela de agua ligera, y disminuye conforme la parcela aumenta su densidad. Se dice que la parcela es boyante cuando su boyancia es menos negativa y, por tanto, la fuerza de boyancia que el fluido ejerce sobre ella es más positiva. Cuando la parcela aumenta su densidad, pierde boyancia, la fuerza de boyancia (ecuación 3.1) tiende a ser más negativa, y se favorece el hundimiento (Gill, 1982; Boodhraj, 2018).

Supóngase que la parcela es desplazada verticalmente de manera adiabática o isentrópica (sin intercambio de calor ni de materia con su entorno, o con entropía constante) (Gill, 1982). Al desplazarse verticalmente, se comprime o expande adiabáticamente, por el efecto del cambio en la presión. Si la densidad de la parcela es la misma que la de su entorno al llegar a su nueva posición, entonces ésta tenderá a permanecer ahí, pues la fuerza de boyancia que actúa sobre ella es nula, y se dice que la estratificación es neutral. No hay resistencia a movimientos verticales y la densidad de la columna de agua aumenta con la profundidad (Pond y Pickard, 1983).

Por otro lado, si al ascender la parcela es menos densa que su entorno, tenderá a continuar su ascenso, alejándose de su posición inicial hasta alcanzar el equilibrio. Ocurre lo semejante si la parcela desciende y resulta ser más densa que su entorno. En este caso, de estratificación inestable, se favorecen los movimientos verticales que tienden a la estabilidad (el agua más ligera asciende y la más densa desciende).

Ahora bien, si al desplazarse hacia arriba (hacia abajo) la parcela es más densa (menos densa) que su entorno, la fuerza restauradora de boyancia se opone a su movimiento y la parcela tiende a regresar a su posición inicial de equilibrio. Entonces se genera un movimiento oscilatorio alrededor de esta posición, cuya frecuencia es la llamada frecuencia de Brunt-Väisälä o frecuencia de boyancia, N . La estratificación en este caso es estable. (Pond y Pickard, 1983; Vallis, 2017)

Por lo anterior, un fluido con estratificación estable es aquél que muestra resistencia a movimientos verticales, y permite la formación y propagación de movimientos oscilatorios (Pond y Pickard, 1983; Nappo, 2002). De acuerdo con Gill (1982), la estabilidad en un medio es una medida de qué tanto permite el desarrollo y propagación de ondas internas. La frecuencia de boyancia N es, entonces, la frecuencia a la que oscila una parcela alrededor de su posición de equilibrio al ser desplazada verticalmente de manera adiabática en un medio de estratificación estable (Gill, 1982; Vallis, 2017). La estabilidad de un fluido puede caracterizarse por esta frecuencia (Jackett y McDougall, 1995).

Usando la temperatura potencial θ , la presión p y la salinidad s como variables de estado, Gill (1982) encontró la siguiente expresión del cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 ,

considerando un desplazamiento isentrópico de la parcela de agua en el océano:

$$N^2 = g \left[\alpha' \frac{d\theta}{dz} - \beta' \frac{ds}{dz} \right] \quad (3.2)$$

donde g es la aceleración de la gravedad; y $\alpha' = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial \theta} \right)_{p,s}$ y $\beta' = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial s} \right)_{\theta,p}$ son los coeficientes de expansión térmica y contracción salina, respectivamente (con los subíndices indicando las variables que se dejan constantes). La densidad ρ , depende de las variables de estado s , θ y p .

La condición de estabilidad es:

$$N^2 > 0 \quad (3.3)$$

Si $N^2 > 0$, el medio es estáticamente estable y permite la formación y propagación de ondas internas con frecuencia N . En este caso, al moverse una parcela verticalmente de manera adiabática o isentrópica, las fuerzas verticales restauradoras tienden a llevarla a su posición de reposo inicial, y se forma un movimiento oscilatorio alrededor de esta. Si $N^2 < 0$, el medio es inestable y se favorecen los movimientos verticales para alcanzar la estabilidad (Gill, 1982; Jackett y McDougall, 1995).

Considerando la densidad potencial $\rho_\theta(s, \theta, p_r)$ referenciada a la presión p_r igual a la presión in-situ p , y utilizando la expresión 3.2, Jackett y McDougall (1995) dedujeron la siguiente expresión del cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 :

$$N^2 = -g \frac{1}{\rho_\theta} \frac{d\rho_\theta}{dz} \quad (3.4)$$

donde ρ_θ es la densidad potencial referenciada localmente, es decir, considerando como presión de referencia p_r a la presión in situ.

3.1.2. Boyancia columnar

La estructura vertical de la columna de agua en el océano, así como su grado de estabilidad estática, es determinada por la distribución vertical de su temperatura y salinidad. La distribución de dichas propiedades varía según la acción de agentes forzantes como los flujos de agua y calor entre el océano y la atmósfera, y la transferencia de energía cinética por el esfuerzo del viento en la superficie oceánica (Cronin y Sprintall, 2008).

A la contribución conjunta de los flujos de agua y calor en el océano superficial se le conoce como flujo de boyancia, B ($(kg/m^2s)(m/s^2)$) (Boodhraj, 2018). Considerando la convención de signo adoptada por Gill (1982), el flujo de boyancia se expresa como:

$$B = \frac{g\alpha Q}{c_w} + g\beta(E - P)s \quad (3.5)$$

(Gill, 1982; Marshall y Schott, 1999)

Donde g (m/s^2) es la aceleración de la gravedad; Q (W/m^2) es el flujo neto de calor (positivo del océano a la atmósfera); c_w ($J/(kgK)$) el calor específico del agua; s la salinidad

superficial; $\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$ ($1/K$) el coeficiente de expansión térmica del agua de mar en la superficie; $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial s}$ el coeficiente de contracción salina; y E y P ($kg/(m^2s)$) los flujos de evaporación y precipitación, respectivamente (Gill, 1982).

El flujo de boyancia B representa el flujo neto de calor y agua a través de la superficie oceánica. Es la suma de las contribuciones de los flujos de calor provenientes de la radiación solar; los flujos de calor latente y sensible; el flujo de calor por radiación de onda larga emitida por el océano; y los flujos de agua en la evaporación y precipitación (Gill, 1982). Un flujo de boyancia positivo implica una pérdida de boyancia del agua superficial, con lo cual aumenta su densidad y se favorece su hundimiento, estimulando la mezcla. Por otro lado, un flujo de boyancia negativo implica un aumento en la boyancia del agua superficial, disminuye su densidad y favorece la estabilidad de la columna de agua (Cronin y Sprintall, 2008; Boodhraj, 2018).

Al existir un flujo de boyancia positivo, el aumento en la densidad del agua superficial genera inestabilidad estática en el medio y favorece la convección. Como resultado, la profundidad de la capa de mezcla (capa superficial de propiedades casi homogéneas) aumenta (Cronin y Sprintall, 2008). Así, un flujo de boyancia puede aumentar (si es positivo) o disminuir (si es negativo) la profundidad de la capa de mezcla. Cuando se pierde boyancia (flujo de boyancia positivo), dicha profundidad aumenta.

El cambio en la profundidad de la capa de mezcla, h , con respecto al tiempo se relaciona con el flujo de boyancia $B(t)$ mediante la siguiente ecuación diferencial:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \frac{B(t)}{N^2 h} \quad (3.6)$$

(Herrmann et al., 2008)

Donde ρ_0 (kg/m^3) es una densidad de referencia independiente del tiempo. Integrando de ambos lados la ecuación 3.6 y definiendo $\tilde{B}(t) = (1/\rho_0)B(t)$, se obtiene el flujo de boyancia total necesario para aumentar la profundidad de la capa de mezcla desde la superficie hasta el nivel h_{lim} durante un tiempo t_{lim} :

$$\int_0^{h_{lim}} N^2 h dh = \int_0^{t_{lim}} \tilde{B}(t) dt \quad (3.7)$$

(Herrmann et al., 2008)

A la expresión 3.7 se le conoce como *boyancia columnar*, e indica la pérdida de boyancia con la cual se mezclaría toda la columna de agua inicialmente estratificada hasta una profundidad h_{lim} en un tiempo t_{lim} .

Mientras mayor sea la estabilidad de la estratificación de la columna de agua ($N^2 > 0$), mayor flujo de boyancia positivo es necesario para mezclar la columna de agua. Así, la boyancia columnar es un indicador de la estabilidad de la estratificación de la columna de agua hasta una determinada profundidad. Un mayor valor de boyancia columnar a una profundidad h indica que la columna de agua sobre dicha profundidad está más estratificada y por tanto es más difícil mezclarla (se requiere mayor flujo de calor y agua para su mezcla).

En el presente trabajo se utilizó la boyancia columnar, en conjunto con el cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 , para estimar la estratificación en el CY. Partiendo de los mapas diarios de N^2 en la sección del CY (figura 3.1) sobre los 400 m de profundidad, se estimó la boyancia columnar diaria mediante la expresión 3.7 discretizada espacialmente.

3.1.3. Estructura y procesamiento de datos

De los experimentos OBNoW-25 (sin forzamiento atmosférico) y OBW-25 (con forzamiento atmosférico), desarrollados con la configuración de HYCOM en el GdM, GOMI0.04 versión 4, se obtuvieron salidas instantáneas diarias en formato binario .[ab] del 1 de enero de 1994 al 31 de diciembre de 2015, que después fueron convertidas a archivos diarios en formato NetCDF. Estos últimos incluyen los campos de velocidad (u, v, w), temperatura in situ, temperatura potencial, salinidad y densidad potencial (en unidades σ_2), definidos en el dominio regional del GdM (figura 2.3) a 63 niveles de profundidad desde la superficie hasta los 4000 m, con la resolución horizontal original del modelo (0.04°) y una resolución vertical de 10 m hasta los 400 m de profundidad.

De los datos diarios tridimensionales en el GdM provenientes de ambos experimentos, se extrajeron los datos diarios bidimensionales de temperatura in situ y salinidad en la sección del CY, definida en la latitud 21.81° y entre las longitudes -86.8° y -84.96° , considerando solamente los primeros 400 m desde la superficie. En la figura 3.1 se muestra el transecto del CY en el dominio del GdM.

Los datos diarios de temperatura in situ y salinidad en la sección del CY superior a los 400 m de profundidad se interpolaron horizontalmente con una resolución de 0.02° (la mitad de la resolución inicial, 0.04°). A partir de estos mapas interpolados, se estimó la estratificación en la misma región mediante dos variables: el cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 , y la boyancia columnar.

3.1.4. Cálculo de N^2

En el cálculo del cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 , se utilizó la biblioteca Sea-Water versión 3.3: un conjunto de rutinas computacionales en Matlab para calcular propiedades físicas del agua de mar frecuentemente utilizadas en la oceanografía, como densidad, densidad potencial, temperatura potencial, temperatura in situ, velocidad geostrofica, anomalía de volumen específico, velocidad del sonido, los coeficientes de expansión térmica y contracción salina, el gradiente adiabático, la capacidad calorífica isobárica, N^2 , entre otras (Morgan y CSIRO., 1994).

En las rutinas de Sea-Water se implementan las ecuaciones polinomiales propuestas por Fofonoff y Millard en el reporte no. 44 de la UNESCO en 1983, las cuales se basan en la Ecuación Internacional de Estado del Agua de Mar - 1980 (EOS-80) y utilizan la escala práctica de salinidad PSS-78; la temperatura en grados Celsius, en la escala IPTS-68; y la presión en decibares (Fofonoff y Millard, 1983; Morgan y CSIRO., 1994). A partir de los algoritmos base para el cálculo de propiedades fundamentales como la densidad, salinidad,

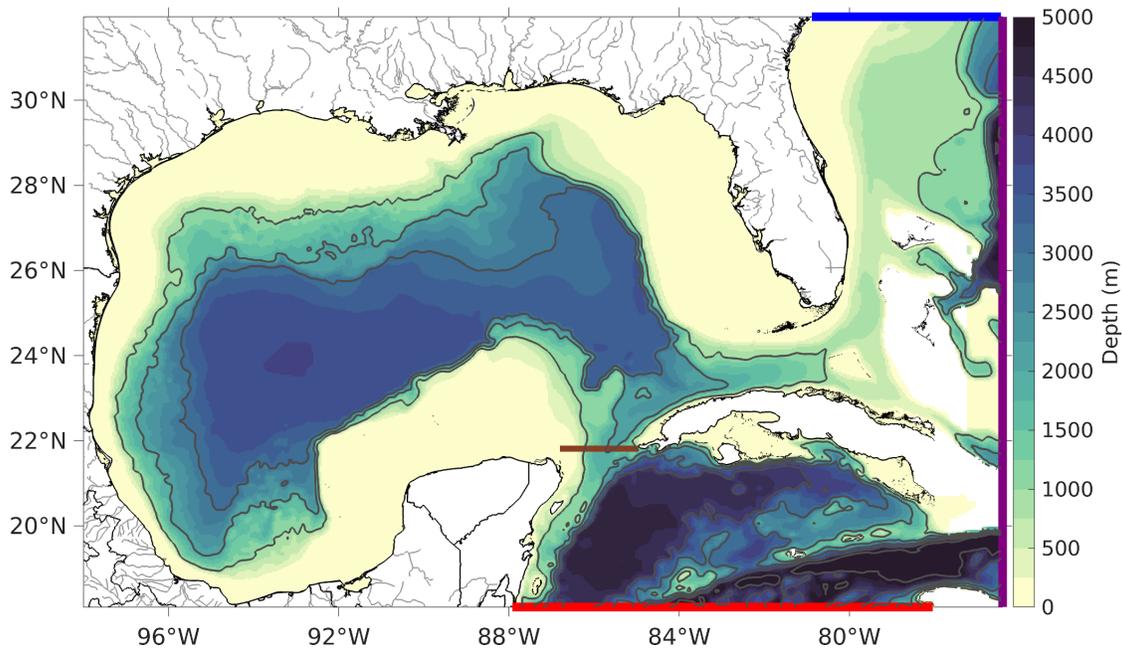


Figura 3.1: Dominio horizontal utilizado en las simulaciones con HYCOM en el GdM. Las líneas de color indican las fronteras abiertas al norte, este y sur. Los contornos grises representan las isóbatas de 1000, 2000, 3000 y 4000 m. La línea café en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis.

presión, temperatura potencial y el gradiente de temperatura adiabático, se derivan otras cantidades como el parámetro de Coriolis y el cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä, N^2 . (Morgan y CSIRO., 1994)

La formulación de la ecuación de estado EOS-80, en que se basan los algoritmos de Sea-Water, fue adoptada por el Panel Conjunto de Tablas y Estándares Oceanográficos en septiembre de 1980 (UNESCO, 1981; Millero, 2010); y utilizada durante treinta años en la investigación oceanográfica. Durante los años posteriores a su adopción, surgieron avances en la descripción de las propiedades del agua de mar, se detectaron inconsistencias en algunas propiedades definidas por EOS-80, y se notó la necesidad de tener algoritmos para determinar propiedades termodinámicas como la entropía, entalpía y energía interna, debido al importante papel del océano en el flujo de calor global. Así, surgió una formulación más precisa, actualizada y completa de las propiedades termodinámicas del agua de mar, agua pura, hielo y aire húmedo: la Ecuación Termodinámica Internacional de Estado del Agua de Mar - 2010 (TEOS-10).

En la nueva formulación, se reemplaza a la salinidad práctica PSS-78 por la salinidad absoluta S_A (g/kg), definida como la fracción de masa de materia disuelta (no H_2O) en el agua de mar. De esta manera, se considera el efecto de la variabilidad espacial de la composición del agua de mar sobre su densidad: efecto que antes era despreciado por la salinidad práctica PSS-78, dependiente sólo de la conductividad eléctrica. (IOC et al., 2010;

UNESCO, 1981; Talley et al., 2011). Otra diferencia entre ambas formulaciones es la adopción de la temperatura conservativa en TEOS-10, la cual es proporcional a la entalpía potencial y representa con mayor precisión que la temperatura potencial el contenido de calor por unidad de masa en el océano. (IOC et al., 2010; McDougall y Barker, 2011) Además, en TEOS-10 se reemplaza la temperatura IPTS-68 por la escala actualizada ITS-90.

Por lo anterior, con la nueva formulación TEOS-10 se pretende representar de manera íntegra las propiedades termodinámicas del agua de mar; el intercambio de calor entre el mar, el aire y el hielo; el contenido de calor en el océano; y la variación espacial de su composición. TEOS-10 cuenta con un software computacional, Gibbs-SeaWater Oceanographic Toolbox, que permite el cálculo de propiedades termodinámicas del agua de mar y del agua pura, partiendo de una función potencial de Gibbs (dependiente de S_A , T y p); o del volumen específico definido como un polinomio de 75 términos (dependiente de Θ , S_A y p) computacionalmente eficiente. (IOC et al., 2010)

En el presente proyecto se decidió usar un algoritmo consistente con la formulación EOS-80 para el cálculo del cuadrado de la frecuencia de boyancia N^2 , implementado en la rutina `sw_bfrq.m` de la biblioteca Sea-Water. Esta rutina recibe los arreglos bidimensionales de salinidad en escala PSS-78, temperatura ITS-90 ($^{\circ}\text{C}$) y presión (db) definidos en la sección del CY, y opcionalmente la latitud. Si m es el número de niveles de profundidad y n el número de longitudes definidas en la sección del CY, entonces los arreglos de salinidad, temperatura y presión que recibe la rutina deben tener dimensiones $m \times n$.

Dado que en los archivos NetCDF de datos de salida de HYCOM se tiene la profundidad y no la presión para cada nivel en la vertical, se utilizó primero la rutina `sw_pres.m` para convertir el arreglo de profundidad $Z_{m \times n}$ al arreglo de presión $P_{m \times n}$ en la sección del canal. Una vez que la rutina `sw_bfrq.m` recibe los arreglos de entrada $S_{m \times n}$, $T_{m \times n}$ y $P_{m \times n}$, se calculan los arreglos de profundidad $Z_{m \times n}$ y aceleración gravitacional $g_{m \times n}$, llamando a las rutinas `sw_dpth.m` y `sw_g.m`. Posteriormente, se calcula N^2 mediante la expresión discretizada de la ecuación 3.4, con un esquema centrado en los $m - 1$ niveles intermedios de presión.

$N_{i,j}^2$ en el nivel de presión intermedio entre los niveles i e $i + 1$ ($i = 1, \dots, m - 1$) y en la longitud j ($j = 1, \dots, n$) es dado por:

$$N_{i,j}^2 = -\frac{\bar{g}_{i,j}}{\bar{\rho}_{\theta i,j}} \left[\frac{\rho_{\theta}(S_{i,j}, T_{i,j}, P_{i,j}, \bar{P}_{i,j}) - \rho_{\theta}(S_{i+1,j}, T_{i+1,j}, P_{i+1,j}, \bar{P}_{i,j})}{Z_{i+1,j} - Z_{i,j}} \right] \quad (3.8)$$

donde $\bar{g}_{i,j}$ es la aceleración gravitacional promedio entre los niveles de presión i e $i + 1$, en la longitud j :

$$\bar{g}_{i,j} = \frac{1}{2}(g_{i+1,j} + g_{i,j}) \quad (3.9)$$

$Z_{i,j}$ es la profundidad asociada al nivel de presión i en la longitud j ,

$\bar{P}_{i,j}$ es el nivel de presión intermedio entre los niveles i e $i + 1$, en la longitud j :

$$\bar{P}_{i,j} = \frac{1}{2}(P_{i,j} + P_{i+1,j}) \quad (3.10)$$

$\rho_{\theta}(S_{i,j}, T_{i,j}, P_{i,j}, \bar{P}_{i,j})$ es la densidad potencial en el nivel de presión i y en la longitud j , referenciada al nivel de presión intermedio entre los niveles i e $i + 1$, $\bar{P}_{i,j}$.

Y $\bar{\rho}_{\theta_{i,j}}$ es la densidad potencial local promedio entre los niveles de presión i e $i + 1$, en la longitud j :

$$\bar{\rho}_{\theta_{i,j}} = \frac{1}{2} [\rho_{\theta}(S_{i,j}, T_{i,j}, P_{i,j}, \bar{P}_{i,j}) + \rho_{\theta}(S_{i+1,j}, T_{i+1,j}, P_{i+1,j}, \bar{P}_{i,j})] \quad (3.11)$$

A cada longitud j y para cada par de niveles de presión adyacentes i e $i+1$ ($i = 1, \dots, m-1$) se estima $N_{i,j}^2$ en su nivel de presión intermedio $\bar{P}_{i,j}$, de acuerdo con la ecuación discretizada 3.8. Para ello, en ambos niveles i e $i + 1$ se calcula la densidad potencial local referenciada al nivel intermedio $\bar{P}_{i,j}$; y se obtiene la densidad potencial local promedio $\bar{\rho}_{\theta_{i,j}}$ y la aceleración gravitacional promedio $\bar{g}_{i,j}$ entre ambos niveles.

Luego, se estima la diferencia vertical de la densidad potencial referenciada al nivel de presión intermedio $\bar{P}_{i,j}$, y la diferencia vertical de la profundidad entre ambos niveles de presión i e $i + 1$. Finalmente, se calcula N^2 de la forma discretizada 3.8. La rutina devuelve los arreglos bidimensionales del cuadrado de la frecuencia de boyancia N^2 y de los niveles de presión intermedios \bar{P} con $(m - 1) \times n$ dimensiones.

Este procedimiento se aplicó en cada día de la simulación, obteniendo mapas instantáneos diarios de N^2 definida en los niveles de presión intermedios en la sección del CY (figura 3.1) por arriba del nivel de 400 m de profundidad. El arreglo bidimensional de los niveles de presión intermedios \bar{P} , arrojado por la rutina `sw_bfrq.m`, se convirtió después a un arreglo bidimensional de niveles de profundidad mediante la rutina de Sea-Water `sw_dpth.m`.

En los mapas diarios de N^2 obtenidos con la biblioteca Sea-Water, N^2 está definida a $m - 1$ intervalos verticales irregulares, en el nivel de presión intermedio entre cada par de profundidades adyacentes. Por tanto, se interpoló verticalmente cada mapa diario de N^2 a intervalos regulares de 10 m, desde el primer nivel de presión intermedio, a la profundidad de 5.0022 m, hasta los 395.0022 m de profundidad. El arreglo de N^2 interpolado verticalmente de esta manera conservó sus dimensiones anteriores, $(m - 1) \times n$.

3.1.5. Cálculo de la boyancia columnar

Partiendo del mapa bidimensional de N^2 interpolada cada 10 m en la vertical desde los 5.0022 m hasta los 395.0022 m de profundidad, con dimensiones $(m - 1) \times n$ en la sección del CY, se construyó el arreglo bidimensional $N^2 Z$ de dimensiones $m \times n$. Este último contiene el valor del integrando $N^2(z)z$ en todas las n longitudes definidas en la sección del canal, en el nivel $z = 0$ m y en los niveles de 5.0022 a 395.0022 m cada 10 m de profundidad (donde N^2 está definida). Nótese que en el primer nivel de profundidad, $z = 0$ m, $N^2 Z_{1,j} = 0$ m/s² para toda longitud j .

Aplicando la regla del trapecio para aproximar numéricamente la integral del lado izquierdo de la expresión 3.7, la boyancia columnar al nivel de profundidad i , en una longitud j , es estimada por:

$$B_{i,j} = \sum_{k=2}^i \frac{1}{2} (Z_{k,j} - Z_{k-1,j}) (N^2 Z_{k-1,j} + N^2 Z_{k,j}) \quad , \quad 2 \leq i \leq m, \quad 1 \leq j \leq n \quad (3.12)$$

donde $Z_{k,j}$ es la profundidad del nivel vertical k en la longitud j . En el primer nivel vertical $k = 1$, $Z_{1,j} = 0$ m. Los niveles posteriores con $k \geq 2$ corresponden a profundidades desde los 5.0022 m hasta los 395.0022 m, en intervalos regulares de 10 m. Al nivel de profundidad $i = 1$, que corresponde a la profundidad $z = 0$ m, la boyancia columnar en toda longitud j es $B_{1,j} = 0$ m^2/s^2 , por definición.

La estimación de la boyancia columnar mediante la regla del trapecio en el CY se implementó en Matlab utilizando la función *cumtrapz*. Esta función recibe un vector, una matriz o un arreglo multidimensional que contiene el integrando de la integral a resolver, y calcula la integral acumulativa a lo largo de una dimensión especificada del arreglo mediante el método trapezoidal, que aplicado a la integral 3.7 está dado por la expresión 3.12. (The MathWorks Inc., 2022; MATLAB, 2020) En este caso particular, la función *cumtrapz*(X, Y) recibe el arreglo unidimensional X de longitud m , que contiene las profundidades consideradas en el CY ($z = 0$ m, y desde $z = 5,0022$ m hasta $z = 395,0022$ m cada 10 m); y el arreglo tridimensional Y de dimensiones $m \times n \times t$ (profundidad \times longitud \times tiempo), que contiene el integrando $N^2 z$ para cada profundidad, longitud y tiempo (donde t es el número de tiempos o días de simulación). Entonces, calcula la integral acumulativa 3.7 mediante la aproximación numérica 3.12 a lo largo de la primera dimensión (vertical) del arreglo Y ; considerando el espaciamiento entre niveles de profundidad adyacentes, obtenido del arreglo de profundidades X .

Como resultado se obtiene el arreglo tridimensional de dimensiones $m \times n \times t$, que contiene el mapa bidimensional de la boyancia columnar en la sección del CY para cada día de simulación. Cada mapa de boyancia columnar está definido en la malla donde se obtuvo N^2 interpolada verticalmente cada 10 m, de dimensiones $(m - 1) \times n$; y también en el nivel $z = 0$ m donde, de acuerdo a la definición 3.7, la boyancia columnar es cero.

3.1.6. Filtro en los datos de N^2 y boyancia columnar en el CY

Antes de proceder al análisis de la variabilidad espacial y temporal del cuadrado de la frecuencia de boyancia, N^2 , y de la boyancia columnar en la sección del CY por arriba de los 400 m de profundidad, se preprocesaron sus mapas bidimensionales diarios. Como se mencionó anteriormente, cada mapa diario de N^2 se interpoló verticalmente desde los 5.0022 m hasta los 395.0022 m de profundidad, en intervalos regulares de 10 m; conservando la resolución horizontal en longitud, 0.02° . Con objeto de remover la variabilidad de alta frecuencia en los datos, se aplicó espacial y temporalmente un filtro Lanczos pasa bajas sobre los mapas de N^2 y de la boyancia columnar. Los conjuntos de coeficientes y funciones de respuesta de los filtros utilizados se obtuvieron mediante el código *filwgt_lanczos*, implementado en el lenguaje de programación interpretado *National Center for Atmospheric Research (NCAR) Command Language* (The NCAR Command Language (Version 6.6.2) [Software], 2019). En el apéndice A se presenta un acercamiento a la teoría de los filtros (en particular, del filtro Lanczos pasa bajas), y a continuación se resumen las características del filtro utilizado en cada caso.

Filtro en mapas diarios de N^2

En los mapas diarios de N^2 se aplicó verticalmente un filtro Lanczos pasa bajas con 3 pesos y periodo de corte 3 (frecuencia de corte $1/3$). Dado que la resolución vertical es de 10 m, al aplicar el filtro se removió la variabilidad espacial de N^2 en escalas menores a 30 m en la vertical. La función de respuesta del filtro Lanczos con estas características se muestra en la figura 3.2a.

En cada punto de malla en la sección del CY se removió la tendencia y climatología mensual de la serie temporal de N^2 , obteniendo así su anomalía. Con el fin de enfocar el análisis en la variabilidad de mesoescala, a cada serie temporal puntual de la anomalía de N^2 se le aplicó un filtro Lanczos pasa bajas de 61 pesos y periodo de corte de 45 días (frecuencia de corte $1/45$), cuya función de respuesta se muestra en la figura 3.2b. Para visualizar el efecto de este procesamiento, se muestra para un punto de malla la serie temporal y la densidad espectral de potencia (DEP) de: N^2 (líneas color azul en figuras 3.3a y 3.3c), la anomalía de N^2 sin filtro temporal (líneas color verde en figuras 3.3b y 3.3c) y la anomalía de N^2 con el filtro temporal indicado (líneas color rojo en figuras 3.3b y 3.3c). La remoción de la climatología mensual redujo la varianza espectral de la serie en los periodos anual y semianual (línea verde en figura 3.3c), y la aplicación del filtro en los periodos menores que 45 días (línea roja en figura 3.3c).

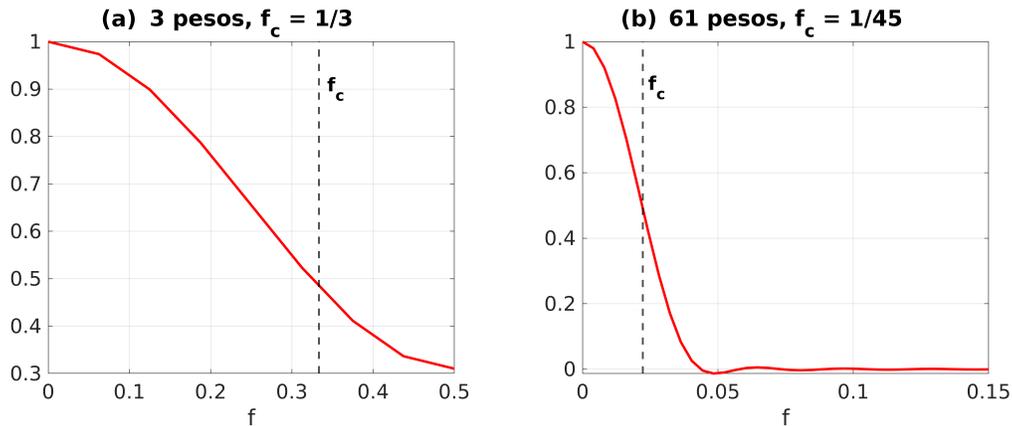


Figura 3.2: Funciones de respuesta del filtro Lanczos pasa bajas con (a) 3 pesos y frecuencia de corte $1/3$, y (b) 61 pesos y frecuencia de corte $1/45$.

Filtro en mapas diarios de la boyancia columnar

Los mapas diarios de la boyancia columnar no se filtraron espacialmente. En cada punto de malla se removió la tendencia y climatología mensual de su serie temporal. Posteriormente, para enfocar el análisis en la variabilidad de mesoescala, a la anomalía resultante se le aplicó un filtro Lanczos pasa bajas de 61 pesos y periodo de corte de 45 días (frecuencia de corte $1/45$).

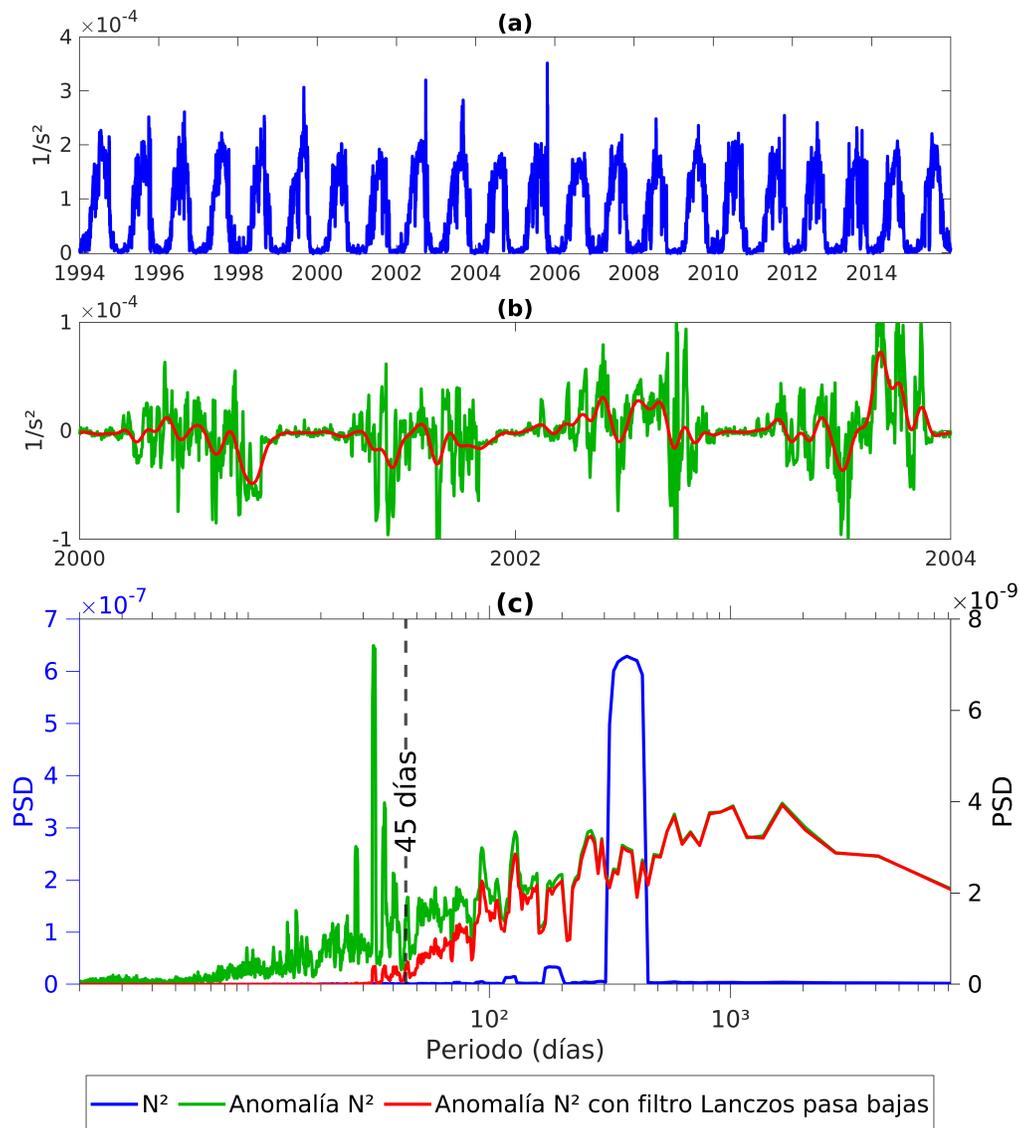


Figura 3.3: En la sección del CY, a los 35.0022 m de profundidad y en la longitud 86.2°W : (a) Serie temporal de N^2 en todo el periodo de simulación; (b) series temporales de la anomalía de N^2 sin filtro (línea verde) y con filtro Lanczos pasa bajas de 61 pesos y periodo de corte de 45 días (línea roja), en el periodo 2000-2004; y (c) estimación Multitaper (ver apéndice B) de la densidad espectral de potencia (DEP) de las series temporales completas en (a) y (b), con el mismo código de color. En (c) el eje vertical izquierdo corresponde al espectro de N^2 , y el derecho a los espectros de su anomalía sin y con filtro.

3.2. Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs)

Cuando se tiene una gran cantidad de datos de una o más variables físicas distribuidos en una malla a distintos tiempos, el análisis de su variabilidad requiere de métodos matemáticos que permitan extraer la información más importante sin necesidad de examinar todos los datos, lo cual resultaría dificultoso e impráctico. El análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) es una técnica útil para comprimir la variabilidad de una serie temporal de datos espacialmente distribuidos; que permite describir de manera compacta su variabilidad espacial y temporal en unos cuantos modos estadísticos no correlacionados. (Thomson y Emery, 2014)

Para identificar los principales patrones de variabilidad de N^2 y de la boyancia columnar en la sección del CY, se aplicó el análisis de FEOs en las anomalías filtradas de estas cantidades. En lo siguiente se introduce la teoría del análisis de FEOs y se describe su implementación computacional.

3.2.1. Teoría del análisis de FEOs

Funciones espaciales ortogonales y componentes principales

Considérese que en N diferentes tiempos se tiene el valor de una o más variables aleatorias en M puntos espaciales distribuidos en una malla. Así, en cada punto de malla se tiene una secuencia temporal de longitud N , y a cada tiempo un mapa de la variable física en M ubicaciones. Este conjunto de datos puede expresarse como una matriz de dimensiones $M \times N$:

$$X = \begin{bmatrix} x_1(t_1) & x_1(t_2) & \dots & x_1(t_N) \\ x_2(t_1) & x_2(t_2) & \dots & x_2(t_N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_M(t_1) & x_M(t_2) & \dots & x_M(t_N) \end{bmatrix}$$

Cada fila de la matriz de datos X contiene la serie de tiempo de la variable física en un punto de malla, y cada columna corresponde a un tiempo.

Considerando que en cada punto de malla se ha sustraído el promedio temporal de la serie de datos (es decir, a cada entrada de la matriz X se le ha restado el promedio de los valores en su fila), la matriz de covarianza de los datos es:

$$S_{M \times M} = \frac{1}{N-1} X_{M \times N} \times X_{N \times M}^T \quad (3.13)$$

La matriz X ya no contiene los valores de la variable física en los M puntos de malla a N determinados tiempos, sino que en cada punto de malla y a cada tiempo contiene la anomalía de la variable física en ese punto, con respecto a su promedio temporal.

Cada entrada de la matriz S , $S_{ij} = \overline{x_i x_j} = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N x_i(t_n) x_j(t_n)$, indica la covarianza de las series de tiempo de la variable física en los puntos de malla \vec{x}_i y \vec{x}_j , que es una medida de su tendencia a variar de manera conjunta (Storch y Zwiers, 1999).

El análisis de FEOs consiste en expresar la serie de tiempo en cada punto de malla como la suma de M funciones espaciales ortogonales, $\{\phi_m, m = 1, \dots, M\}$, evaluadas en el punto, cada una multiplicada por un coeficiente, amplitud o componente principal dependiente del tiempo, $\alpha_m(t)$:

$$x_i(t_n) = \sum_{m=1}^M \alpha_m(t_n) \phi_m(\vec{x}_i) \quad (3.14)$$

Que en forma matricial puede escribirse como:

$$X_{M \times N} = \Phi_{M \times M} \times A_{M \times N} \quad (3.15)$$

donde $\Phi_{M \times M}$ es la matriz cuyas M columnas contienen los valores de las M funciones espaciales ortogonales en los M puntos de malla, y $A_{M \times N}$ es la matriz cuyas M filas contienen las componentes principales de las M funciones ortogonales.

$$\Phi = [\phi_1 \quad \phi_2 \quad \dots \quad \phi_M] = \begin{bmatrix} \phi_1(\vec{x}_1) & \phi_2(\vec{x}_1) & \dots & \phi_M(\vec{x}_1) \\ \phi_1(\vec{x}_2) & \phi_2(\vec{x}_2) & \dots & \phi_M(\vec{x}_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \phi_1(\vec{x}_M) & \phi_2(\vec{x}_M) & \dots & \phi_M(\vec{x}_M) \end{bmatrix}$$

$$A = \begin{bmatrix} \alpha_1(t_1) & \alpha_1(t_2) & \dots & \alpha_1(t_N) \\ \alpha_2(t_1) & \alpha_2(t_2) & \dots & \alpha_2(t_N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \alpha_M(t_1) & \alpha_M(t_2) & \dots & \alpha_M(t_N) \end{bmatrix}$$

Las M funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m, m = 1, \dots, M\}$ forman un conjunto ortonormal. Es decir, se satisface la condición de ortonormalidad:

$$\sum_{m=1}^M \phi_i(\vec{x}_m) \phi_j(\vec{x}_m) = \delta_{ij} \quad i, j = 1, \dots, M \quad (3.16)$$

Que expresada en forma matricial es:

$$\Phi^T \times \Phi = \mathbb{1} \quad (3.17)$$

Si se multiplican del lado izquierdo ambos lados de la ecuación 3.15 por la matriz Φ^T , se obtiene, por la ortonormalidad de las funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m\}$:

$$A_{M \times N} = \Phi_{M \times M}^T \times X_{M \times N} \quad (3.18)$$

Así, conociendo la matriz Φ cuyos vectores columna son las funciones espaciales ortogonales, podemos obtener la matriz A cuyas filas son las componentes principales.

Para que las funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m\}$ y sus componentes principales $\{\alpha_m(t)\}$ que satisfacen la expresión 3.14 sean únicas, se pide que las componentes principales de

cada par de modos diferentes no estén correlacionadas. Es decir, que la covarianza de dos componentes principales sea cero si corresponden a distintos modos empíricos:

$$\overline{\alpha_i \alpha_j} = \lambda_i \delta_{ij} \quad , \quad i, j = 1, \dots, M \quad (3.19)$$

donde λ_i es la varianza de la componente principal del modo i -ésimo.

En otras palabras, con el análisis de FEOs se descompone la variabilidad espacial y temporal de un conjunto de datos en M modos no correlacionados, cada uno dado por un patrón espacial y una componente principal que determina la evolución temporal de este último.

Utilizando las expresiones 3.14, 3.16 y 3.19, se obtiene que:

$$S\phi_m = \lambda_m \phi_m \quad , \quad m = 1, \dots, M \quad (3.20)$$

donde ϕ_m es el vector columna de dimensiones $M \times 1$ que contiene los valores de la función espacial ortogonal m -ésima en los M puntos de malla.

El resultado 3.20 indica que las M funciones empíricas ortogonales $\{\phi_m\}$ son eigenvectores de la matriz de covarianza S . Cada eigenvector ϕ_m tiene asociado un eigenvalor λ_m , igual a la varianza de su componente principal $\alpha_m(t)$. Por tanto, hallar las funciones empíricas ortogonales y sus varianzas asociadas se reduce a encontrar los eigenvectores y eigenvalores de la matriz de covarianza S . Una vez que se conocen las funciones $\{\phi_m\}$, se construye la matriz Φ y se obtienen las componentes principales de los M modos ortogonales mediante la expresión 3.18.

Utilizando nuevamente las expresiones 3.14, 3.16 y 3.19, se obtiene una expresión para la varianza total de los datos:

$$\sum_{m=1}^M Var(x_m) = \sum_{i=1}^M \lambda_i \quad (3.21)$$

Esto es, la varianza total de los datos es igual a la suma de las varianzas asociadas a los M modos ortogonales, por lo que cada modo contribuye en una fracción determinada a la varianza total. Puede describirse la variabilidad fundamental del conjunto de datos utilizando sólo los modos que representen el mayor porcentaje de varianza (que son aquellos con mayor valor de λ).

(Thomson y Emery, 2014; Navarra y Simoncini, 2010b)

Proporción de varianza explicada (PVE)

Por lo ya mencionado, cada modo ortogonal explica una porción de la varianza total de la serie temporal de datos distribuidos espacialmente. Además, un solo modo de variabilidad explica una proporción diferente de la variabilidad de la serie de datos en cada punto de malla. Si queremos conocer en un determinado punto de malla \vec{x}_j la proporción de varianza explicada (PVE) por el modo m -ésimo, puede calcularse esta de la siguiente manera:

$$\eta_m(\vec{x}_j) = 1 - \frac{Var(x_j - \alpha_m \phi_m(\vec{x}_j))}{Var(x_j)} \quad (3.22)$$

En el análisis de un modo empírico ortogonal, debemos fijarnos únicamente en las regiones de mayor PVE o η_m , pues en estas regiones su variabilidad es más representativa de la variabilidad real de los datos.

(Thomson y Emery, 2014; Navarra y Simoncini, 2010b)

Técnica de descomposición en valores singulares (SVD)

Como se mencionó anteriormente, las funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m\}$ son los eigenvectores de la matriz de covarianza de los datos, S ; de manera que, para hallar dichas funciones ortogonales, podría aplicarse el método tradicional para encontrar los eigenvectores y eigenvalores de la matriz S . Sin embargo, al aumentar la cantidad de datos y, por ende, las dimensiones de dicha matriz, este método resulta computacionalmente muy poco eficiente. Una técnica más utilizada, por ser más rápida y de menor costo computacional, además de ser más estable y precisa, es la técnica de descomposición en valores singulares (SVD).

Esta técnica se basa en el hecho de que cualquier matriz general A de dimensiones $M \times N$ puede ser expresada como el producto de tres matrices de la siguiente forma (si $M \geq N$):

$$A_{M \times N} = U_{M \times M} \begin{bmatrix} \Sigma \\ 0 \end{bmatrix} V_{N \times N}^* \quad (3.23)$$

donde U y V son matrices cuadradas unitarias (es decir, $UU^* = U^*U = \mathbb{1}$ y $VV^* = V^*V = \mathbb{1}$). Los vectores columna de U , llamados vectores singulares izquierdos de A , son linealmente independientes; así como los vectores columna de V , llamados vectores singulares derechos de A . Aquí B^* , con B una matriz arbitraria, denota a la matriz transpuesta conjugada de B .

La matriz Σ en la expresión 3.23 es una matriz diagonal de dimensiones $N \times N$, cuyos elementos de la diagonal $\{\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_N\}$, llamados valores singulares de A , son números reales mayores o iguales a cero tales que $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_N \geq 0$. Puede demostrarse que el número de valores singulares mayores que cero es igual al rango de A , $rank(A)$, que es el número máximo de filas o columnas de A linealmente independientes ($rank(A) \leq \min\{M, N\}$). Así, si $rank(A) = r$, entonces se tienen r valores singulares $\{\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_r\}$ mayores que cero.

Cabe decir que si A es una matriz real, entonces las matrices U y V son reales también, de manera que $V^* = V^T$ y $U^* = U^T$. Se dice que U y V son matrices ortonormales.

En caso de que $N \geq M$, la descomposición de la matriz A es análoga a la anterior, con la diferencia de que la matriz de valores singulares Σ tiene dimensiones $M \times M$ y existen M valores singulares de A .

Utilizando la expresión 3.23 (considerando que $M \geq N$, siendo análogo el caso contrario), se obtiene que:

$$AA^*_{M \times M} = U_{M \times M} \begin{bmatrix} \Sigma^2 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} U^*_{M \times M} \quad , \quad A^*A_{N \times N} = V_{N \times N} \Sigma^2_{N \times N} V^*_{N \times N} \quad (3.24)$$

Por tanto, las matrices AA^* y A^*A son diagonalizables. AA^* tiene M eigenvectores linealmente independientes dados por los vectores columna de la matriz U (vectores singulares

izquierdos), y sus M eigenvalores asociados son los elementos de la diagonal de Σ^2 más el eigenvalor 0. Por otro lado, A^*A tiene N eigenvalores linealmente independientes dados por los vectores columna de V (vectores singulares derechos), y sus N eigenvalores correspondientes son los elementos de la diagonal de Σ^2 .

Aplicando la descomposición en valores singulares (expresión 3.23) sobre la matriz real de anomalías X definida anteriormente, se tiene que:

$$\frac{1}{\sqrt{N-1}} X_{M \times N} = U_{M \times M} \begin{bmatrix} \Sigma \\ 0 \end{bmatrix} V_{N \times N}^T \quad (3.25)$$

donde se ha dividido la matriz X por $\sqrt{N-1}$ para que al multiplicarla por su transpuesta se obtenga su matriz de covarianza S . Aquí, U y V son las matrices de vectores singulares izquierdos y derechos respectivamente, y Σ es la matriz de valores singulares. Si r es el rango de la matriz X , entonces Σ contiene r valores singulares mayores que cero.

Multiplicando ambos lados de la expresión 3.25 por su transpuesta, a la izquierda y a la derecha, se obtiene algo similar al resultado 3.24:

$$S_{M \times M} = \frac{1}{N-1} X X^T = U \begin{bmatrix} \Sigma^2 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} U^T \quad , \quad S_{N \times N}^* = \frac{1}{N-1} X^T X = V \begin{bmatrix} \Sigma^2 \\ 0 \end{bmatrix} V^T \quad (3.26)$$

En consecuencia, la matrices S (de covarianza) y S^* son diagonalizables. En particular, la matriz de covarianza S tiene M eigenvectores linealmente independientes, que son los vectores columna de la matriz U (vectores singulares izquierdos), con eigenvalores dados por los elementos de la diagonal de Σ^2 y el valor 0. Recordando que las funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m, m = 1, \dots, M\}$, que representan los patrones de variabilidad espacial fundamental de los datos, son los eigenvectores de la matriz de covarianza S , se tiene que los vectores singulares izquierdos contenidos en U son las funciones espaciales $\{\phi_m\}$ que estamos buscando para describir la variabilidad de nuestros datos.

Entonces, el problema de encontrar los modos de variabilidad y sus componentes principales puede resolverse mediante la técnica de SVD, descomponiendo la matriz de anomalías de los datos como en la expresión 3.25. Encontrando las matrices U , Σ y V que descomponen a la matriz de anomalías X , se obtienen las funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m\}$ (los vectores columna de U) y las varianzas $\{\lambda_m\}$ asociadas, que son los elementos de la diagonal de Σ^2 .

Como ya se mencionó anteriormente, si el rango de la matriz de anomalías X es $rank(X) = r \leq \min\{M, N\}$, se tienen r valores singulares mayores que cero y, por tanto, sólo r vectores columna de U son los modos ortonormales que contribuyen con una varianza mayor que cero a la variabilidad total de los datos. Es decir, sólo nos interesan los primeros r vectores singulares izquierdos de la matriz U y los primeros r elementos de la diagonal de Σ^2 , que son los valores singulares no nulos e indican la varianza asociada a cada modo representativo de la variabilidad total.

(Navarra y Simoncini, 2010a)

De acuerdo con las expresiones 3.26, los N vectores columna de la matriz V (vectores singulares derechos) son los eigenvectores de la matriz S^* . Al realizar la descomposición en valores singulares dada por la expresión 3.25, se obtiene también la matriz V . Es posible obtener los N primeros eigenvectores de la matriz de covarianza S a partir de los N eigenvectores de S^* , contenidos en la matriz V , de la siguiente forma:

$$\vec{e}_m = \frac{X\vec{e}_m^*}{\|X\vec{e}_m^*\|}, \quad m = 1, \dots, N \leq M \quad (3.27)$$

donde \vec{e}_m y \vec{e}_m^* son los eigenvectores m -ésimos de las matrices S y S^* , respectivamente.

Al aplicar la expresión anterior a cada vector singular derecho en V , obtenemos los primeros N vectores singulares izquierdos en U (considerando que $M \geq N$), que son los primeros N eigenvectores de la matriz S , asociados a los primeros N elementos de la diagonal de Σ^2 .

Si $M \geq N$, resulta computacionalmente más eficiente obtener los primeros N eigenvectores de S a partir de los vectores singulares derechos en V , pues los otros $M-N$ eigenvectores de S no nos interesan (tienen un eigenvalor asociado igual a cero). En cambio, si $N \geq M$ se consideran los M eigenvectores de S contenidos en U , y los vectores de V no se utilizan para la obtención de las FEOs. En cualquier caso, se consideran sólo los primeros $r = \text{rank}(X)$ eigenvectores de S , que son los r modos ortogonales que representan la variabilidad de los datos. (Storch y Zwiers, 1999)

Una vez que conocemos los $r = \text{rank}(X)$ modos representativos de la variabilidad total, se construye la matriz $\Phi_{M \times r}$ con las r funciones espaciales ortogonales $\{\phi_m, m = 1, \dots, r\}$. Posteriormente, a partir de la expresión 3.18 se obtiene la matriz $A_{r \times N}$, que contiene las componentes principales asociadas a los r modos ortogonales. Así, con la técnica SVD se obtienen de manera computacionalmente eficiente los modos estadísticos que describen la variabilidad espacial y temporal de la serie de datos distribuidos espacialmente.

Error de la estimación

En la práctica, las FEOs estimadas presentan un determinado error con respecto a las FEOs verdaderas. Una aproximación del error típico de una FEO estimada, de acuerdo a lo propuesto por North (1982), es:

$$\Delta \hat{\phi}_i \approx \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{j=1, j \neq i}^M \frac{c}{\lambda_j - \lambda_i} \phi_j \quad (3.28)$$

donde c es una constante, N es el número de muestras independientes (en este caso el número de mapas en el tiempo), $\hat{\phi}_i$ es la FEO i -ésima estimada, y ϕ_j es la FEO j -ésima verdadera.

De acuerdo con la expresión 3.28, la estimación de la FEO i -ésima, $\hat{\phi}_i$, está más contaminada por los patrones de las FEOs ϕ_j cuyas varianzas asociadas λ_j son más cercanas a la varianza asociada a la FEO i -ésima, λ_i . Mientras menor sea la diferencia $\lambda_j - \lambda_i$, mayor será la influencia de la FEO j -ésima en el error de la estimación de la FEO i -ésima.

Por otro lado, de acuerdo con la fórmula de Lawley, una primera aproximación del error típico de la varianza estimada $\hat{\lambda}_i$ es:

$$\Delta\hat{\lambda}_i \approx \sqrt{\frac{2}{N}}\lambda_i \quad (3.29)$$

Combinando los resultados anteriores, se obtiene una nueva expresión para el error de la FEO i -ésima estimada, $\hat{\phi}_i$:

$$\Delta\hat{\phi}_i \approx \frac{c'\Delta\hat{\lambda}_i}{\lambda_j - \lambda_i}\phi_j \quad (3.30)$$

donde c' es una constante; $\Delta\hat{\lambda}_i$ es el error asociado a la varianza estimada del modo i -ésimo, dado por la expresión 3.29; λ_j es la varianza más cercana a λ_i ; y ϕ_j es la FEO asociada a la varianza λ_j .

De la expresión 3.30 se obtiene la regla del pulgar de North: si el error de la varianza estimada para el modo i -ésimo, $\Delta\hat{\lambda}_i$, es del orden de o mayor que la diferencia entre λ_i y una de las varianzas λ_j más cercanas a λ_i , entonces el error de la FEO i -ésima será del orden de la FEO j -ésima contigua. De ocurrir esto último, se dice que los modos i y j están mezclados o degenerados, y no se considera ninguno de dichos modos para el análisis.

En ocasiones, sólo los primeros modos satisfarán que el error de su varianza estimada es mucho menor que la diferencia entre ésta y las varianzas más cercanas. La regla del pulgar de North nos da un criterio para saber cuántos modos empíricos utilizar de acuerdo con su fiabilidad en la representación de la variabilidad de los datos (Storch y Zwiers, 1999).

3.2.2. Análisis de FEOs en las anomalías de N^2 y de la boyancia columnar

Se desarrolló e implementó un código en Matlab que realiza el análisis de FEOs sobre los mapas bidimensionales diarios de la anomalía de N^2 y de la boyancia columnar en la sección del CY, mediante la técnica de SVD. Tanto para N^2 como para la boyancia columnar, se obtuvieron los primeros cuatro modos empíricos ortogonales no degenerados, representativos de su variabilidad fundamental en la sección del CY superior a los 400 m de profundidad. Las unidades de los datos ($1/s^2$ en el caso de N^2 , y m^2/s^2 en el caso de la boyancia columnar) se conservaron en las funciones espaciales ortogonales.

4 Resultados

En este capítulo se muestran los resultados del análisis de la variabilidad de la estratificación en el CY para los experimentos sin y con forzamiento atmosférico, incluyendo además la relación de dicha variabilidad con el comportamiento de la CL.

4.1. Variabilidad de la estratificación en el CY: experimento sin forzamiento atmosférico

Se identificaron los principales patrones de variabilidad de N^2 y de la boyancia columnar en la sección superior del CY. A fin de identificar posibles relaciones entre la variabilidad de la estratificación en el CY y el comportamiento de la CL, se compararon las componentes principales de los primeros modos con series temporales de una métrica representativa de la CL.

4.1.1. Variabilidad de N^2

Se obtuvieron los primeros cuatro modos de variabilidad no degenerados de N^2 en la sección del CY (figura 3.1), que contienen el 79% de la varianza total. Los modos 1 y 2 contienen el 54% y el 17%, respectivamente, mientras que los modos 3 y 4 contienen apenas el 5% y el 3% de la varianza. Por lo anterior, sólo los modos 1 y 2, que en conjunto explican el 71% de la varianza total, se consideran representativos de la variabilidad fundamental de N^2 en la sección superior a los 400 m de profundidad, y son los únicos que serán analizados.

Modo 1

El primer modo de variabilidad de N^2 (figura 4.1) contiene el 54% de la varianza total de los datos y describe en mayor proporción la variabilidad de tres anomalías en la parte oeste (figuras 4.1a-b). La primera consiste en una anomalía positiva sobre la plataforma de Yucatán, entre los 86.8°W y 86.5°W, entre los 15 y 35 m de profundidad, con PVE máxima de 0.7-0.8. La segunda es una anomalía positiva que abarca los primeros 100 m de profundidad, entre los 86.5°W y 85.6°W, y con una PVE máxima entre 0.9 y 1.0. La tercera es una anomalía

negativa ubicada entre los 86.4°W y 85.6°W por debajo de los 50 m de profundidad, con mayor intensidad entre los 50 y 200 m, y con PVE máxima de 0.9-1.0.

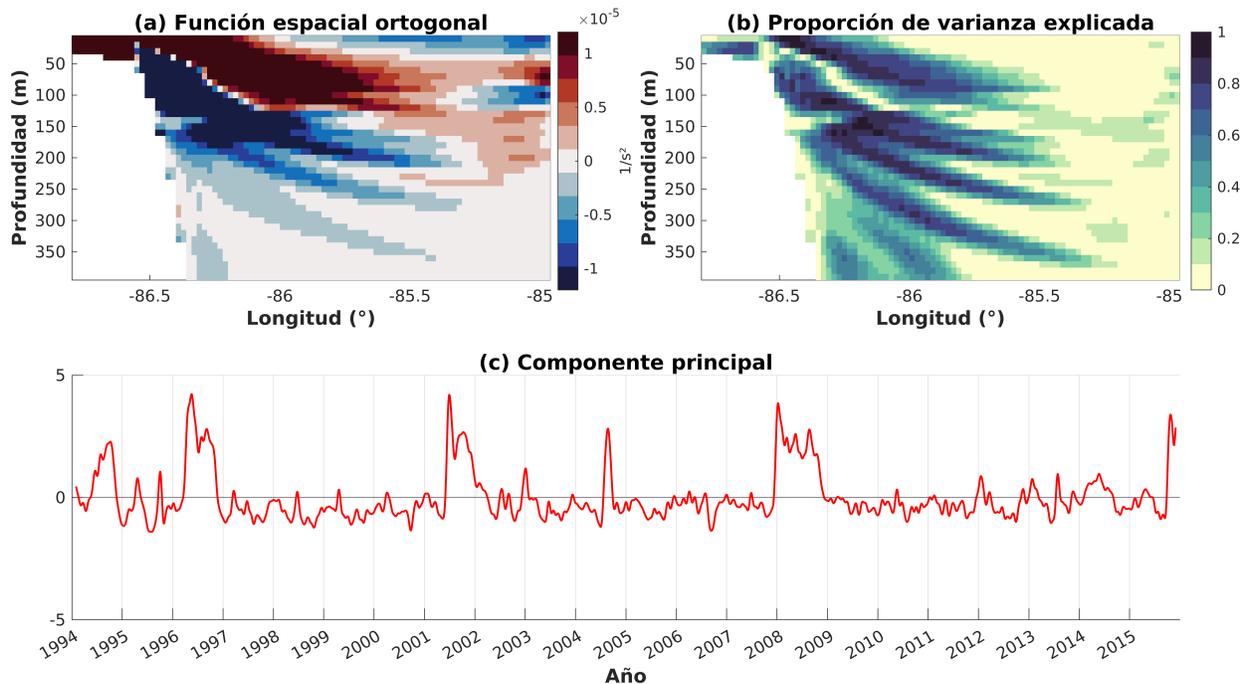


Figura 4.1: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de N^2 . Experimento sin forzamiento atmosférico.

La componente principal asociada a este modo (figura 4.1c) mantiene una fase negativa poco intensa la mayor parte del tiempo. Esta fase negativa representa el patrón negativo de las anomalías en el patrón espacial de la figura 4.1a, es decir, indica una anomalía negativa de N^2 (estratificación anómalamente baja) sobre la plataforma de Yucatán y en la sección oeste por arriba de los 100 m de profundidad, y una anomalía inferior positiva (estratificación anómalamente alta) en la misma sección entre los 50 y 200 m de profundidad. A intervalos de entre dos y siete años la componente principal presenta una señal positiva intensa, correspondiente a una fase positiva de las anomalías de estratificación. Los periodos en que se observan estos valores positivos son: en 1994 y 1996, entre 2001 y 2002, en 2004 y 2008, y a finales de 2015. Lo anterior significa que el comportamiento de la componente principal del modo 1 de N^2 está asociado en mayor medida a variabilidad en bajas frecuencias, correspondientes a periodos entre dos y siete años aproximadamente. La estimación de su densidad espectral de potencia (DEP) muestra mayor energía entre los periodos 1.5 y 7.5 años, con máximos relativos alrededor de los 2.2 y 3.7 años (figura 4.2).

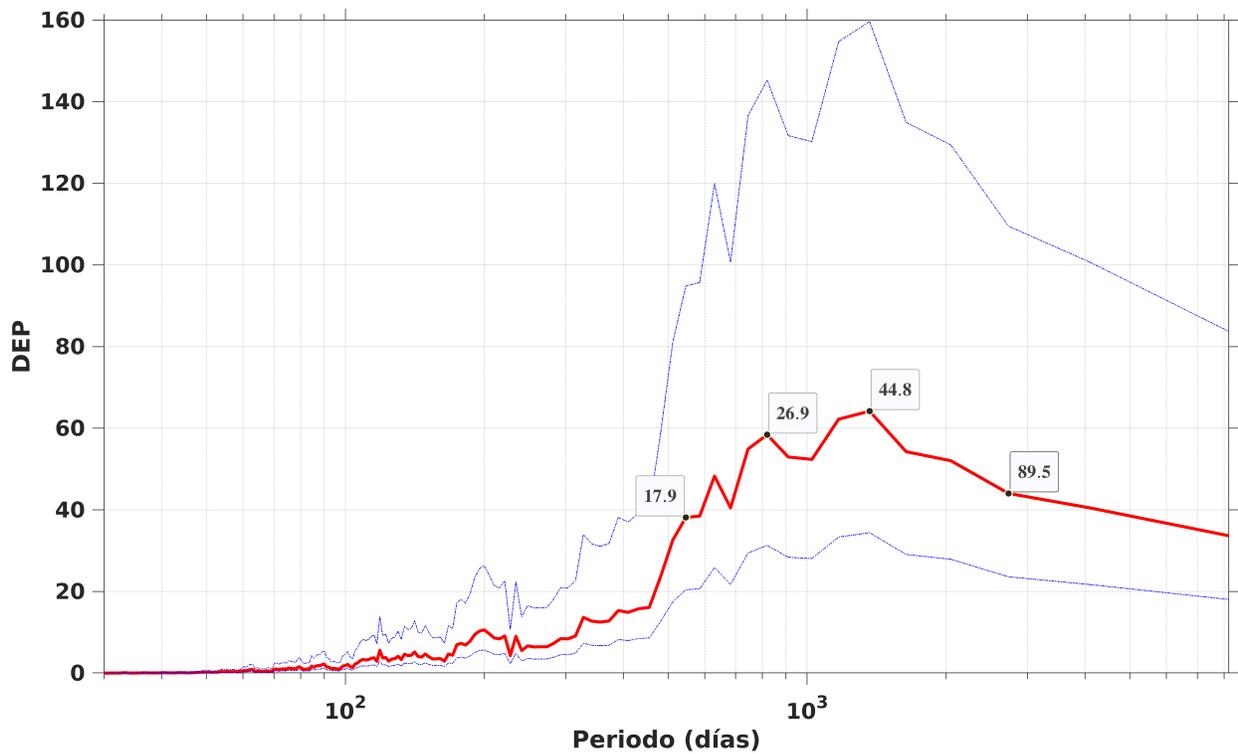


Figura 4.2: Estimación Multitaper (ver apéndice B) de la densidad espectral de potencia (DEP) de la componente principal del modo 1 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.

Modo 2

El modo 2 de N^2 , que contiene el 17 % de la varianza total, describe la variabilidad de una anomalía negativa de N^2 por arriba de la plataforma continental de la península de Yucatán, entre los 86.8 y 86.5°W (figura 4.3a), con PVE máxima de 0.7-0.8 (figura 4.3b).

A diferencia del modo 1, en su componente principal no se distingue una señal sobresaliente en bajas frecuencias (figura 4.3c). De acuerdo con su DEP estimada (figura 4.4), la variabilidad principal de este modo ocurre en frecuencias más altas en comparación con el modo 1, con mayor DEP en periodos entre los 4.8 y 30 meses, y picos sobresalientes en las bandas de 4.6-7.5 meses y 13-27 meses. El análisis detallado del origen de la densidad espectral de esta componente principal está más allá de los alcances de este trabajo.

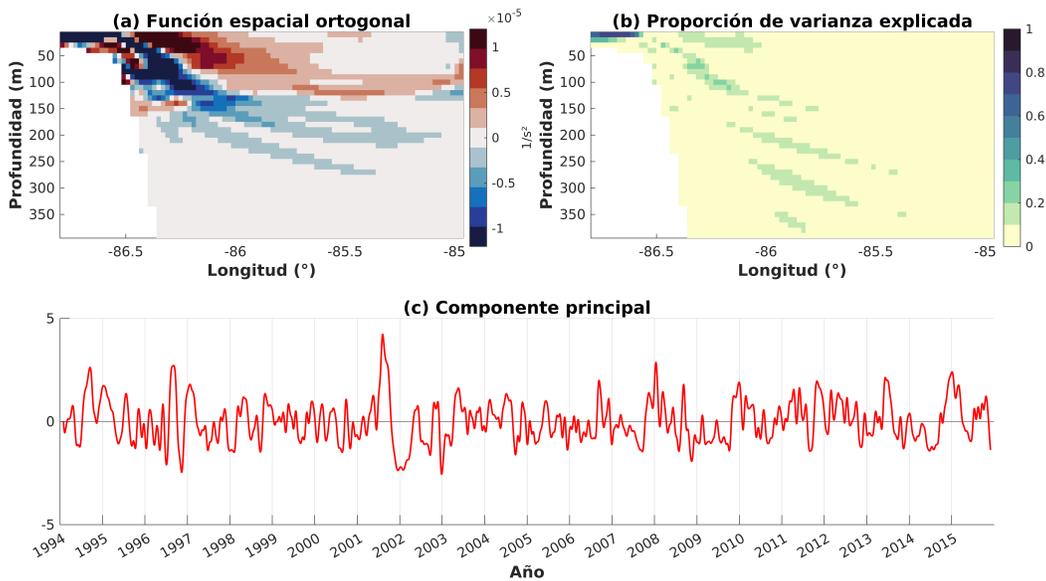


Figura 4.3: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de N^2 . Experimento sin forzamiento atmosférico.

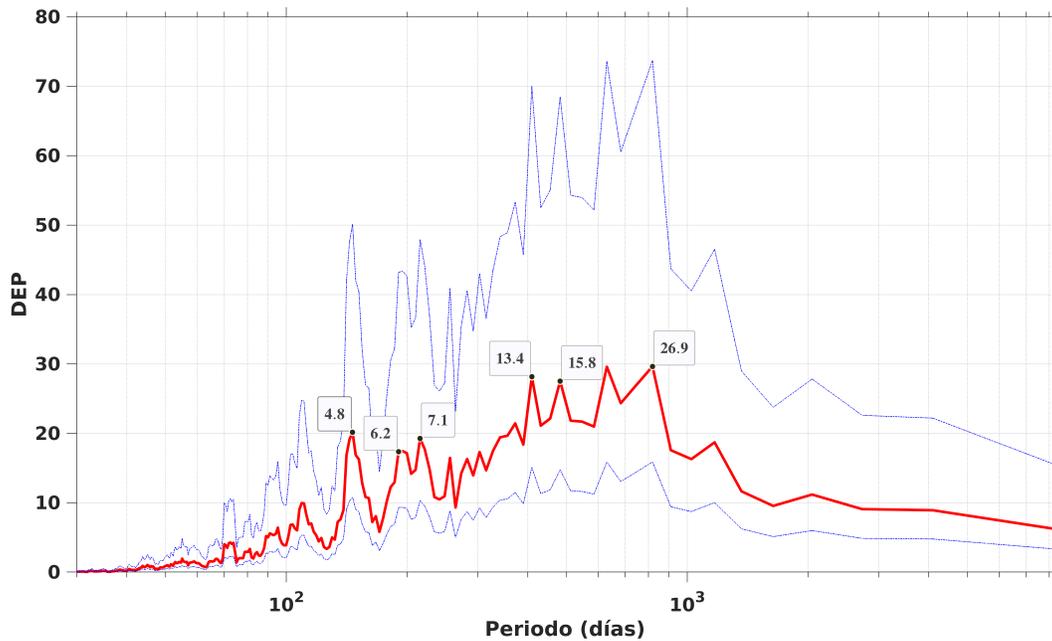


Figura 4.4: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.

4.1.2. Variabilidad de la boyancia columnar

Se realizó el mismo análisis de FEOs en los mapas diarios de la anomalía de boyancia columnar en la sección considerada del CY (figura 3.1). Se identificaron los primeros cuatro modos empíricos no degenerados, que contienen el 94 % de la varianza total. Los modos 1 y 2 contienen el 80 % y el 9 % de la varianza total, respectivamente, mientras que los modos 3 y 4 contienen solamente el 3 % y el 2 %. Únicamente los modos 1 y 2 se consideran representativos de la variabilidad fundamental de la boyancia columnar, aunque el modo 1 por sí solo ya representa un porcentaje importante de ésta. Igual que para N^2 , los modos 3 y 4 no serán examinados.

Modo 1

El primer modo es representativo de la variabilidad de la estratificación de la columna de agua en la sección oeste del CY. Describe en mayor proporción la variabilidad de una anomalía dipolar semejante a la descrita por el modo 1 de N^2 (figura 4.1a), desplazada hacia abajo. El polo superior corresponde a una anomalía positiva, que abarca desde la superficie a los 86.4°W, hasta los 200 m de profundidad a los 85.5°W (figura 4.5a). La PVE máxima asociada a esta anomalía es de 0.9-1 (figura 4.5b). En contraparte, el polo inferior es una anomalía negativa ubicada en la región por debajo de los 70 m de profundidad entre los 86.5 y 85.6°W, a un lado del talud de Yucatán, con PVE máxima de 0.9-1.

A lo largo del periodo de simulación, la componente principal de este primer modo de la boyancia columnar presenta una similitud alta con la correspondiente al primer modo de N^2 (figura 4.6). Ambas muestran esencialmente las mismas variaciones y un coeficiente de correlación de Spearman de 0.86, por lo que es evidente que los dos modos son muy similares. En general, se mantienen en una fase negativa débil, con una señal positiva sobresaliente en su componente principal a intervalos de entre 1.5 y 7.5 años (sombreados en la figura 4.6). En el presente caso, esta señal positiva corresponde a una boyancia columnar anómalamente alta entre los 50 y 150 m de profundidad al oeste del canal; y anómalamente baja por debajo de los 100 de profundidad al este del talud de Yucatán.

Como se esperaba, dada la similitud de sus componentes principales, la estimación del espectro de potencia asociado a la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar (figura 4.7) tiene la misma forma que la correspondiente al primer modo de N^2 (figura 4.2). Su variabilidad principal ocurre en bajas frecuencias, en periodos entre 1.5 y 7.5 años, y se observa mayor DEP alrededor de los 2.2 años y 3.7 años. De la similitud entre sus patrones espaciales, componentes principales y DEP, y considerando la definición de boyancia columnar y su consecuente relación con N^2 , es claro que ambos modos representan esencialmente el mismo patrón de variabilidad de la estratificación. Por tanto, para el experimento sin forzamiento atmosférico OBNoW-25, el principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY hará referencia al primer modo de variabilidad de las dos cantidades físicas.

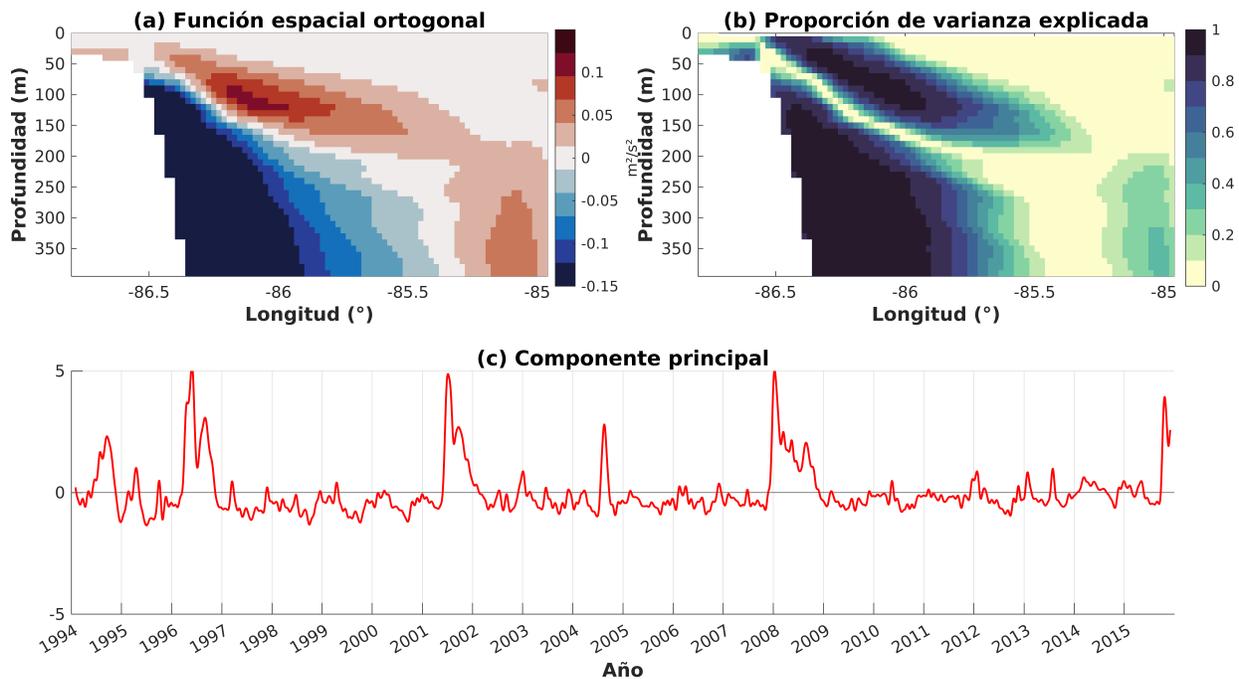


Figura 4.5: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de la boyancia columnar. Experimento sin forzamiento atmosférico.

Modo 2

El segundo modo de la boyancia columnar, que contiene el 9% de la varianza total en la sección del CY, describe principalmente la evolución de una anomalía positiva de boyancia columnar al este de los 85.8°W y entre los 200 y 395 m de profundidad (figura 4.8a). En esta región se alcanza una PVE máxima entre 0.9 y 1.0 alrededor de los $85.3\text{-}85.4^{\circ}\text{W}$, en un núcleo delimitado por los niveles de 250 y 350 m de profundidad (figura 4.8b).

Su componente principal (figura 4.8c) presenta variabilidad de más alta frecuencia en comparación con la del principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY (figuras 4.1c y 4.5c). De acuerdo con su DEP estimada (figura 4.9), la variabilidad principal de este modo ocurre en periodos menores que 19 meses, con mayor densidad espectral en las bandas de 2-3.5 meses y 4-19 meses.

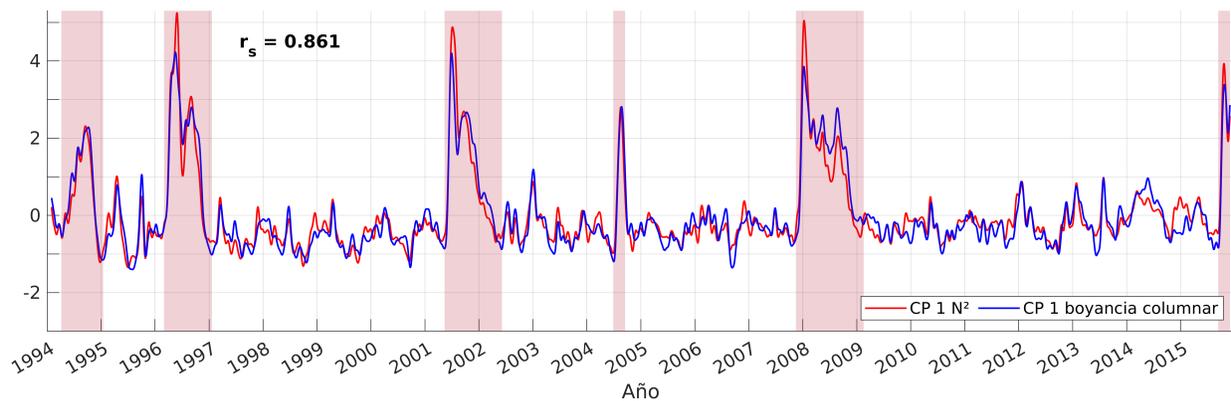


Figura 4.6: Componente principal del modo 1 de N^2 (línea roja) y del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul). Los periodos sombreados corresponden a la señal positiva sobresaliente en ambas componentes principales. Experimento sin forzamiento atmosférico.

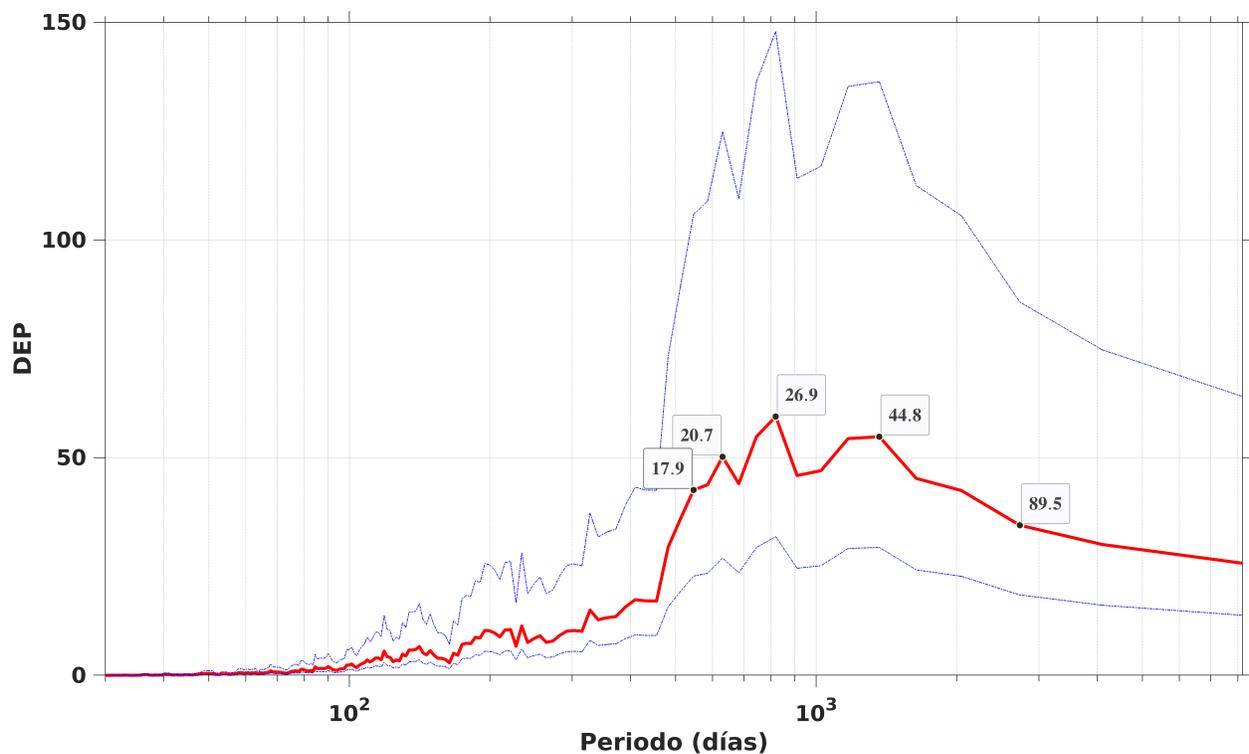


Figura 4.7: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar, con los periodos de mayor DEP indicados en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.

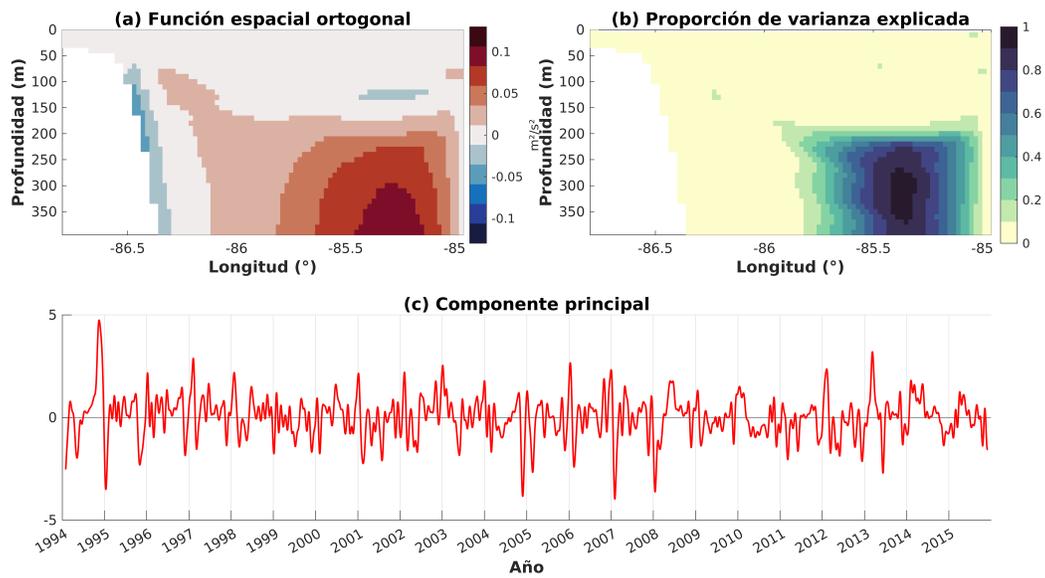


Figura 4.8: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de boyancia columnar. Experimento sin forzamiento atmosférico.

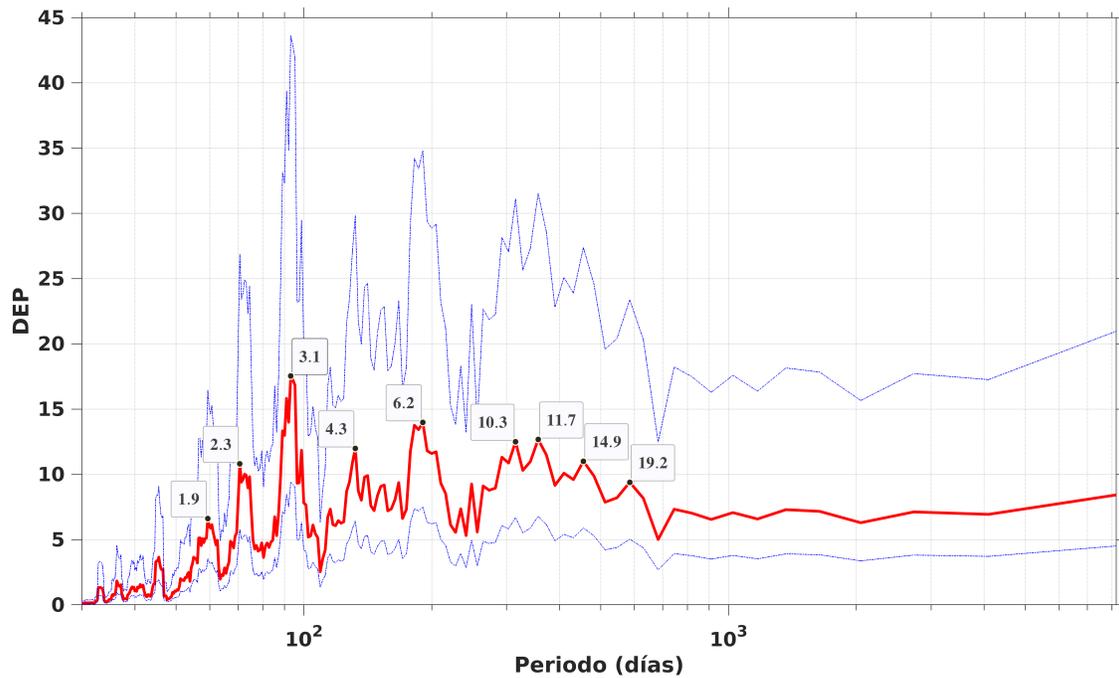


Figura 4.9: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de la boyancia columnar, con los periodos de mayor DEP indicados en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95% de probabilidad. Experimento sin forzamiento atmosférico.

4.1.3. Variabilidad de la estratificación en el CY y la Corriente de Yucatán

De acuerdo con los resultados anteriores, la mayor parte de la variabilidad de la estratificación en el CY está bien representada por la evolución de una anomalía dipolar en la sección superior oeste; con su mayor varianza espectral entre 1.5 y 7.5 años. A continuación se investigan los posibles procesos físicos relacionados con este patrón de variabilidad.

Considerando que la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán varía en el tiempo (Athie et al., 2011; Athié et al., 2012; Enríquez y Mariño-Tapia, 2014; Sheinbaum et al., 2016), y que el comportamiento dinámico de esta corriente es determinante en la variabilidad de la estructura espacial hidrográfica en la costa este de la Plataforma de Yucatán (Enríquez y Mariño-Tapia, 2014; Carrillo et al., 2016), la componente principal del primer modo de N^2 se comparó con la serie temporal de la posición longitudinal de la máxima velocidad meridional a los 60 m de profundidad (figura 4.10a). Esta última es representativa de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán en la sección del CY.

De la figura 4.10a se observa que el principal patrón de variabilidad de la estratificación está altamente correlacionado con variaciones en la posición longitudinal del núcleo de la corriente, con un coeficiente de correlación de Spearman de 0.61 para todo el periodo. Concretamente, el desplazamiento longitudinal hacia el este del núcleo de la Corriente de Yucatán -representado por el incremento en la serie de su posición zonal- está asociado al incremento de la componente principal del modo 1 de N^2 . En los eventos particulares de incrementos significativos en la componente principal (sombreados en la figura 4.10a), un desplazamiento longitudinal anómalamente grande de la corriente hacia el este (al este de los 86.05°W) coincide con una fase positiva intensa del primer modo, representativa de una estratificación anómalamente alta en los primeros 100 m de profundidad al este del talud de Yucatán.

Con la finalidad de examinar más detalladamente el comportamiento de las variables físicas involucradas, se realizaron diagramas Hovmöller de la velocidad meridional y zonal a los 60 m de profundidad, y de la temperatura in situ en los primeros 150 m de profundidad a los 86.42°W (figuras 4.10b-d). Alrededor de esta longitud evoluciona el principal patrón de variabilidad de la estratificación (figuras 4.1 y 4.5). La estructura usual de la velocidad meridional a los 60 m de profundidad presenta un flujo hacia el norte al oeste de 85.4°W , con una velocidad meridional máxima alrededor de 86.25°W ; y un flujo más débil hacia el sur en la parte este (figura 4.10b). La velocidad zonal a la misma profundidad suele presentar valores negativos (flujo zonal hacia el oeste) en la región al oeste de 85.7°W ; y valores positivos (flujo zonal hacia el este) al este de la misma longitud (figura 4.10c). Asimismo, la temperatura in situ a los 86.42°W presenta una estructura estratificada con agua cálida sobre agua más fría, con la isoterma de 20°C alrededor de los 110 m de profundidad (figura 4.10d).

En los periodos de comportamiento anómalo de la Corriente de Yucatán (sombreados en la figura 4.10a), el máximo de la velocidad meridional a los 60 m de profundidad se desplaza hacia el este (figura 4.10b), lo cual indica que el núcleo de la Corriente de Yucatán se separa de la costa este de la plataforma. La velocidad zonal asociada al núcleo de la corriente alcanza un valor máximo positivo en toda la sección zonal a los 60 m de profundidad (figura 4.10c),

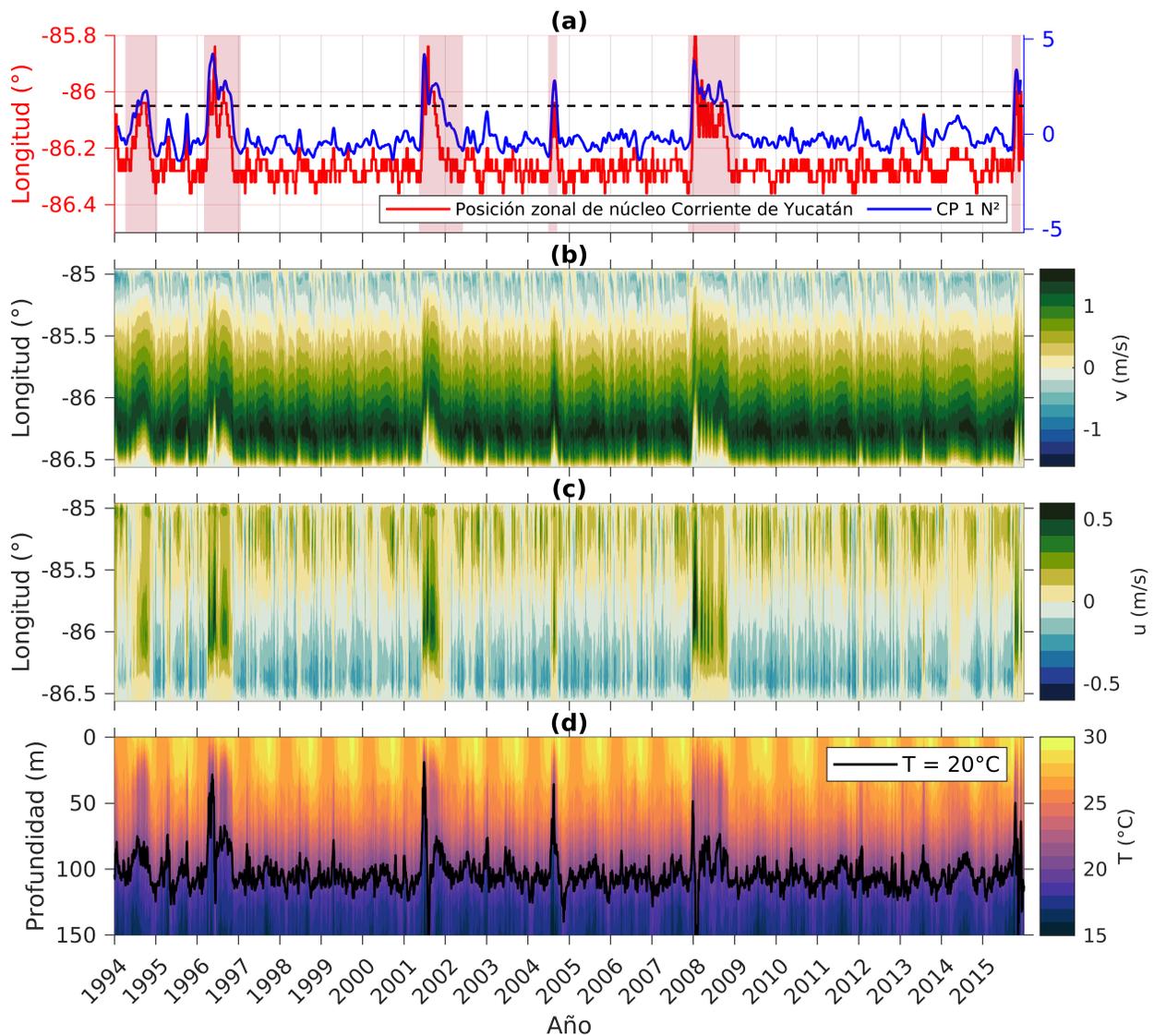


Figura 4.10: (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con la longitud 86.05°W indicada con una línea negra punteada. Diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) temperatura in situ a los 86.42°W en los primeros 150 m por debajo de la superficie, en el periodo 1994-2015. Experimento sin forzamiento atmosférico.

representativo de una desviación hacia el este de la trayectoria de la corriente y, por tanto, una menor penetración de la corriente en el GdM. En suma, en estos periodos la Corriente de Yucatán se separa del talud y su trayectoria se desvía hacia el noreste.

En los mismos periodos, ocurre el ascenso de las superficies isotermas a los 86.42°W , por arriba del talud de Yucatán (figura 4.10d). La isoterma de 20°C , alrededor de la cual

se encuentra la termoclina (Abascal et al., 2003), asciende desde alrededor de los 110 m de profundidad hasta alcanzar los 50 m en la mayoría de los casos. El ascenso de la termoclina por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste explica la anomalía positiva intensa de N^2 (estratificación anómalamente alta) observada en la misma región. De los resultados, el ascenso de las isotermas está determinado por la variación de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán. El desplazamiento del núcleo de la corriente hacia el este puede favorecer el ascenso de las isotermas por arriba del talud de Yucatán, generando así la anomalía positiva intensa de la estratificación.

Adicionalmente, en las figuras 4.10a-b se observa que los decrementos en la componente principal del primer modo de N^2 -asociados con una disminución de la anomalía de la estratificación superior a los 100 m de profundidad en la sección oeste del CY- coinciden con el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el oeste. Al mismo tiempo, ocurre un debilitamiento de la velocidad zonal de la corriente a los 60 m de profundidad, volviéndose negativa (flujo zonal hacia el oeste) en la parte oeste y positiva (flujo zonal hacia el este) en la parte este de los 85.7°W. Por arriba del talud de Yucatán (a los 86.42°W), las superficies isotermas descienden junto con la termoclina (figura 4.10d), lo que explica el debilitamiento de la estratificación superior en los primeros 100 m de la sección oeste del canal.

Las relaciones descritas anteriormente también se verifican al comparar los mismos procesos físicos con la componente principal del primer modo de la boyancia columnar.

Por los resultados anteriores, el principal proceso oceánico asociado con la evolución del patrón principal de la estratificación en la sección del CY es la variación de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán. La separación del núcleo de la Corriente de Yucatán de la plataforma de Yucatán se asocia con el ascenso de las isotermas sobre el talud de Yucatán, y una anomalía positiva intensa de la estratificación en los primeros 100 m de profundidad de la sección oeste del canal. Se sugiere la existencia de un mecanismo físico que favorece la intensificación de esta relación en intervalos de entre 1.5 y 7.5 años. La naturaleza de este mecanismo se investiga en la siguiente subsección.

4.1.4. Variabilidad de la estratificación en el CY y la CL

Con objeto de determinar si existe una relación entre la estratificación en el CY y la evolución del SCL en el interior del GdM, se comparó el primer modo de variabilidad con una de las métricas de la CL, las cuales están descritas en el Apéndice C. Se presenta la comparación entre las series temporales de la componente principal del primer modo de N^2 , la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán, y la latitud máxima de penetración al norte de la CL (figura 4.11). En lo siguiente, los eventos de desprendimiento de RCL sin posterior reincorporación a la CL se llamarán separaciones. Dado que el primer modo de la boyancia columnar describe el mismo proceso físico que el correspondiente a N^2 , la comparación de su componente principal con los mismos mecanismos dinámicos de la CL arroja resultados idénticos.

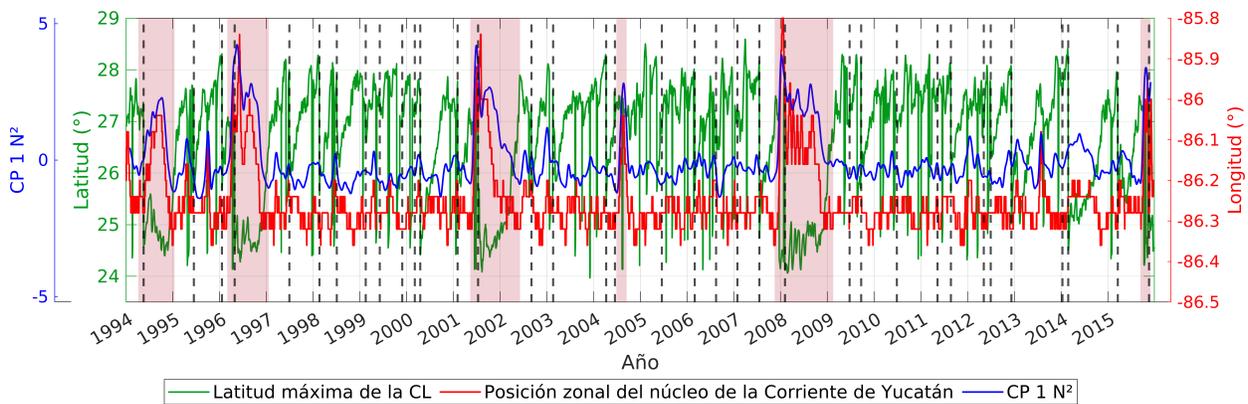


Figura 4.11: Series temporales de la componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración al norte de la CL (línea verde). Los eventos de separación de RCL (sin reincorporación) se identifican con líneas discontinuas verticales. Experimento sin forzamiento atmosférico.

En la figura 4.11, los eventos de desprendimiento de RCL son representados por una disminución abrupta en la latitud máxima de la CL. Generalmente, dichos eventos coinciden con el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este, y con el incremento en la componente principal del modo 1 de N^2 -es decir, el aumento de la anomalía de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste-. Sin embargo, esto no se observa de manera homogénea en todo el periodo. Para una visualización más clara de esta relación, en la figura 4.12 se presenta la misma comparación en un periodo corto, del 1 de enero de 1994 al 1 de enero de 2005.

Durante los eventos particulares de desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este (sombreados en las figuras 4.11 y 4.12), que ocurren en intervalos de 1.5 a 7.5 años, es posible identificar un vínculo directo entre los cuatro procesos físicos: el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este de los 86.05°W, la asociada elevación de las isotermas en la sección superior oeste del canal, la anomalía positiva

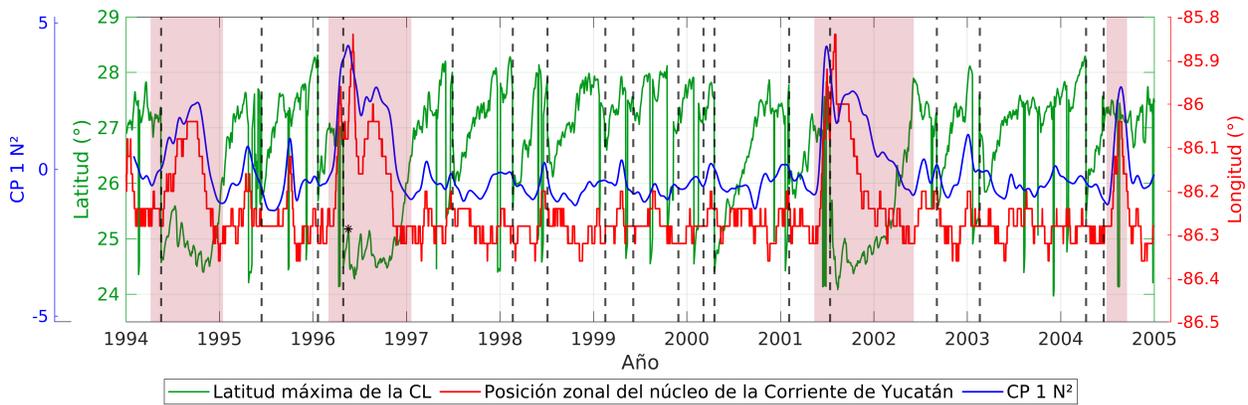


Figura 4.12: Series temporales de la componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración al norte de la CL (línea verde), en el periodo de 1994 a 2004. Los días de separación de RCL (sin reincorporación) se identifican con líneas discontinuas verticales. La latitud máxima de la CL en el día 140 del año 1996 (al que se hace referencia en la figura 4.13) se señala con un asterisco negro. Experimento sin forzamiento atmosférico.

intensa de la estratificación en los primeros 100 m de profundidad en la misma sección, y el desprendimiento de un RCL. La ocurrencia conjunta de estos cuatro procesos físicos tiene un origen común, las condiciones previas de la CL: en los días previos al desprendimiento de un RCL en estos eventos, la CL se encuentra no muy extendida en el GdM, con una penetración máxima al sur de los 27.5°N y al este de 90.9°W , área inferior a $1.93 \times 10^5 \text{ km}^2$, y extensión menor que 2264 km. Asimismo, la penetración de la CL presenta un crecimiento gradual durante tres a ocho meses antes del desprendimiento de un RCL, exceptuando el evento de 1994.

Los RCL desprendidos en estos eventos tienen diámetros de 305, 490, 371, 459, 403 y 387 km, casi todos ellos mayores que el diámetro promedio asociado a todos los desprendimientos (346 km) y sólo a las separaciones de RCL (328 km). La latitud de retraimiento típica asociada es de $24.1\text{-}24.8^{\circ}\text{N}$. En cuatro de los seis eventos referidos, que ocurren en 1994, 1996, 2001 y 2008, se identifica claramente la separación de un RCL, seguida por el retraimiento de la CL al sur de los 24.5°N -casi alcanzando los 24.0°N -. En los meses posteriores a la separación del remolino, la CL permanece en una etapa retraída, en la que su posición máxima al norte alcanza latitudes de hasta 24.06°N , que representan su máximo retraimiento en el periodo considerado. Al mismo tiempo, el núcleo de la Corriente de Yucatán mantiene una posición cercana al centro del CY, las isotermas en el oeste permanecen elevadas por arriba del talud de Yucatán (figura 4.10d), y la estratificación continúa siendo anómalamente alta en la sección oeste superior a los 100 m de profundidad. La posterior intrusión gradual de la CL es acompañada por el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el oeste, el descenso de las isotermas por arriba del talud (figura 4.10d), y el paso a una estratificación anómalamente baja, pero cercana al promedio, en la sección superior oeste.

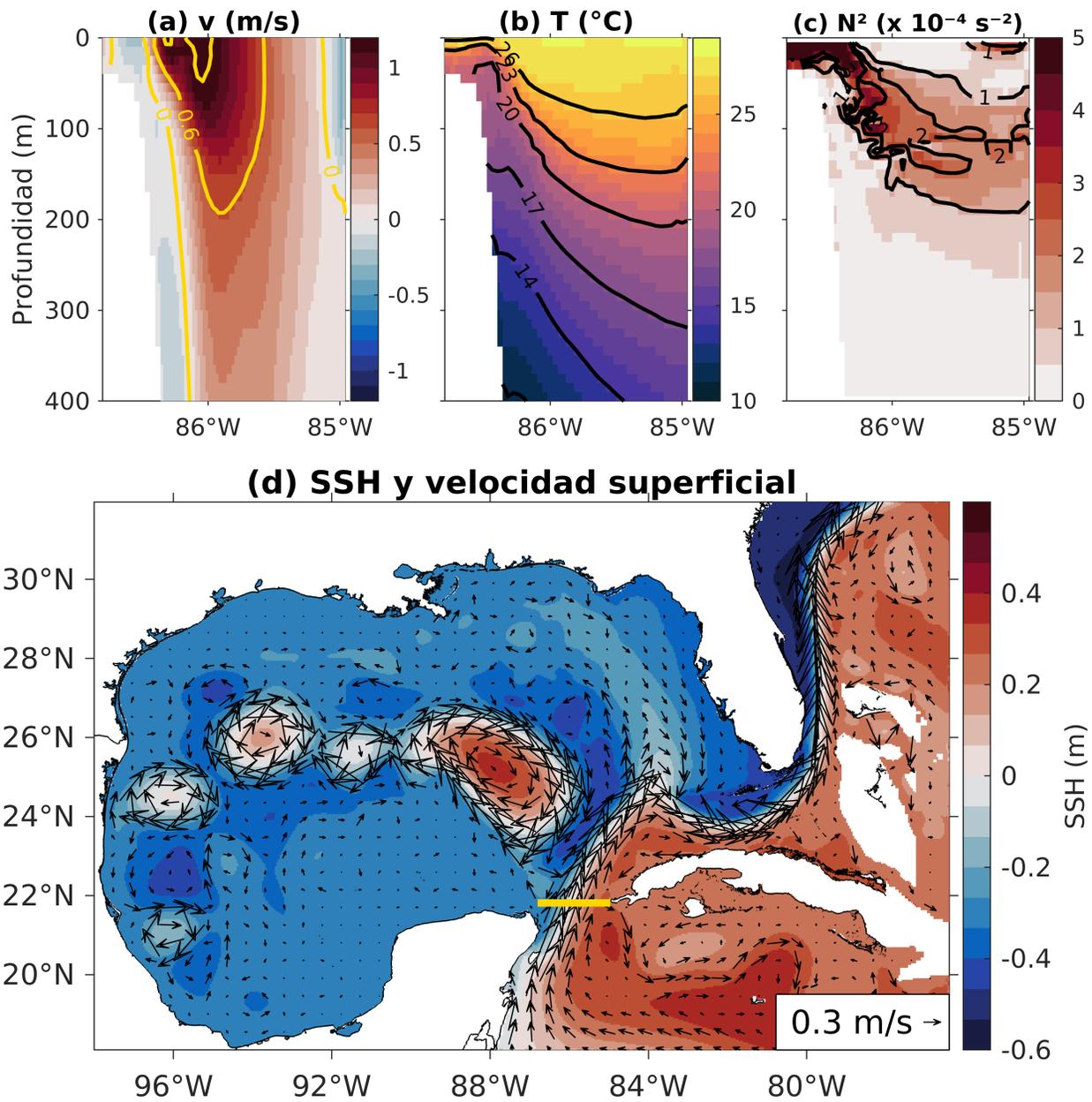


Figura 4.13: Perfiles verticales de (a) velocidad meridional, (b) temperatura in situ y (c) N^2 en la sección del CY; y (d) mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en el día 140 del año 1996. La línea amarilla en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis. Experimento sin forzamiento atmosférico.

En la figura 4.13 se muestran los perfiles verticales de temperatura, N^2 y velocidad meridional en la sección del CY, y el campo de SSH y velocidad superficial en el GdM del día 140 de 1996, correspondiente a uno de los eventos representativos de la relación encontrada. En los perfiles verticales se observa que el núcleo de máxima velocidad meridional de la Corriente de Yucatán se ha desplazado hacia el este, alcanzando aproximadamente los 86°W (figura 4.13a), las superficies isotermas han ascendido sobre el talud de Yucatán (figura 4.13b), y la distribución espacial de N^2 presenta un máximo (estratificación anómalamente alta) en la sección oeste entre la superficie y los 100 m de profundidad, a la vez que un mínimo por debajo de dicha región (figura 4.13c). En el campo de SSH y velocidad superficial (figura 4.13d), la ubicación de la CL se identifica por el contorno de 17 cm de SSH (ver apéndice C). Se distingue un RCL de diámetro grande que se ha separado de la CL, y ésta se encuentra retraída alrededor de los 24°N . El mismo proceso se reproduce de manera similar en el resto de los eventos de separación de RCL sombreados, que ocurren en 1994, 2001 y 2008. En los eventos identificados en 2004 y 2015 el remolino desprendido se reincorpora a la CL.

El mecanismo detectado en la variabilidad del CY en intervalos de 1.5 a 7.5 años se identificó también en la evolución de la CL en el interior del GdM. Los efectos observados de este mecanismo son: el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este, el ascenso de las isotermas por arriba del talud de Yucatán, el aumento anómalo de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste del canal, la separación de un RCL con diámetro superior al promedio, el retraimiento intenso de la CL, y el retraso de su posterior intrusión en el GdM. Los resultados sugieren que dichos procesos se manifiestan según el estado previo de la CL. Dos condiciones identificadas son: una penetración máxima de la CL al sur de los 27.5°N y al este de los 90.9°W , y un periodo previo de intrusión al norte con duración de tres a ocho meses.

Con el fin de investigar la naturaleza de este mecanismo asociado al desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y al retraimiento intenso de la CL, se revisó la evolución del campo de SSH en el GdM durante los años en que ocurren estos eventos. En los años 1994, 1996, 2001 y 2008, se identificó el siguiente mecanismo (figuras 4.14a,b,c,e): (1) formaciones ciclónicas (regiones de SSH negativa) en el Banco de Campeche y en el margen este de la CL estrangulan a la corriente y favorecen la separación de un RCL; (2) las formaciones ciclónicas se fusionan y la región de SSH negativa resultante permanece al norte de la CL durante varios meses, constriñendo su crecimiento. En las figuras 4.14a,b,c,e se observa el campo de SSH en el GdM, en días asociados a estos cuatro eventos. Con valores negativos de SSH se distingue la formación ciclónica resultante de la fusión de los ciclones iniciales al norte de la CL, mientras que ésta se encuentra retraída, y su trayectoria en el CY es en dirección noreste.

El mismo mecanismo se identificó en el evento del 2015 (figura 4.14f): (1) la CL es también estrangulada por formaciones ciclónicas en los últimos días del año, lo cual parece inducir el desprendimiento de un RCL; luego, (2) ambos remolinos se fusionan y el ciclón resultante permanece al norte de la CL hasta que la simulación termina. Por otra parte, en el evento rápido de 2004 (figura 4.14d): (1) dos formaciones ciclónicas en el Banco de Campeche y en el este de la CL la estrangulan y generan el desprendimiento de un RCL, (2) que después se

reincorpora a ésta, tras el debilitamiento de la formación ciclónica en el este.

En el año 2014 se identificó un comportamiento similar de la CL: se separa un RCL y posteriormente la CL permanece retraída durante varios meses (figura 4.11). Simultáneamente, en el CY se identifica el mismo mecanismo asociado, pero en menor magnitud: el núcleo de la Corriente de Yucatán se desplaza ligeramente hacia el este y la componente principal del modo 1 de N^2 presenta un aumento poco pronunciado. Se revisó la evolución del campo de SSH en el GdM para este evento particular, y se comparó con la correspondiente a los seis eventos antes mencionados. Se encontró que, en el evento del año 2014, la CL tiene inicialmente una gran penetración hacia el norte (alcanzando los 28.5°N), se desarrolla una formación ciclónica intensa al norte que constriñe el crecimiento de la CL por el este, y en el margen oeste de la CL (al noreste del Banco de Campeche) se identifica una formación ciclónica más débil que en el resto de los eventos mencionados. Un RCL se separa de la CL, la formación ciclónica al norte se fusiona con la región de SSH negativa débil, y el ciclón resultante permanece estacionario, bloqueando la penetración al norte de la CL.

En las figuras 4.15a-c se muestran tres etapas de la evolución de SSH en el evento del 2001, características de los eventos sombreados en la figura 4.11 (excepto del evento en 2004 ya descrito):

1. Dos formaciones ciclónicas constriñen el crecimiento de la CL, una en el noreste del Banco de Campeche y otra en el margen este de la CL (figura 4.11a).
2. Un RCL se separa y ambas formaciones ciclónicas se fusionan (figura 4.11b).
3. El ciclón resultante se estaciona al norte de la CL por varios meses (figura 4.11c).

En contraste, las figuras 4.15d-f muestran la evolución del sistema en tres etapas, para el evento del 2014:

1. Inicialmente, la CL se encuentra muy extendida al norte, una formación ciclónica en el margen este constriñe su crecimiento y se identifica una región de SSH negativa débil al noreste del Banco de Campeche (figura 4.15d).
2. Se separa un RCL y la formación ciclónica más intensa se fusiona con la región de SSH negativa débil (figura 4.15e).
3. La formación ciclónica resultante permanece al norte de la CL (figura 4.15f).

Los resultados sugieren que la ausencia de una formación ciclónica bien definida en el noreste del Banco de Campeche durante el evento del 2014 podría asociarse con que no se observe el mismo mecanismo en el CY de manera muy evidente. La presencia de una formación ciclónica intensa en el Banco de Campeche en los demás eventos -aparentemente relacionada con que la CL no esté muy extendida hacia el norte inicialmente- puede estar asociada con el desplazamiento longitudinal anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este, el ascenso de las isotermas por arriba del talud de Yucatán, y los pulsos positivos intensos de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste.

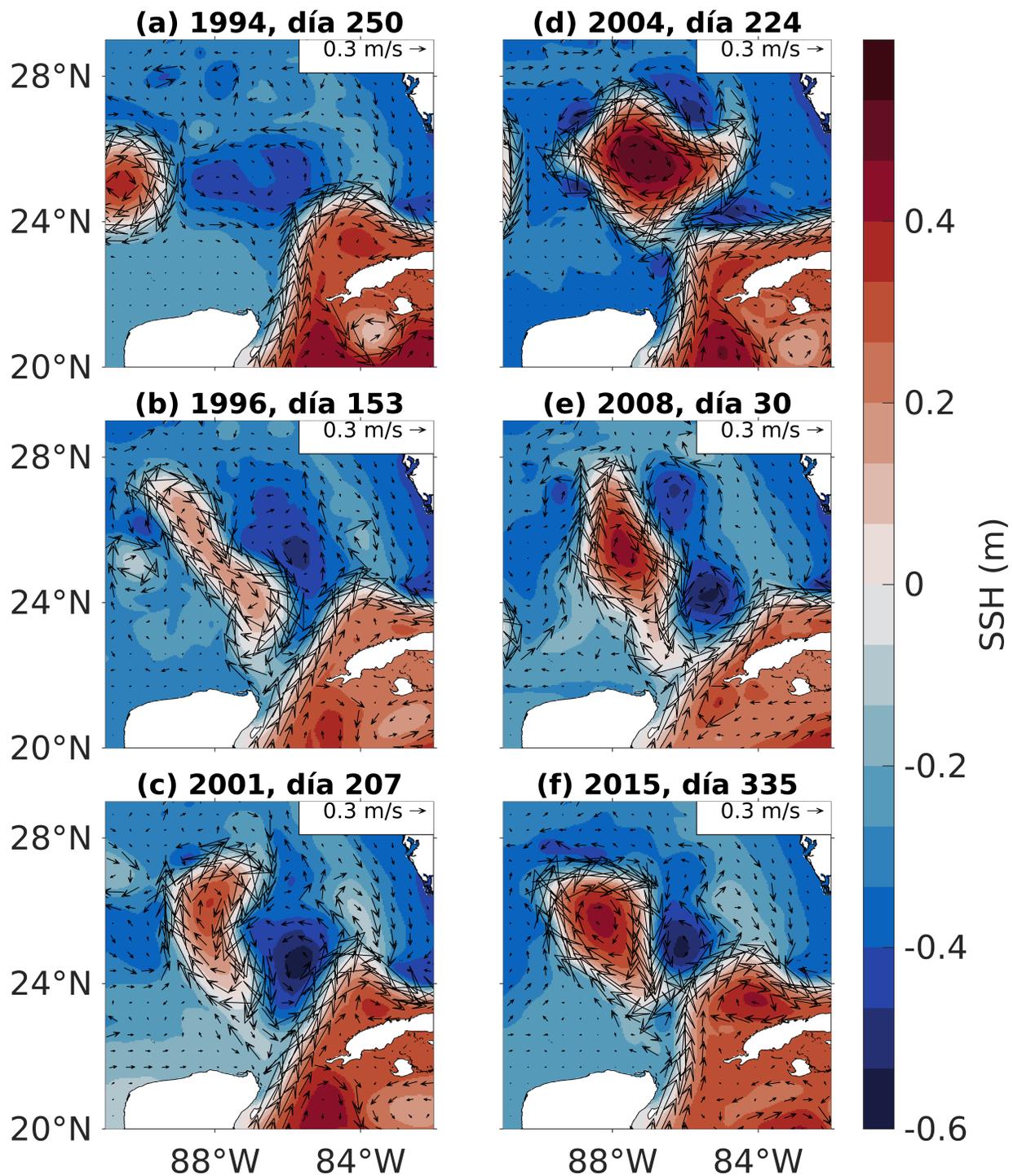


Figura 4.14: Mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en días asociados a los seis eventos de desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este (sombreados en la figura 4.11). Experimento sin forzamiento atmosférico.

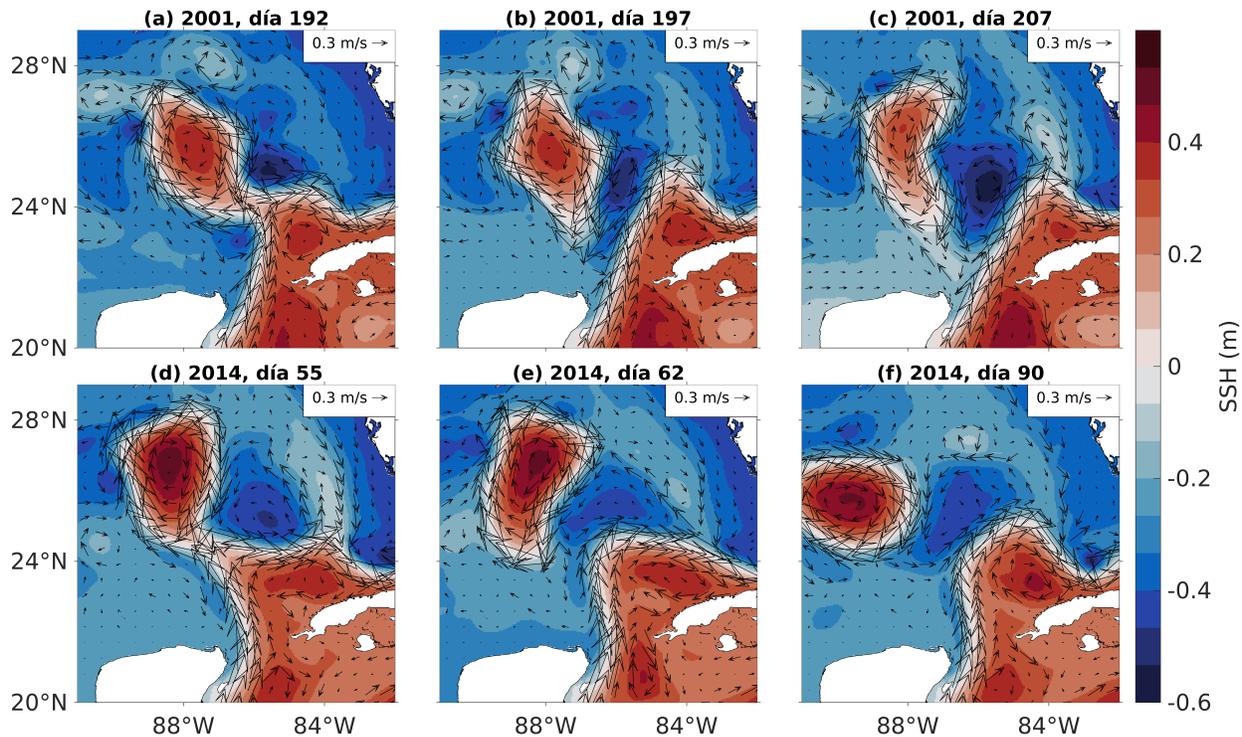


Figura 4.15: Mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM en días asociados a los eventos de separación de RCL en 2001 y 2014. En el evento del 2001: (a) dos formaciones ciclónicas al noreste del Banco de Campeche y al este de la CL estrangulan a la CL; (b) se separa un RCL y ambos ciclones se fusionan; y (c) el ciclón resultante permanece estacionario al norte de la CL. En el evento del 2014: (d) una formación ciclónica al este estrangula a la CL y constriñe su crecimiento, y al noreste del Banco de Campeche se identifica una región de SSH negativa débil; (e) se separa un RCL y el ciclón al noreste se fusiona con la región de SSH negativa débil; (f) el ciclón resultante permanece estacionario al norte de la CL. Experimento sin forzamiento atmosférico.

La interacción de remolinos ciclónicos periféricos con la CL y el bloqueo de la penetración al norte de la misma por estos remolinos afectan la variabilidad observada en el interior del GdM y en la sección del CY durante los periodos sombreados de la figura 4.11. Este proceso intensifica la relación encontrada entre la variabilidad en el CY y el desprendimiento de RCL. La presencia e intensidad de un remolino ciclónico en el noreste del Banco de Campeche, aparentemente asociado a la penetración inicial hacia el norte de la CL, parece ser determinante en la variación de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán, en la asociada elevación de las isotermas por arriba del talud de Yucatán, y en la variabilidad de la estratificación que le corresponde, pero los resultados no son concluyentes.

4.2. Variabilidad de la estratificación en el CY: experimento con forzamiento atmosférico

En esta sección se explora cómo se modifican la variabilidad principal de la estratificación en el CY y su relación con el comportamiento de la CL en una configuración más realista que integra forzamiento atmosférico. Con objeto de indagar una respuesta, se reprodujo el mismo análisis que para el experimento sin forzamiento atmosférico, permitiendo obtener una perspectiva más realista de las relaciones encontradas.

4.2.1. Variabilidad de N^2

Se obtuvieron los primeros cuatro modos empíricos no degenerados de N^2 en la sección del CY, los cuales contienen en conjunto el 58 % de la varianza total. A diferencia de lo encontrado sin forzamiento atmosférico, en este caso la varianza total se distribuye más equitativamente en un mayor número de modos: los primeros cuatro con mayor porcentaje de varianza explicada contienen el 24 %, 16 %, 11 % y 8 %, respectivamente. A continuación se describen estos cuatro primeros modos.

Modo 1

El primer modo de N^2 , que contiene el 24 % de la varianza total, es representativo de la variabilidad de N^2 en el lado oeste de la sección del CY (figura 4.16b). Este modo describe dos anomalías contrarias de N^2 . La primera es una anomalía positiva (figura 4.16a) que se extiende desde la superficie a los 86.8°W, hasta los 100 m de profundidad a los 85.8°W, con PVE máxima de 0.9-1.0 (figura 4.16b). La segunda es una anomalía negativa entre los 50 y 400 m de profundidad, y entre los 86.5 y 85.6°W, con PVE máxima de 0.7-0.8.

Relación con el modo 1 de N^2 en OBNoW-25

En sus patrones espaciales y en los mapas de PVE se tiene una similitud entre el modo 1 de N^2 en OBNoW-25 (figura 4.1) y el mismo modo en OBW-25 (4.16). Sin y con forzamiento atmosférico, el principal patrón de variabilidad de la estratificación en la sección del CY es el mismo. En ambos casos, la variabilidad de la estratificación en dicha sección es representada en mayor proporción por una anomalía dipolar en el oeste del canal.

La componente principal del modo 1 en OBW-25 (figura 4.16c) muestra variabilidad de más alta frecuencia al compararse con la correspondiente al mismo modo en OBNoW-25 (figura 4.1c). En la primera no se observa de manera evidente la señal de baja frecuencia (en periodos de 1.5 a 7.5 años) que destaca en el experimento sin forzamiento atmosférico. Las estimaciones de la DEP asociada a la componente principal de este modo se compararon entre los dos experimentos (figura 4.17). Se observa que la inclusión de forzamiento atmosférico conserva las principales escalas temporales de baja frecuencia (1.5 a 7.5 años) asociadas al primer modo de la estratificación en el CY, con la adición de componentes de alta frecuencia

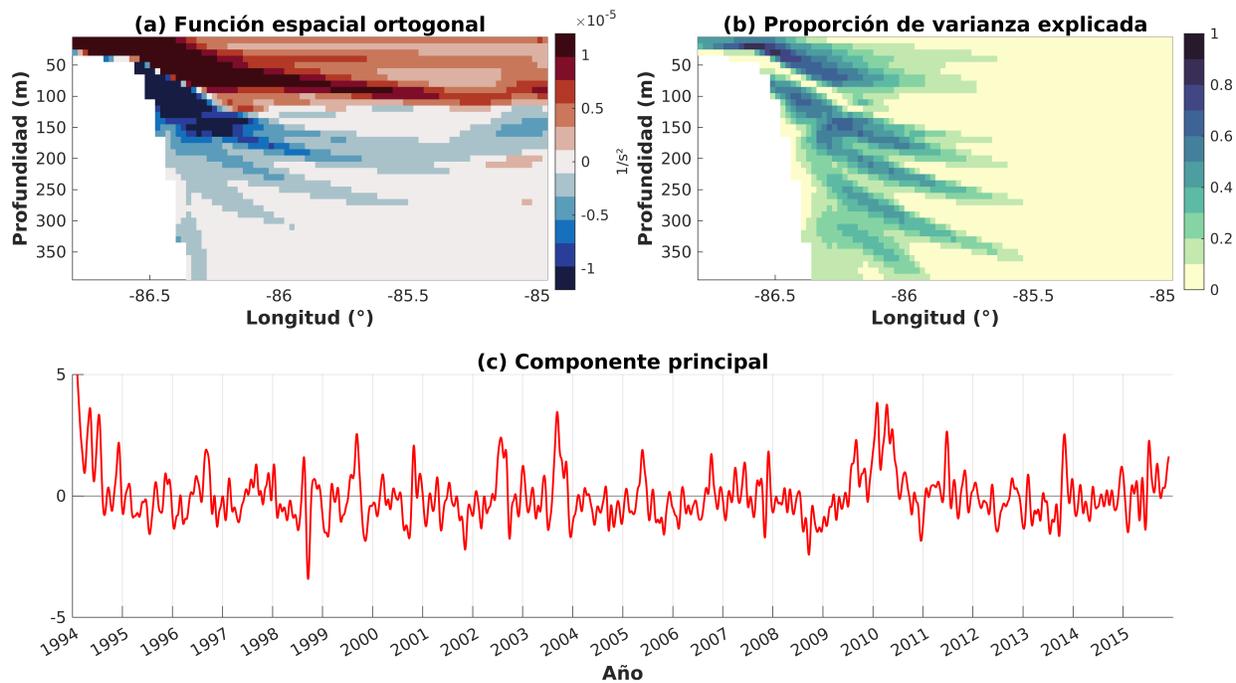


Figura 4.16: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.

en la señal, en la banda de periodos entre 3 y 10 meses. Por tanto, el principal patrón de variabilidad de la estratificación y sus escalas temporales características se mantienen al incluir flujos de calor, humedad y momento entre el océano y la atmósfera. Un primer efecto de la inclusión de forzamiento atmosférico es añadir variabilidad de alta frecuencia en el principal modo de la estratificación en el CY.

Modo 2

El modo 2 de N^2 , que contiene el 16% de la varianza total, describe en mayor proporción la variabilidad de una anomalía positiva por arriba de la plataforma de Yucatán y debajo de los 15 m de profundidad (figura 4.18a), con PVE máxima entre 0.8 y 0.9 (figura 4.18b). De acuerdo con la estimación de la DEP de su componente principal (figura 4.19), las principales escalas temporales de variabilidad de este modo corresponden a periodos entre 2 y 11 años. Su mayor DEP se presenta en la banda de periodos entre 1.7 y 11.2 años, con un máximo alrededor de los 2.5 años. Se observa variabilidad adicional en altas frecuencias, en las bandas de 2-6 meses y 8-15 meses.

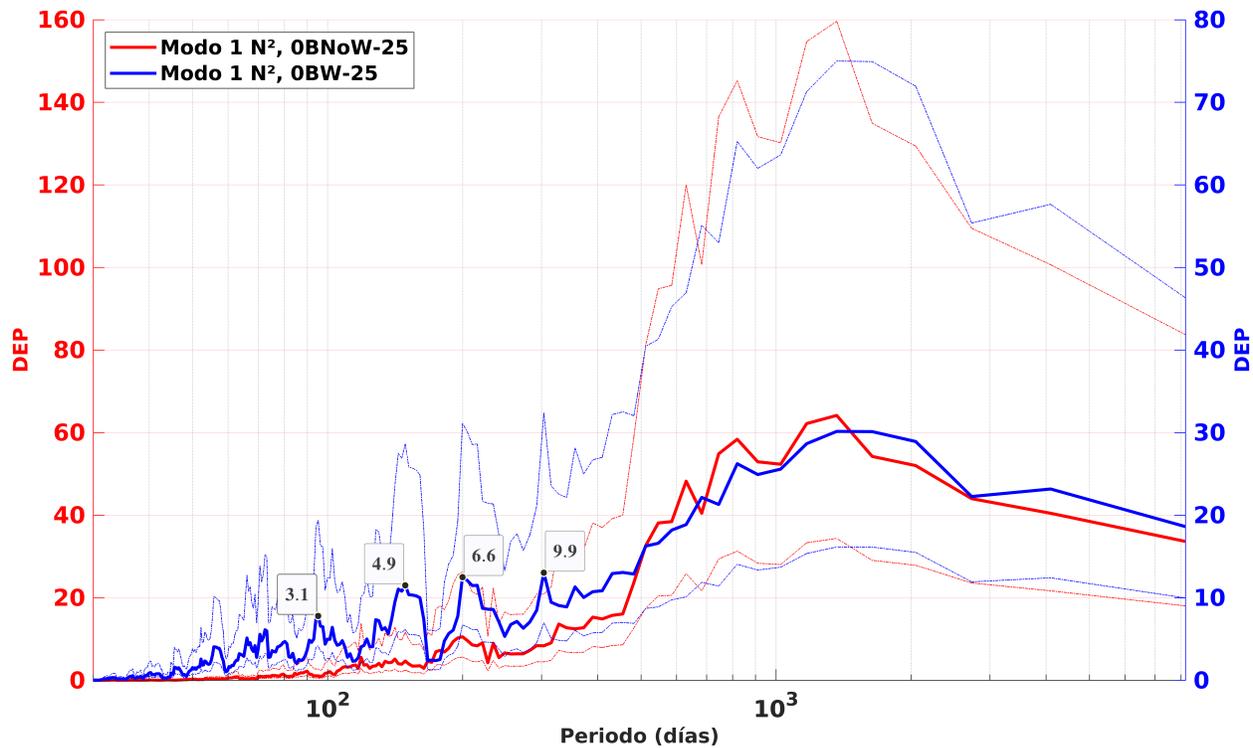


Figura 4.17: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de N^2 en OBNoW-25 (línea roja) y OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas señalan en meses los periodos de mayor DEP en la banda de 3 a 10 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

Modo 3

El tercer modo de variabilidad de N^2 contiene el 11 % de la varianza total en el CY (figura 4.20). Contrario a los modos de menor orden, éste describe principalmente la variabilidad de la estratificación en la sección este del CY (figura 4.20b), donde representa la evolución de dos anomalías contrarias de N^2 (figura 4.20a). La primera es una anomalía positiva ubicada al este de los 86.0°W , entre los 60 y 120 m de profundidad, con PVE máxima asociada de 0.7-0.8. La segunda es una anomalía negativa al este de los 85.8°W , entre los 130 y 210 m de profundidad, con PVE máxima de 0.5-0.6.

De acuerdo con su DEP estimada (figura 4.21), sus principales escalas temporales de variabilidad corresponden a periodos mayores que 2 años y entre 7 y 20 meses, aproximadamente. Adicionalmente, se observa una señal importante en altas frecuencias, asociadas a la banda de periodos de 2.8 a 6 meses.

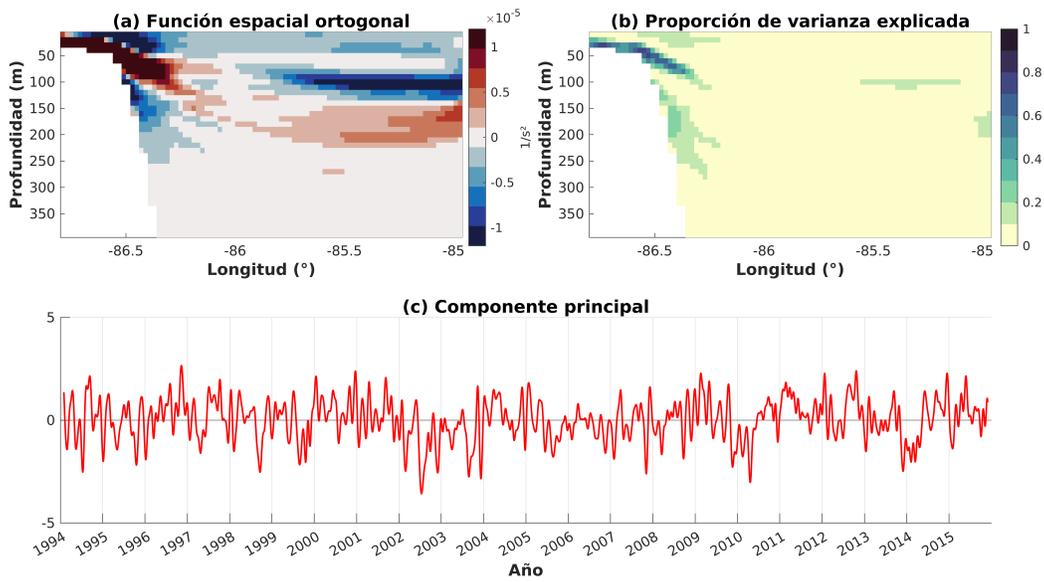


Figura 4.18: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.

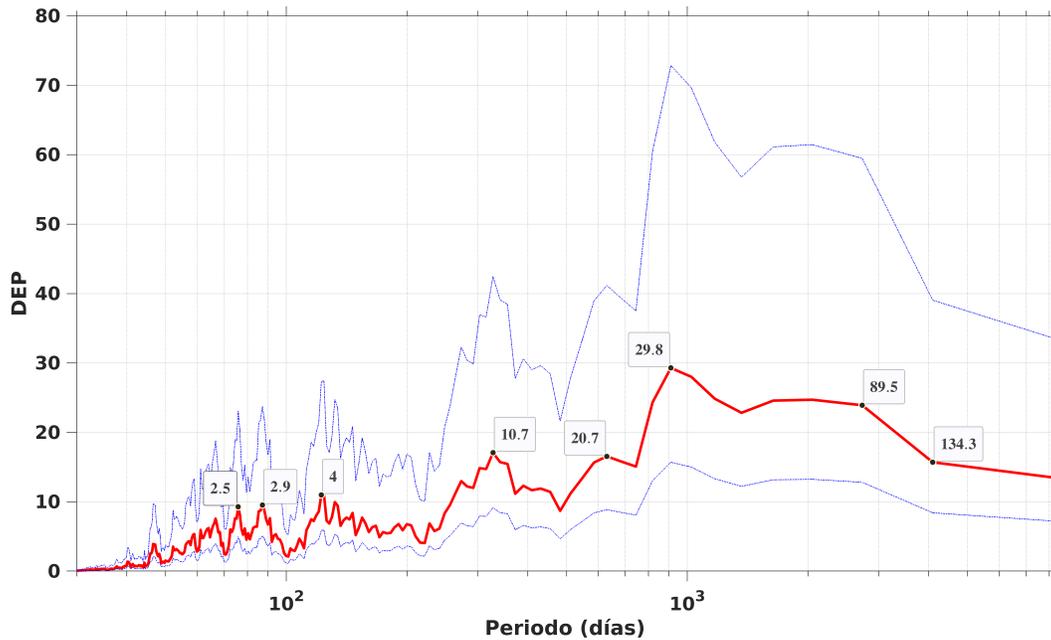


Figura 4.19: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 2 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

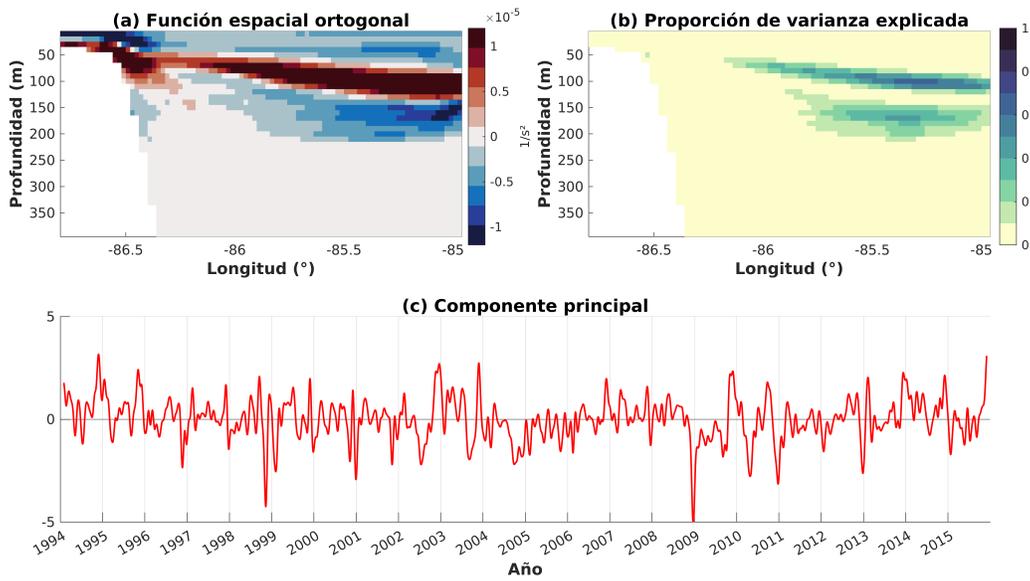


Figura 4.20: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 3 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.

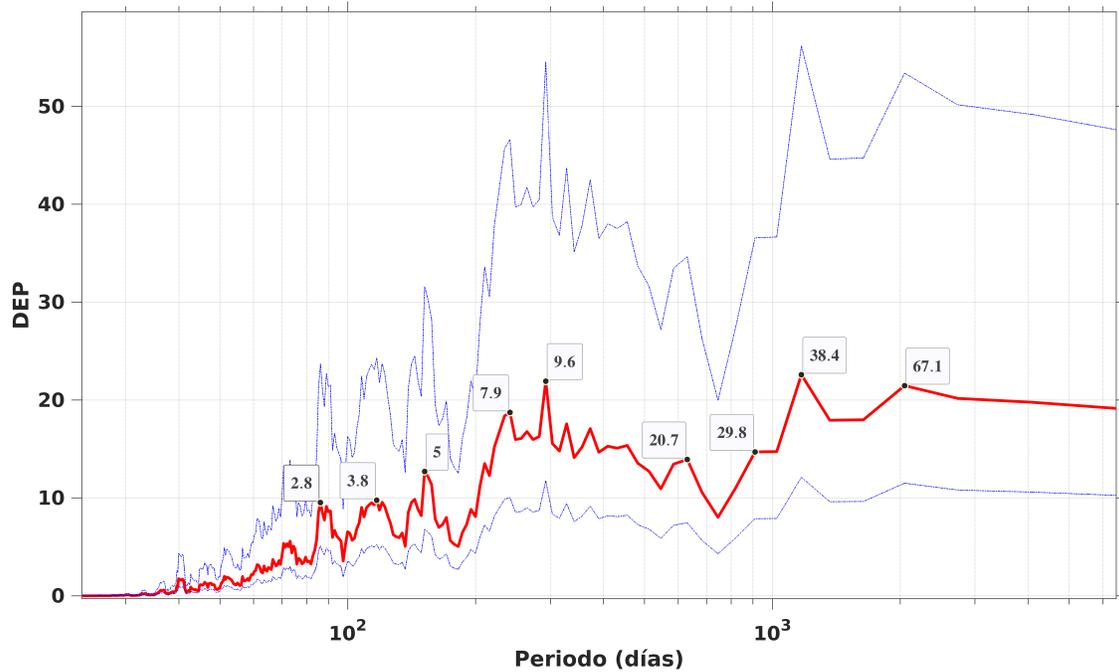


Figura 4.21: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 3 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

Modo 4

El modo 4, que contiene el 8% de la varianza total de N^2 en el CY, describe la evolución temporal de una anomalía positiva en la región al este de los 86.4°W y en los primeros 50 m por debajo de la superficie (figura 4.22), donde su PVE máxima es 0.5-0.6.

De acuerdo con la estimación de la DEP de su componente principal (figura 4.23), la variabilidad principal de este modo ocurre en la banda de periodos entre 8 y 44.8 meses (3.7 años). Su DEP máxima se alcanza alrededor de 22 meses y 9-12 meses, y se observan máximos locales adicionales en periodos entre 2 y 7 meses.

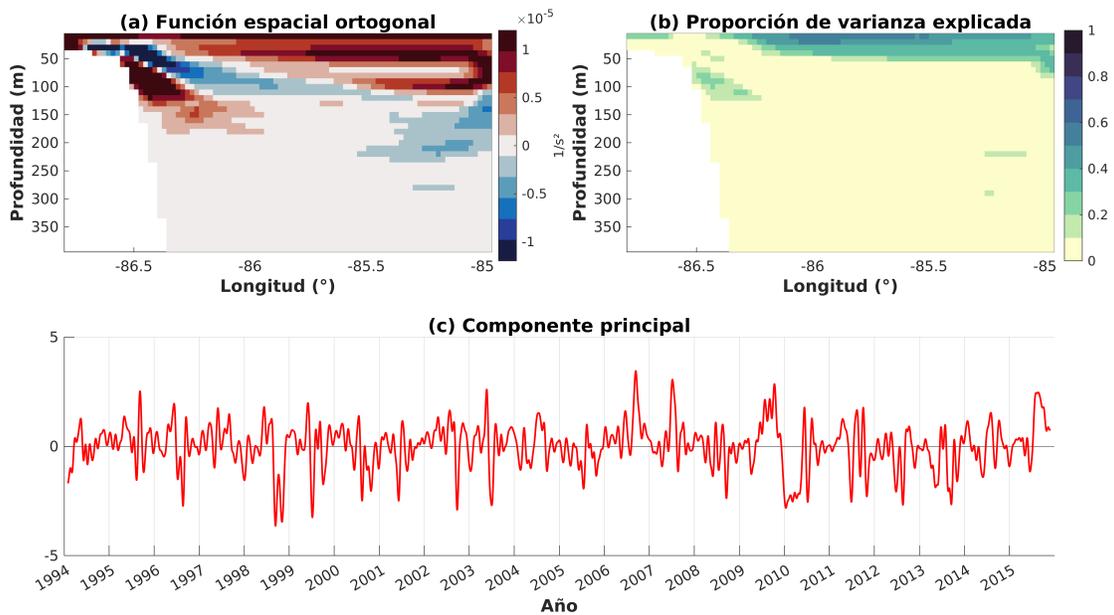


Figura 4.22: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 4 de N^2 . Experimento con forzamiento atmosférico.

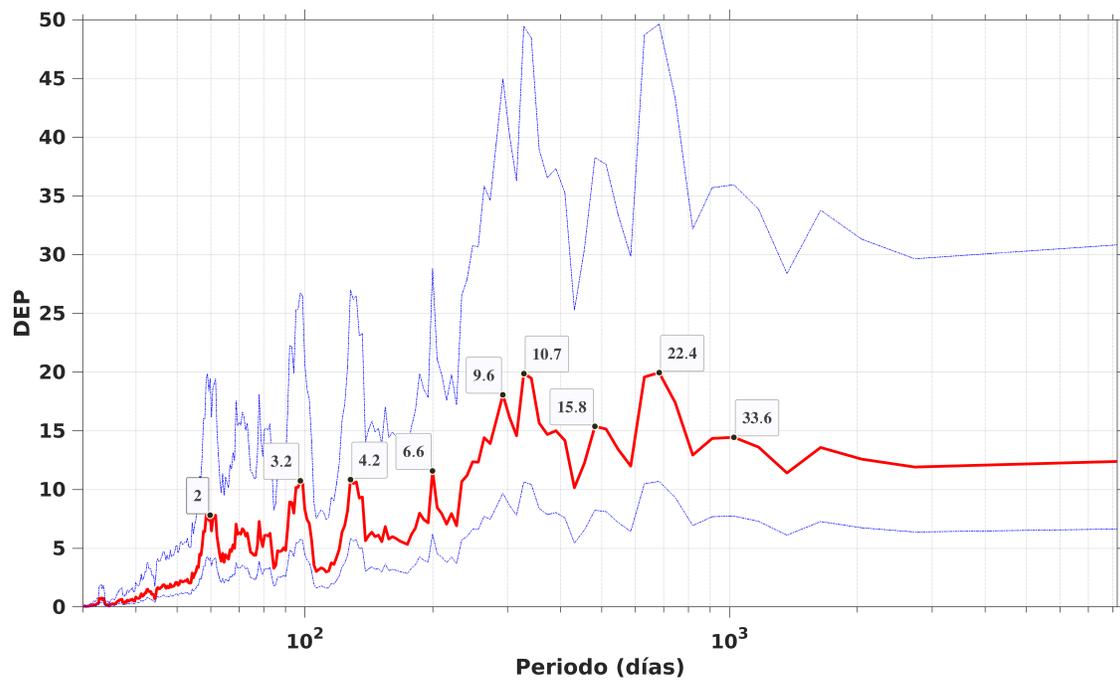


Figura 4.23: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 4 de N^2 . En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95% de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

4.2.2. Variabilidad de la boyancia columnar

Se identificaron los cuatro primeros modos empíricos no degenerados de la boyancia columnar en la sección del CY, los cuales contienen el 37%, 25%, 14% y 6% de la varianza total. Únicamente los tres primeros modos, que en conjunto contienen el 76%, se consideraron representativos de la variabilidad fundamental. A continuación se describen estos.

Modo 1

El modo 1 de la boyancia columnar en la sección del CY, que contiene el 37% de la varianza total, describe dos anomalías opuestas en el oeste del CY (figura 4.24). La anomalía inferior negativa se ubica al oeste de los 85.6°W , por debajo de los 150 m de profundidad, con PVE máxima (0.8-0.9) alrededor de los 86°W y entre los 250 y 300 m de profundidad. La anomalía superior positiva se encuentra al oeste de los 86°W , entre los 15 y 150 m de profundidad, con un núcleo de PVE máxima (0.3-0.4) alrededor de los 86.2°W y entre los 80 y 130 m de profundidad.

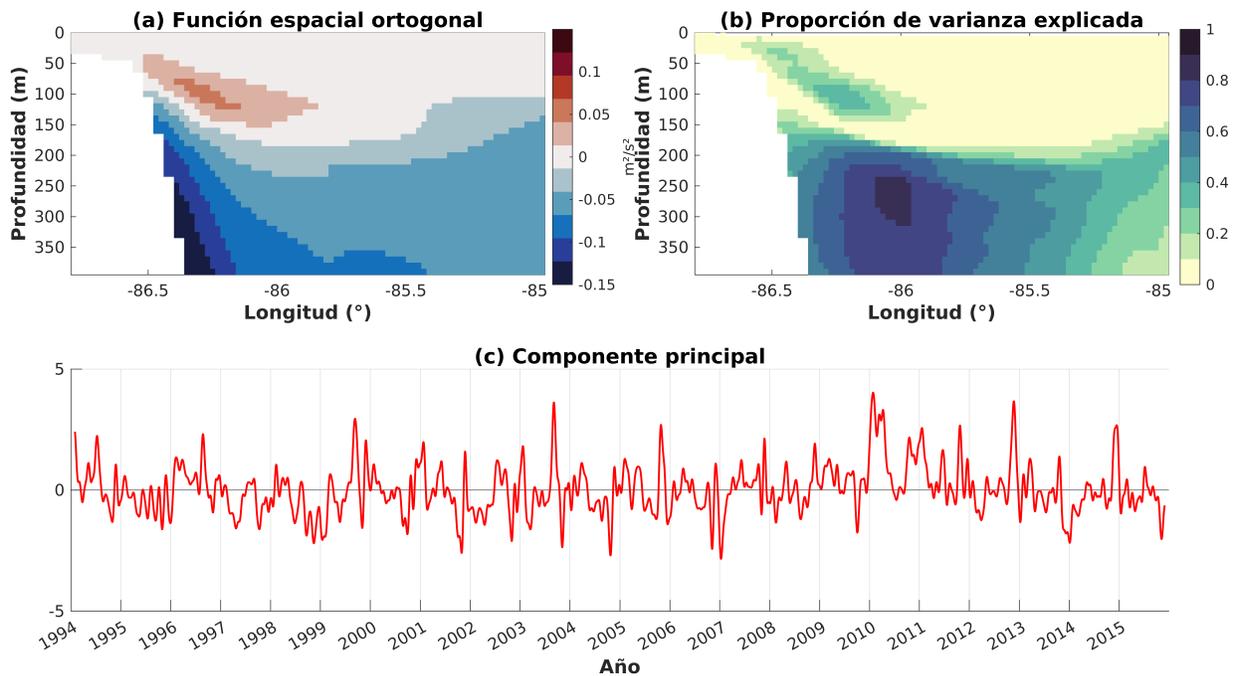


Figura 4.24: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 1 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico.

Relación con el modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25

Por los resultados anteriores, en OBNoW-25 el principal patrón de variabilidad de la boyancia columnar es representado por dos anomalías de signo opuesto en la sección oeste del CY (figura 4.5). En este caso, el primer modo describe el mismo patrón de anomalías (figura 4.24), por lo que nuevamente éste representa la variabilidad fundamental de la boyancia columnar. La anomalía inferior, ubicada entre los 100 y 400 m de profundidad (figura 4.24a-b), es ahora representada en mayor proporción que la anomalía superior por este primer modo. Así, con la inclusión de forzamiento atmosférico se conservó el principal patrón de variabilidad de la boyancia columnar: en ambos experimentos, una fracción importante de su varianza total es representada por la misma anomalía dipolar. Al comparar sus componentes principales asociadas (figuras 4.5c y 4.24c), se observa que este patrón evoluciona en escalas temporales de más alta frecuencia en OBW-25.

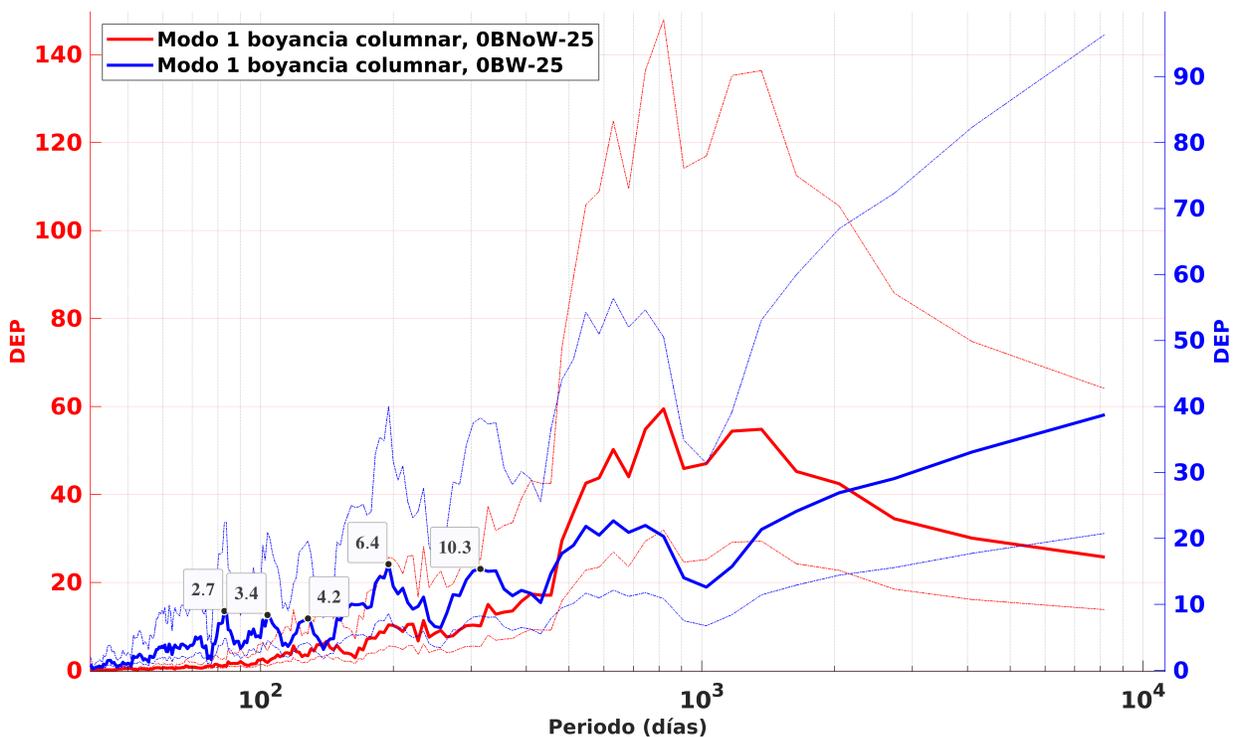


Figura 4.25: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25 (línea roja) y OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas señalan los periodos de mayor DEP en meses, en la banda de 2-12 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95% de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

Las estimaciones de la DEP asociada a este patrón de variabilidad se compararon entre los dos experimentos (figura 4.25). En ambos casos, las escalas temporales con mayor densidad

espectral corresponden a periodos mayores que 1.5 años; por lo que con la inclusión de forzamiento atmosférico se conserva la variabilidad de baja frecuencia de este patrón de anomalías. Adicionalmente, en OBW-25 el modo 1 de la boyancia columnar varía en altas frecuencias que no se observan en el mismo modo sin forzamiento atmosférico, correspondientes a las bandas de periodos de 5-12 meses y 3-4 meses. En suma, el patrón de variabilidad fundamental de la estratificación en el CY, representado por el primer modo de la boyancia columnar, es aún dominante al incluir forzamiento atmosférico. Sus escalas temporales características son alteradas por componentes de alta frecuencia. Se desconoce bajo qué mecanismos físicos se induce la variabilidad en estas frecuencias adicionales, y su investigación se reserva para estudios posteriores.

Modo 2

El segundo modo de la boyancia columnar contiene el 25 % de su varianza total, y describe la variabilidad de tres anomalías en la sección del CY (figura 4.26a-b). La primera, de mayor PVE, es una anomalía positiva ubicada al oeste de los 85.6°W, entre los 20 y 200 m de profundidad (figura 4.26a). Su PVE máxima (0.5-0.6) se alcanza entre los 50 y 150 m, al oeste de los 85.8°W (figura 4.26b). Con menor PVE, una segunda anomalía positiva se ubica al este de los 85.6°W, por debajo de los 220 m de profundidad, donde la PVE máxima es 0.4-0.5. La tercera es una anomalía negativa ubicada al este del talud de Yucatán, por debajo de los 100 m de profundidad, con PVE máxima de 0.3-0.4.

Relación con el modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25

Al comparar el patrón espacial y la PVE asociados al modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25 (figuras 4.5a-b), con los correspondientes al modo 2 en OBW-25 (figuras 4.26a-b), se observa que el patrón dipolar oeste descrito por el primero es también representado (aunque con menor PVE) por el segundo. En el caso con forzamiento atmosférico, el modo 2 representa en mayor proporción la variabilidad de la anomalía positiva superior en la sección oeste (figura 4.26b). Conjuntando esto con lo observado previamente en el modo 1 de la boyancia columnar con forzamiento atmosférico (figura 4.24), se concluye que: el principal patrón de variabilidad de la boyancia columnar en OBNoW-25 -representativo de la variabilidad fundamental de la estratificación en el CY- se conserva en OBW-25, siendo parcialmente descrito por los modos 1 y 2 de la boyancia columnar.

Se comparó la DEP estimada de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25, con la asociada al modo 2 en el presente experimento (figura 4.27). En ambos casos, el patrón dipolar descrito en la sección oeste varía principalmente en escalas temporales entre 1.4 y 11.2 años, con los periodos dominantes alrededor de 3 años.

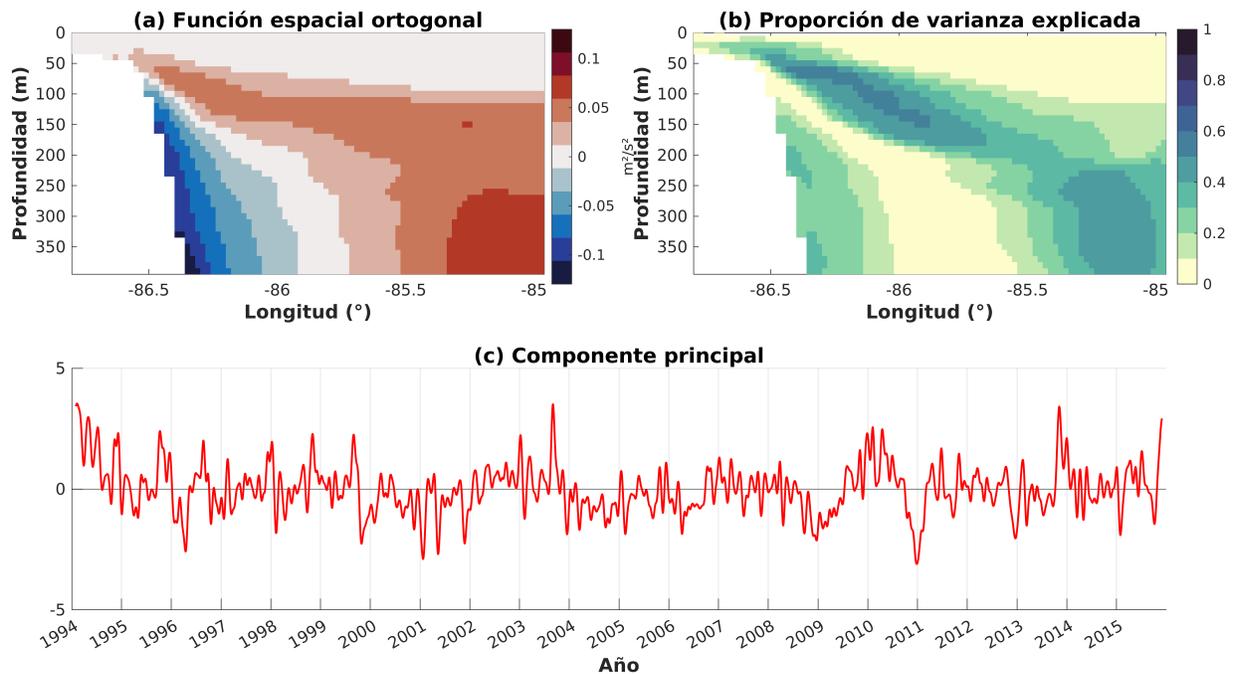


Figura 4.26: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 2 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico.

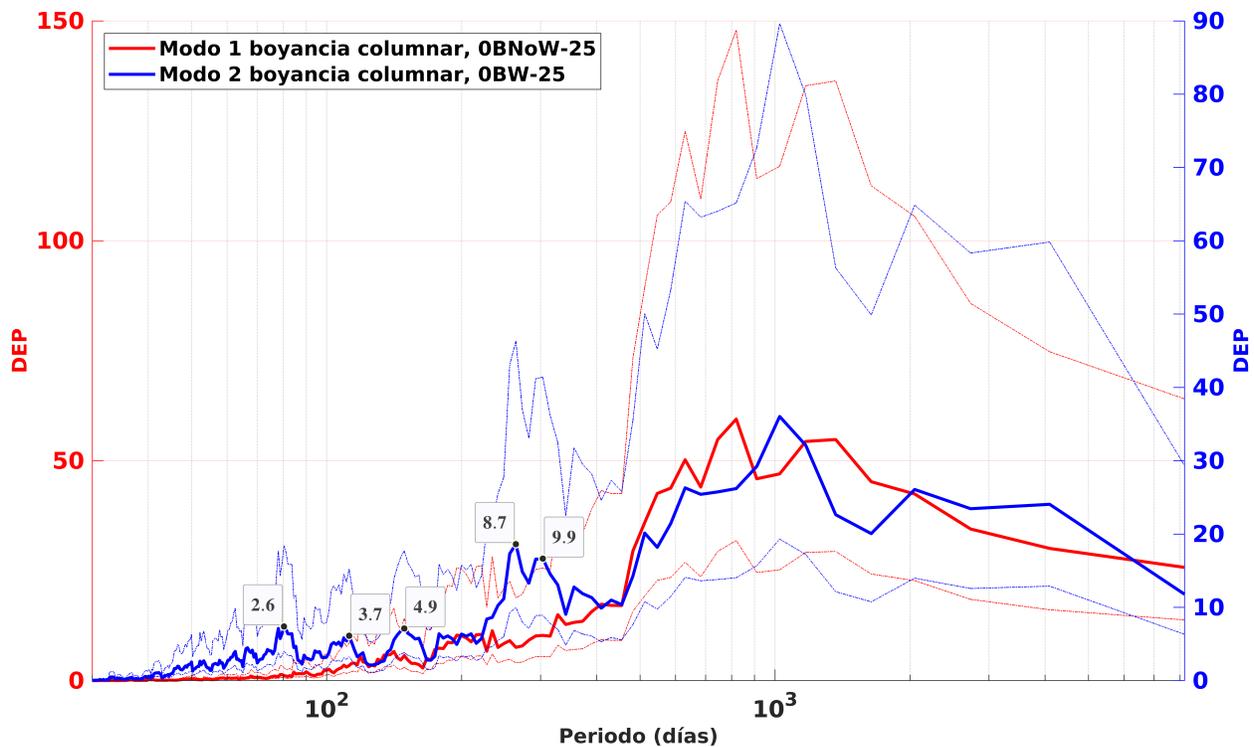


Figura 4.27: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 1 de la boyancia columnar en OBNoW-25 (línea roja), y del modo 2 de la boyancia columnar en OBW-25 (línea azul). En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses, en la banda de 2-12 meses. Las líneas discontinuas indican los límites de confianza al 95% de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

En las frecuencias más altas, el modo 2 en OBW-25 presenta variabilidad adicional en periodos entre 8 y 10 meses, y entre 2.5 y 5 meses. Por lo anterior, se confirma lo observado en el modo 1 de N^2 (figura 4.17) y de la boyancia columnar (figura 4.25): la inclusión de forzamiento atmosférico tuvo como primer efecto la adición de variabilidad de alta frecuencia (figura 4.27) en el principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY. Se deja para trabajos posteriores la indagación de los mecanismos físicos mediante los cuales se induce dicha variabilidad.

Modo 3

El tercer modo de la boyancia columnar (figura 4.28), que contiene el 14 % de su varianza total, describe la evolución temporal de una anomalía positiva al este de los 85.8°W , entre los 100 y 200 m de profundidad. Su PVE máxima (0.7-0.8) se alcanza entre los 85.1 y 85.5°W , y entre los 120 y 160 m por debajo de la superficie. De acuerdo con la estimación de la DEP de su componente principal (figura 4.29), las escalas temporales características de su variabilidad corresponden a periodos entre 2.5 y 7.5 años. Adicionalmente, su DEP muestra máximos relativos en altas frecuencias, en las bandas de periodos entre 9 y 20 meses, y entre 2 y 6 meses.

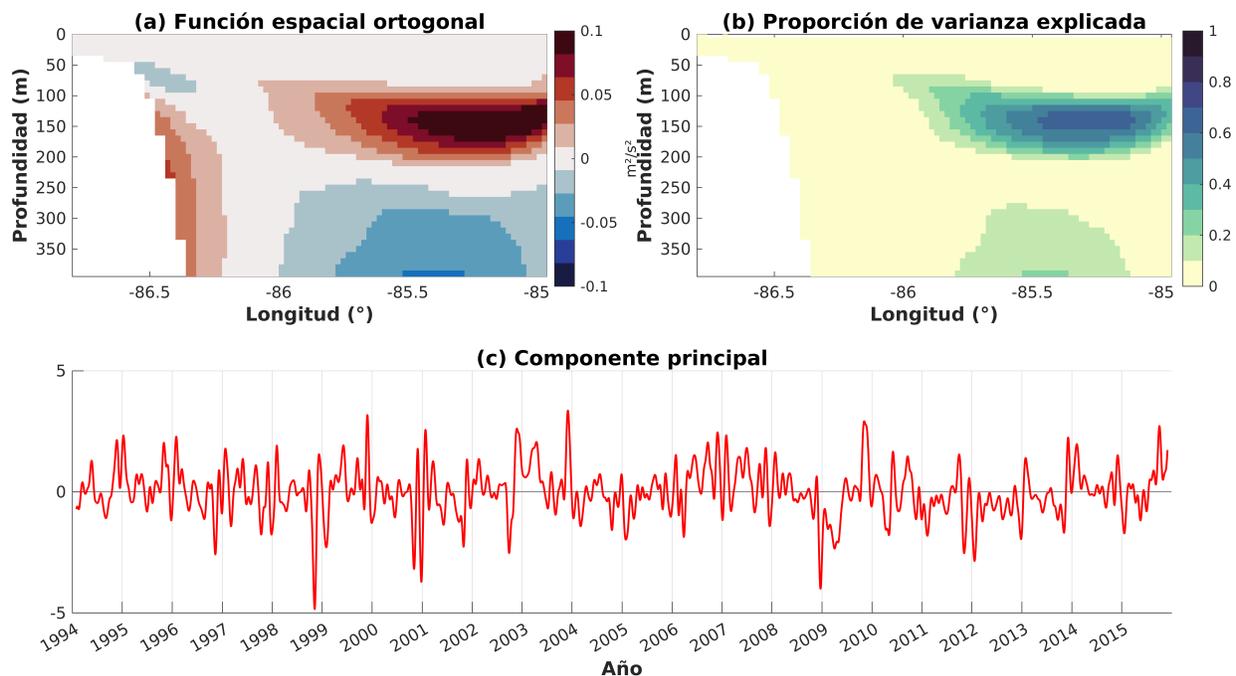


Figura 4.28: (a) Patrón espacial, (b) PVE y (c) componente principal del modo 3 de la boyancia columnar. Experimento con forzamiento atmosférico.

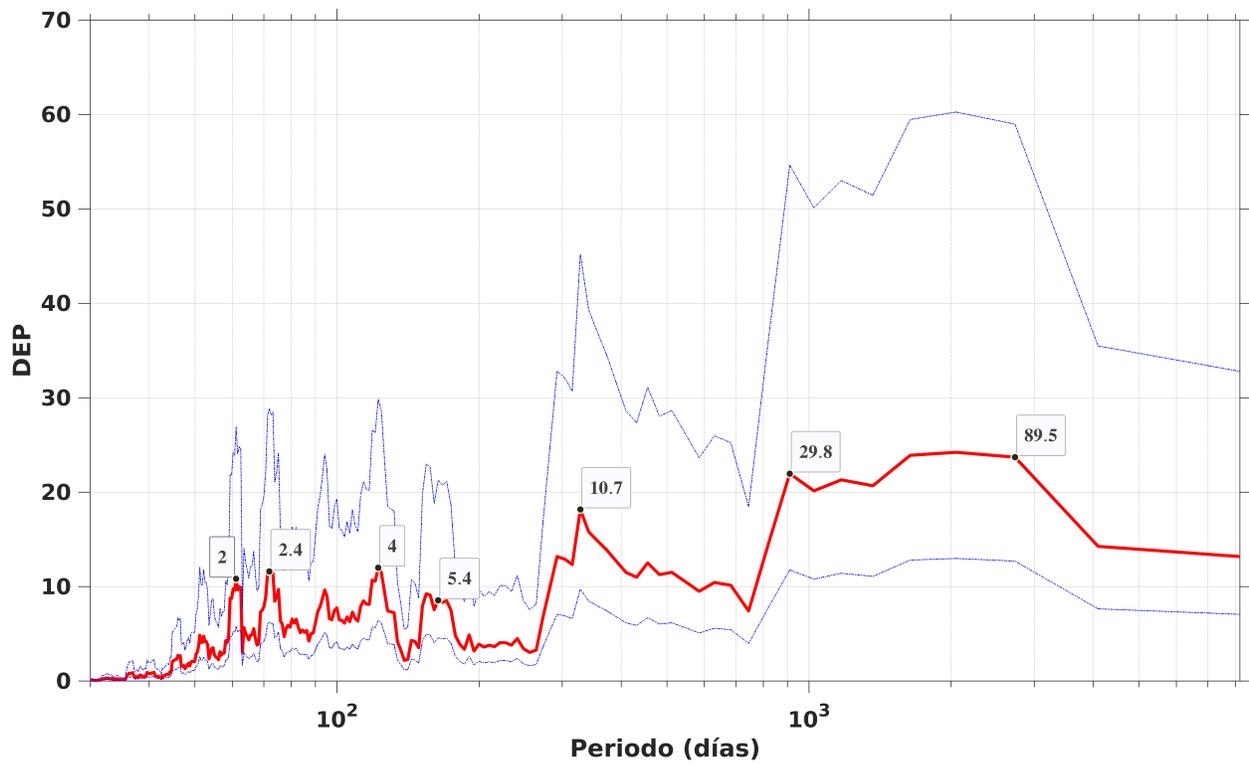


Figura 4.29: Estimación Multitaper de la DEP de la componente principal del modo 3 de la boyancia columnar. En el eje de las abscisas se indica el periodo en días. Las etiquetas sobre la curva señalan los periodos de mayor DEP en meses. Las líneas discontinuas azules indican los límites de confianza al 95 % de probabilidad. Experimento con forzamiento atmosférico.

4.2.3. Variabilidad de la estratificación en el CY y la Corriente de Yucatán

De los resultados previos, el principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY se conserva al incluir forzamiento atmosférico. En este caso, su evolución temporal es descrita por el primer modo de N^2 y por los primeros dos modos de la boyancia columnar. En la sección 4.1 se mostró que en el escenario sin forzamiento atmosférico la evolución de este patrón principal está directamente relacionada con variaciones en la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán. Con el fin de investigar si la variabilidad fundamental de la estratificación aún responde principalmente al mismo mecanismo dinámico, la componente principal del modo 1 de N^2 se comparó con la serie temporal de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (figura 4.30a).

Durante periodos específicos, sombreados en la figura 4.30a, se verifica la relación encontrada en OBNoW-25. En estos periodos se muestra una correlación importante entre el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y el incremento de la componente principal -representativo del aumento en la anomalía positiva de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste del CY-, con coeficientes de correlación de Spearman de hasta 0.78. Para determinar si estos eventos se caracterizan por los mismos procesos físicos identificados en OBNoW-25, se realizaron diagramas Hovmöller de la velocidad meridional y zonal a los 60 m de profundidad, y de la anomalía de temperatura in situ (habiendo removido su climatología mensual) a los 86.42°W en los primeros 150 m por debajo de la superficie (figuras 4.30b-d). En este caso no se consideró el diagrama Hovmöller de la temperatura, pues el ciclo anual asociado a los flujos entre la atmósfera y el océano no permitió identificar claramente un comportamiento particular de las isotermas en los eventos de interés.

Las figuras 4.30b-c muestran que en los periodos de mayor correlación -por ejemplo, en la segunda mitad de 1999, en 2002, a la mitad de 2003, en 2009 y 2010-, el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este va acompañado por el incremento de la velocidad zonal asociada. Esta última alcanza valores positivos máximos en casi toda la sección zonal, que indican una desviación de la trayectoria de la corriente en dirección este y, por tanto, una menor penetración de ésta en el GdM. En los mismos periodos, la figura 4.30d muestra una señal negativa de la anomalía de temperatura a los 86.42°W, por arriba del talud de Yucatán, posiblemente relacionada con un ascenso de las isotermas sobre el talud.

Para poder destacar las principales características de la relación encontrada, en las figuras 4.31a-d se visualizan las mismas series temporales y diagramas Hovmöller en dos eventos particulares, a mediados de 2002 y en la segunda mitad de 2003. En éstos se observa una alta correlación (0.78 y 0.62, respectivamente) entre el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y la anomalía positiva intensa de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en el oeste del CY (figuras 4.31a-b). Simultáneamente, valores positivos de la velocidad zonal a lo largo de casi toda la sección zonal indican una desviación de la trayectoria de la corriente en dirección este (figura 4.31c), y se observan temperaturas anómalamente bajas a los 86.42°W en los primeros 100 m de profundidad (figura 4.31d).

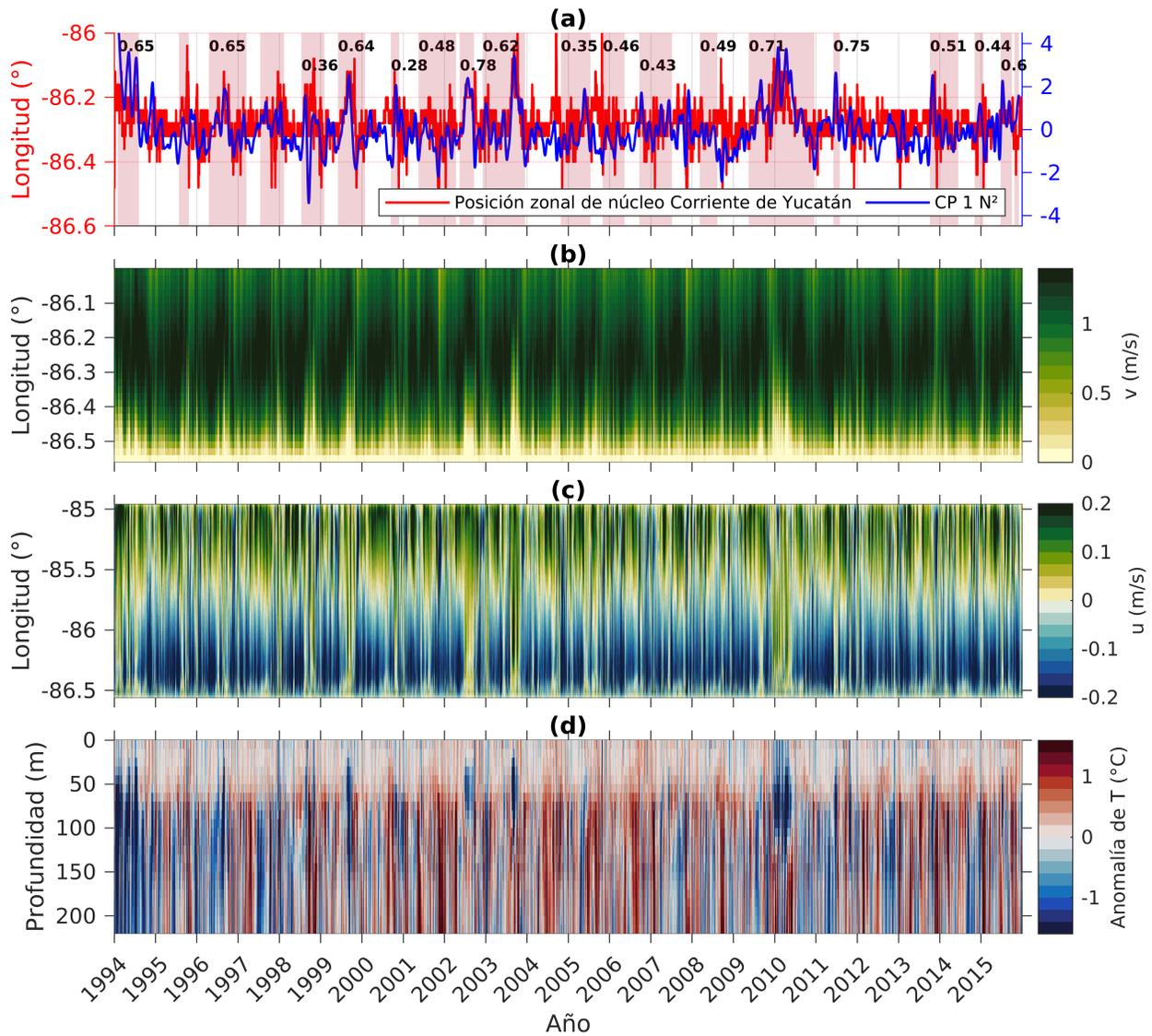


Figura 4.30: En el periodo 1994-2015: (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con periodos de mayor correlación sombreados y su coeficiente de correlación de Spearman correspondiente; diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) anomalía de temperatura in situ a los 86.42°W, en los primeros 150 m por debajo de la superficie. Experimento con forzamiento atmosférico.

Al comparar la serie temporal de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán con las componentes principales de los modos 1 y 2 de la boyancia columnar (figura 4.32), la misma relación entre el desplazamiento longitudinal del núcleo de la Corriente de Yucatán y el primer modo de la boyancia columnar sin forzamiento atmosférico se reproduce en perio-

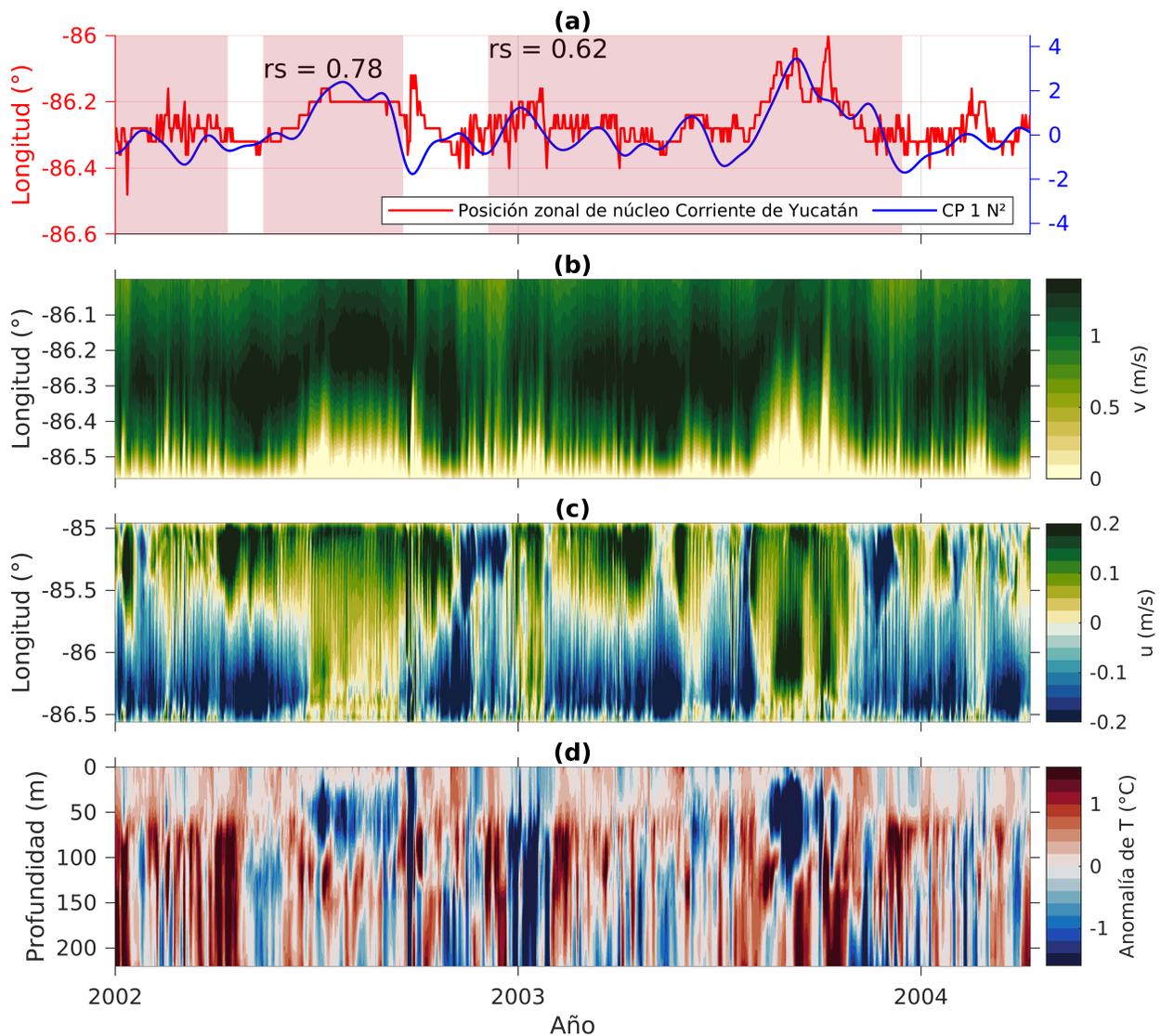


Figura 4.31: En el periodo de enero 2002 a principios de 2004: (a) Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja), con periodos de mayor correlación sombreados y su coeficiente de correlación de Spearman correspondiente; diagramas Hovmöller de (b) velocidad meridional y (c) velocidad zonal a los 60 m de profundidad, y de (d) anomalía de temperatura in situ a los 86.42°W , en los primeros 150 m por debajo de la superficie. Experimento con forzamiento atmosférico.

dos específicos. Los coeficientes de correlación de Spearman correspondientes se encuentran entre 0.25 y 0.74 para el modo 1; y entre 0.21 y 0.77 para el modo 2. En estos periodos, el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este coincide con la disminución de la anomalía de la boyancia columnar por debajo de los 100 m de profundidad, y/o

con el aumento en su anomalía entre los 50 y 150 m de profundidad en la sección oeste. A su vez, se identifica el mencionado aumento de la velocidad zonal asociada -representativa de una desviación de la trayectoria de la Corriente de Yucatán hacia el este-, y la anomalía negativa de temperatura a los 86.42°W. Estos resultados sustentan la relación encontrada entre el principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY y las variaciones en la trayectoria de la Corriente de Yucatán.

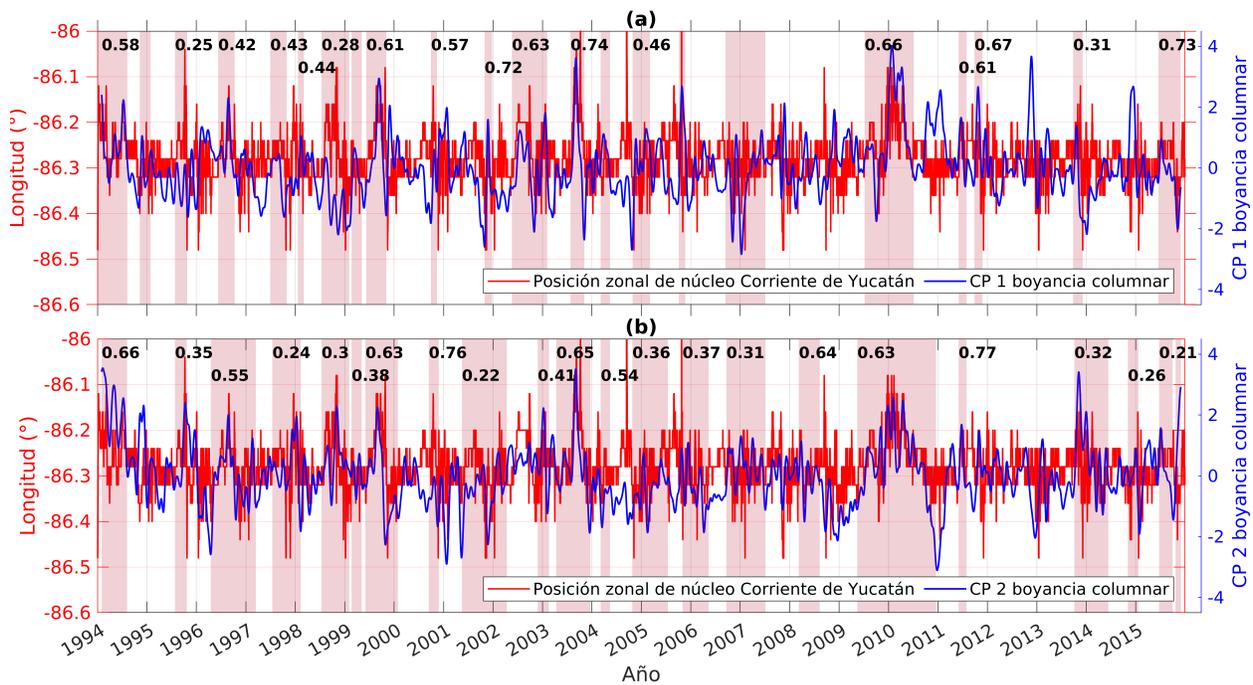


Figura 4.32: (a) Componente principal del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja). (b) Componente principal del modo 2 de la boyancia columnar (línea azul) y posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja). Experimento con forzamiento atmosférico.

Al añadir forzamiento atmosférico, el mismo mecanismo físico vinculado a la variabilidad fundamental de la estratificación superior en el CY en OBNoW-25 es todavía uno de los principales mecanismos asociados. El desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y la asociada anomalía negativa de la temperatura por arriba del talud de Yucatán son unos de los principales procesos dinámicos relacionados con la evolución de la estratificación superior en la sección oeste del CY. Se sugiere que la inclusión de forzamiento atmosférico da lugar a mecanismos físicos adicionales que añaden complejidad al sistema. La variabilidad del principal patrón de la estratificación no asociada con el comportamiento de la Corriente de Yucatán está vinculada a procesos de interacción atmósfera-océano posiblemente relacionados al esfuerzo del viento o flujos de boyancia sobre la superficie oceánica. El análisis del efecto de estos mecanismos adicionales sobre la estratificación en el CY va más allá del alcance de este trabajo y requiere ser abordado en estudios posteriores. Se confirma que la

variabilidad en el CY es muy compleja, y no puede atribuirse a un único proceso físico.

4.2.4. Variabilidad de la estratificación en el CY y la Contracorriente Cubana (CCC)

A diferencia de los modos de menor orden, el modo 3 de N^2 y de la boyancia columnar describen principalmente la variabilidad de la estratificación en la sección este del CY. El tercer modo de N^2 representa la evolución de dos anomalías en dicha sección: una superior entre los 60 y 120 m de profundidad, y una inferior de signo opuesto entre los 130 y 210 m (figura 4.20). Por otro lado, el tercer modo de la boyancia columnar describe una anomalía entre los 100 y 200 m (figura 4.28), cuya variabilidad temporal se asemeja a la del tercer modo de N^2 en determinados periodos, como se esperaba de acuerdo con la definición de boyancia columnar.

Con objeto de investigar los mecanismos físicos que modulan la variabilidad principal de la estratificación en la sección este del CY, y considerando que la Contracorriente Cubana (CCC) es uno de los rasgos característicos de la dinámica oceánica en esta sección (Badan et al., 2005; Athié et al., 2015), se comparó la componente principal del modo 3 de N^2 y de la boyancia columnar con un indicador de la velocidad meridional del núcleo de la CCC (figuras 4.33a-b). Esta última se define como la velocidad meridional mínima al este de los 85.6°W, en los primeros 300 m por debajo de la superficie.

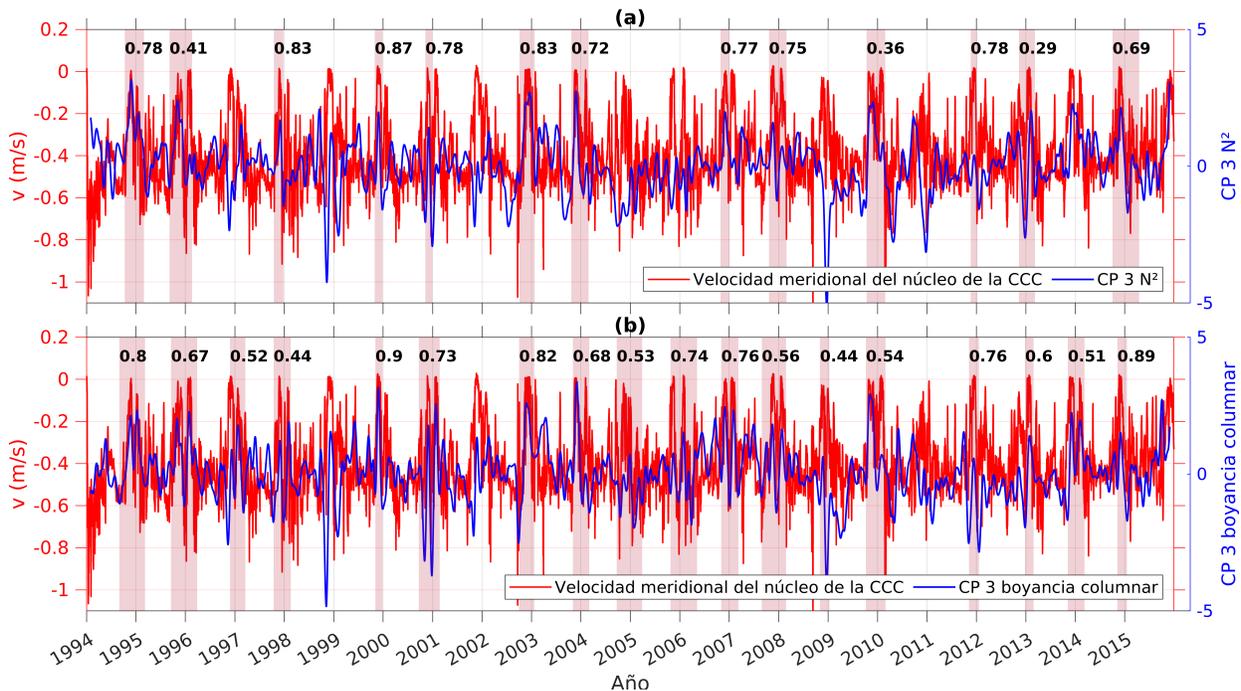


Figura 4.33: (a) Componente principal del modo 3 de N^2 (línea azul) y velocidad meridional del núcleo de la CCC (línea roja). (b) Componente principal del modo 3 de la boyancia columnar (línea azul) y velocidad meridional del núcleo de la CCC (línea roja). Experimento con forzamiento atmosférico.

En determinados periodos, sombreados en las figuras 4.33a-b, se encuentra una alta correlación positiva (con coeficiente de correlación mayor o igual a 0.36) entre las variaciones de la velocidad meridional del núcleo de la CCC y la componente principal del tercer modo de N^2 y de la boyancia columnar. Se muestra un coeficiente de correlación positivo máximo a finales del año 1999: 0.87 para el modo 3 de N^2 , y 0.9 para el mismo modo de la boyancia columnar. En los periodos de mayor correlación, un valor mínimo en la velocidad meridional hacia el sur -es decir, el debilitamiento o ausencia de la CCC- corresponde a una fase positiva intensa del tercer modo de N^2 y de la boyancia columnar. Así, el debilitamiento o ausencia de dicha corriente se asocia con una anomalía positiva de N^2 -estratificación anómalamente alta- en la sección este, entre los 60 y 120 m de profundidad; y con una anomalía positiva de la boyancia columnar en la sección este, entre los 100 y 200 m por debajo de la superficie.

Por lo anterior, se sugiere que la CCC es uno de los rasgos dinámicos clave relacionados con la variabilidad principal de la estratificación en la sección este del CY. Esta relación no se observa con claridad en todo el periodo: procesos físicos adicionales pueden estar asociados con la variabilidad observada en este tercer modo, pero su análisis se reserva para estudios posteriores.

4.2.5. Variabilidad de la estratificación en el CY y la CL

Con objeto de indagar si la relación fundamental encontrada entre la variabilidad en el CY y el comportamiento de la CL en el interior del GdM se conserva al incorporar forzamiento atmosférico, y determinar de qué manera dicha relación se modifica, se reprodujo la comparación entre los mismos procesos físicos en el CY y en el GdM para el experimento OBW-25. El modo 1 de N^2 y los primeros dos modos de la boyancia columnar se consideraron representativos del principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY. Se compararon las componentes principales de dichos modos con la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán y la latitud máxima de penetración al norte de la CL. En la figura 4.34 se muestra la comparación con el primer modo de N^2 , en los periodos en que es más evidente una relación entre los tres procesos representados.

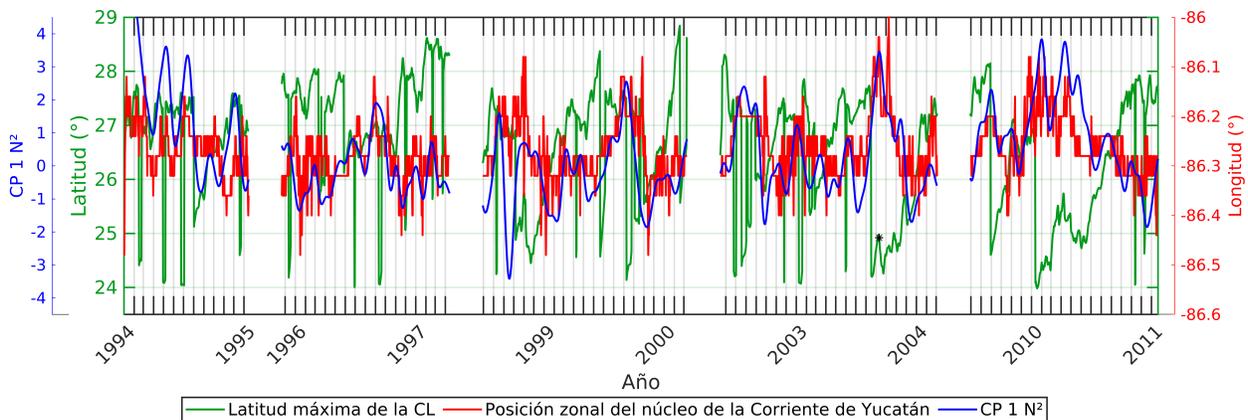


Figura 4.34: Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico.

Durante determinados periodos (figura 4.34), el desprendimiento de un RCL (dado por el descenso abrupto de la latitud máxima de la CL) coincide con el incremento en la componente principal del primer modo de N^2 (estratificación superior oeste anómalamente alta) y el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este. Esto confirma la relación identificada en el experimento sin forzamiento atmosférico. Tres eventos distinguibles, en los que la relación mencionada se intensifica, ocurren en los días 280 de 1998, 229 de 2003, y 13 de 2010. Éstos se caracterizan por un desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este de los 86.1°W , una anomalía negativa de la temperatura a los 86.42°W en los primeros 100 m por debajo de la superficie (figura 4.30d), y un pulso positivo en la anomalía de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste (figura 4.34). Simultáneamente, la separación de un RCL es registrada en las mismas fechas.

En el día previo a la separación del RCL en estos tres eventos particulares, la CL presenta una latitud máxima de penetración (26.9, 27.3 y 26.7°N) por debajo de su valor promedio considerando los eventos de separación (27.8°N). Más aún, su penetración al oeste no supera los 89.9°W, su extensión no rebasa los 2003 km, y su área es a lo más 1.75×10^5 km². Los diámetros de los RCL correspondientes son 221, 402 y 348 km, mientras que el diámetro promedio del total de RCL que se separaron es 310 km. Después de que la separación ocurre en los tres eventos, la CL se retrae a una latitud de 24.9, 24.2 y 24.1°N, cada una menor que su promedio asociado a todas las separaciones (25.4°N). En el periodo posterior a la separación, la posición máxima al norte de la CL alcanza latitudes que representan su máximo retraimiento, por ejemplo, 24.0°N en el año 2010.

En estos casos, el evento de separación precede un periodo de varios meses en que la CL permanece en una fase retraída, mientras que el núcleo de la Corriente de Yucatán se mantiene apartado del talud continental (figura 4.34), la anomalía de temperatura en la sección superior oeste del CY presenta valores negativos (figura 4.30d), y la anomalía positiva de la estratificación en los primeros 100 m por debajo de la superficie en la sección oeste continúa intensificada (figura 4.34). Durante el periodo subsecuente, de intrusión gradual de la CL en el interior del GdM, el núcleo de la Corriente de Yucatán regresa a su posición inicial en la sección oeste del CY, la anomalía de temperatura por arriba del talud de Yucatán aumenta, y la anomalía positiva de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad disminuye.

En la comparación de las componentes principales de los modos 1 y 2 de la boyancia columnar con la evolución temporal de la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán y la latitud máxima de penetración de la CL, se encontró una relación análoga entre los tres procesos, que es más evidente en periodos específicos (figuras 4.35 y 4.36). En estos periodos, el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y el desprendimiento de un RCL coinciden con el aumento en la componente principal, representativa de una anomalía positiva de la boyancia columnar en los primeros 150 m de profundidad en la sección oeste, y una anomalía inferior negativa. Este comportamiento de la boyancia columnar puede explicarse por el estado de la anomalía de N^2 en la sección oeste, que en los mismos eventos es positiva y se intensifica por arriba de los 100 m, y es negativa e intensa por debajo. Así, la comparación con los primeros modos de la boyancia columnar refleja lo encontrado previamente en la comparación con el primer modo de N^2 . En ambos casos, se representa el mismo estado de la estratificación superior oeste.

En la figura 4.37 se muestran los perfiles verticales de velocidad meridional, N^2 y temperatura en la sección del CY, así como el mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, correspondientes al día 253 del año 2003. Este día corresponde a uno de los eventos en que se cumple la relación descrita entre la variabilidad de la estratificación superior oeste en el CY y el comportamiento de la CL. En el campo de SSH (figura 4.37d) se identifica la separación de un RCL de diámetro grande. Simultáneamente, los perfiles verticales muestran un desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este (figura 4.37a), el ascenso de las isotermas por arriba del talud de Yucatán (figura 4.37b), que puede explicar la anomalía negativa de la temperatura observada por arriba de los 100 m de profundidad en la misma

región, y una anomalía positiva de la estratificación en los primeros 100 m por debajo de la superficie en la sección oeste (figura 4.37c).

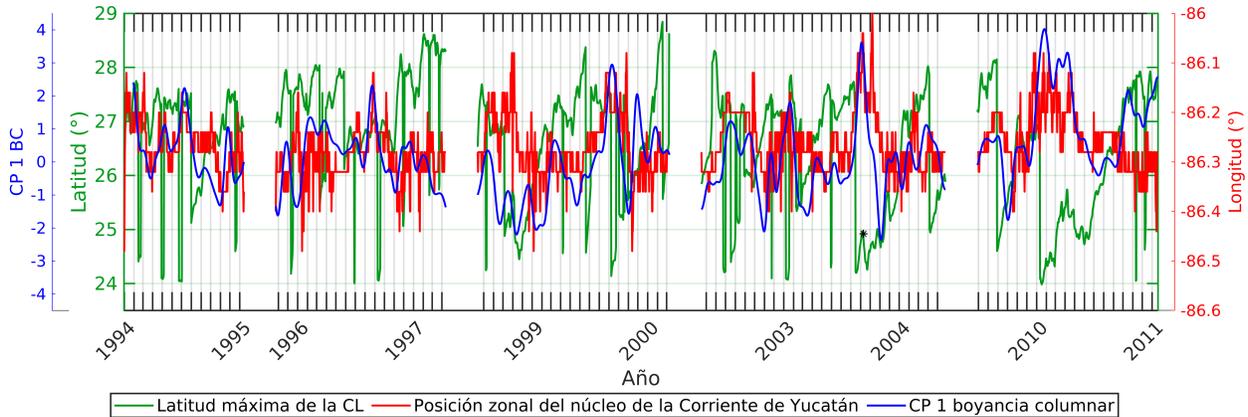


Figura 4.35: Componente principal del modo 1 de la boyancia columnar (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico.

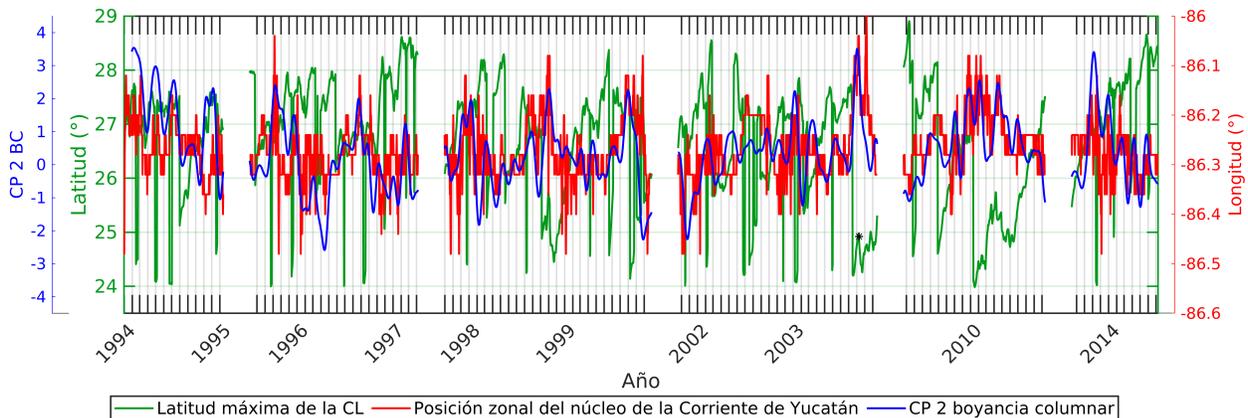


Figura 4.36: Componente principal del modo 2 de la boyancia columnar (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos en que la relación entre los tres procesos es más evidente. El eje temporal se divide en meses. La latitud máxima de la CL en el día 253 del año 2003 (al que se hace referencia en la figura 4.37) se señala con un asterisco negro. Experimento con forzamiento atmosférico.

De acuerdo con la evolución temporal del campo de SSH en el GdM durante los tres

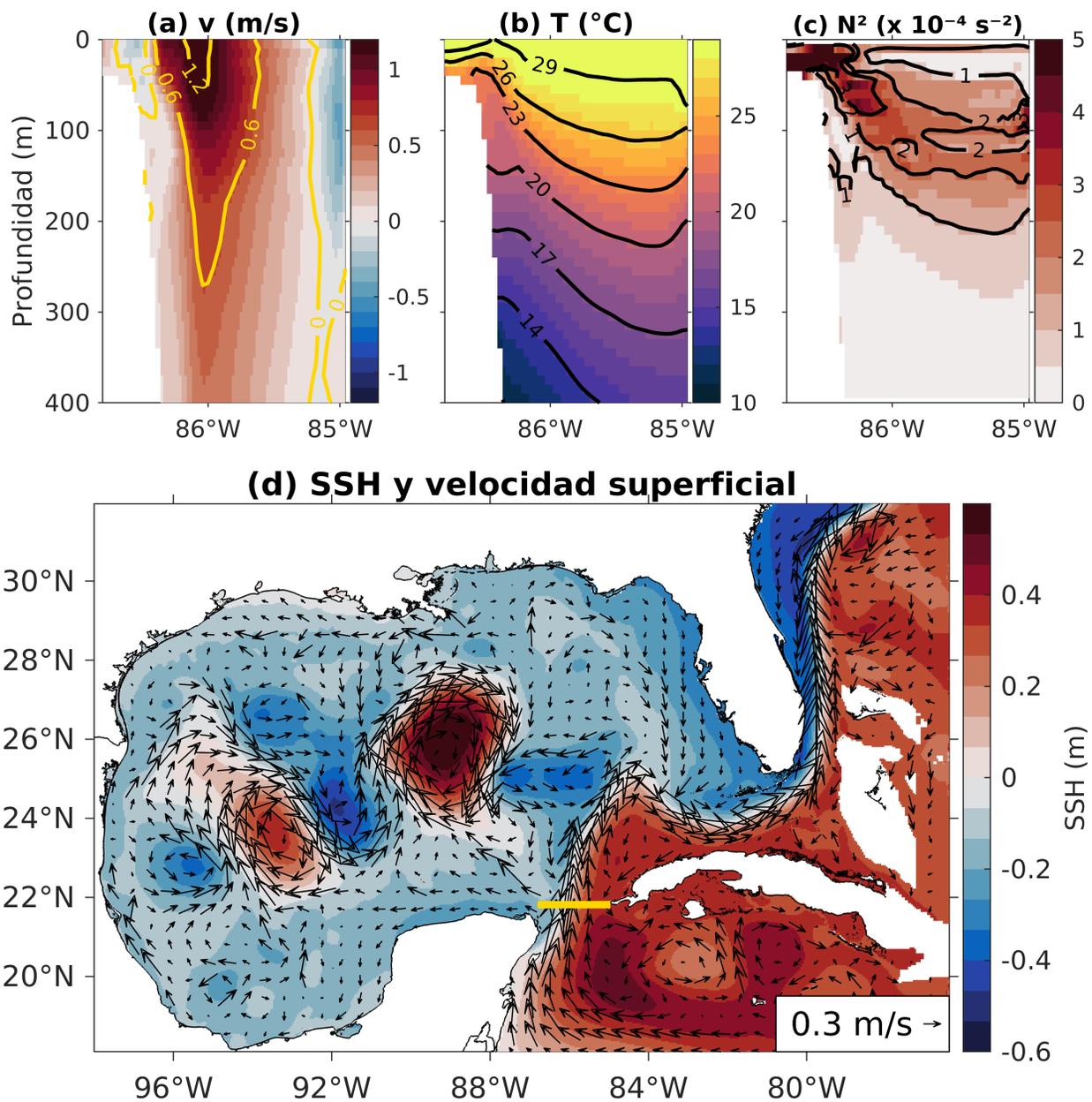


Figura 4.37: Perfiles verticales de (a) velocidad meridional, (b) temperatura in situ y (c) N^2 en la sección del CY; (d) mapa de SSH y velocidad superficial en el GdM, en el día 253 del año 2003. La línea amarilla en la latitud 21.81° indica la sección del CY utilizada en el análisis. Experimento con forzamiento atmosférico.

eventos de retraso de la intrusión al norte de la CL, formaciones ciclónicas en la periferia de la CL favorecen la separación del RCL. En el evento de 1998 una formación ciclónica estrangula a la CL por el noreste (figura 4.38a), lo cual estimula la separación de un RCL, y posteriormente el mismo ciclón se fusiona con formaciones ciclónicas que se observan en el margen oeste de la CL, al noreste del Banco de Campeche (figura 4.38b). Finalmente, la formación ciclónica resultante permanece estacionaria al norte de la CL bloqueando su penetración al norte (figura 4.38c). Por otro lado, en los eventos de 2003 y 2010, una formación ciclónica al noreste del Banco de Campeche y otro en el margen este de la CL constriñen su crecimiento (figuras 4.38d,g), se separa un RCL y ambos ciclones se fusionan (figuras 4.38e,h). La formación ciclónica resultante se estaciona al norte de la corriente (figuras 4.38f,i), limitando su penetración al norte y prolongando el tiempo en que el núcleo de la Corriente de Yucatán permanece alejado de la costa este de la plataforma.

En el presente escenario más realista, se verificó en periodos específicos la relación entre la variabilidad de la estratificación en el CY y la dinámica de la CL, en su región de origen y en el interior del GdM. En intervalos de alrededor de cinco y siete años, los tres eventos mencionados, en que la misma relación se intensifica, pueden caracterizarse por la presencia de ciclones en la periferia de la CL (figura 4.38). Éstos favorecen la separación de un RCL relativamente grande y el retraimiento prolongado de la corriente. Este mismo mecanismo fue encontrado en el escenario simplificado de OBNoW-25, en intervalos de entre 1.5 y 7.5 años. Cuando se incluye forzamiento atmosférico, sus efectos sobre el sistema CY-CL son menos dominantes en la variabilidad total, posiblemente debido a la adición de procesos físicos asociados a la interacción entre el océano y la atmósfera.

En los periodos en que la CL se encuentra más extendida hacia el norte en el GdM, se identificó una relación adicional entre el principal patrón de variabilidad de la estratificación en el CY, la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán y el comportamiento de la CL (figura 4.39). En estos periodos la CL alcanza una latitud máxima de penetración al norte que supera los 28.5°N , el núcleo de la Corriente de Yucatán permanece al oeste de los 86.2°W , y la componente principal del modo 1 de N^2 muestra una fase negativa débil, representativa de una estratificación anómalamente baja, pero cercana al promedio, por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste. Es decir, los periodos de mayor penetración al norte de la CL se caracterizan por el confinamiento de la Corriente de Yucatán al oeste del CY, y por una estratificación superior oeste anómalamente baja.

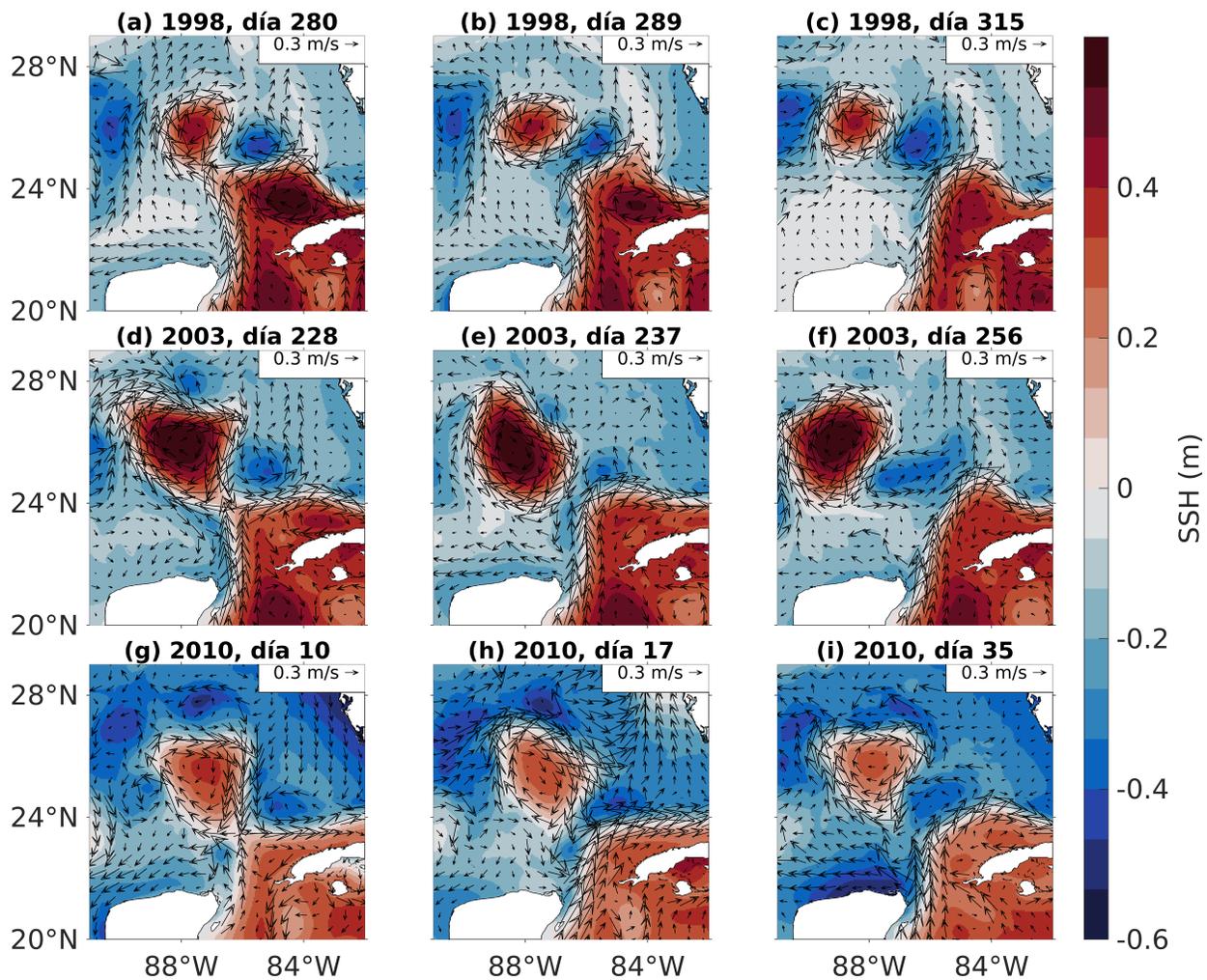


Figura 4.38: Mapas de SSH y velocidad superficial en el GdM, en los eventos de desplazamiento anómalo del núcleo de la Corriente de Yucatán e interacción de la CL con formaciones ciclónicas periféricas, en los años 1998 (a-c), 2003 (d-f) y 2010 (g-i). Experimento con forzamiento atmosférico.

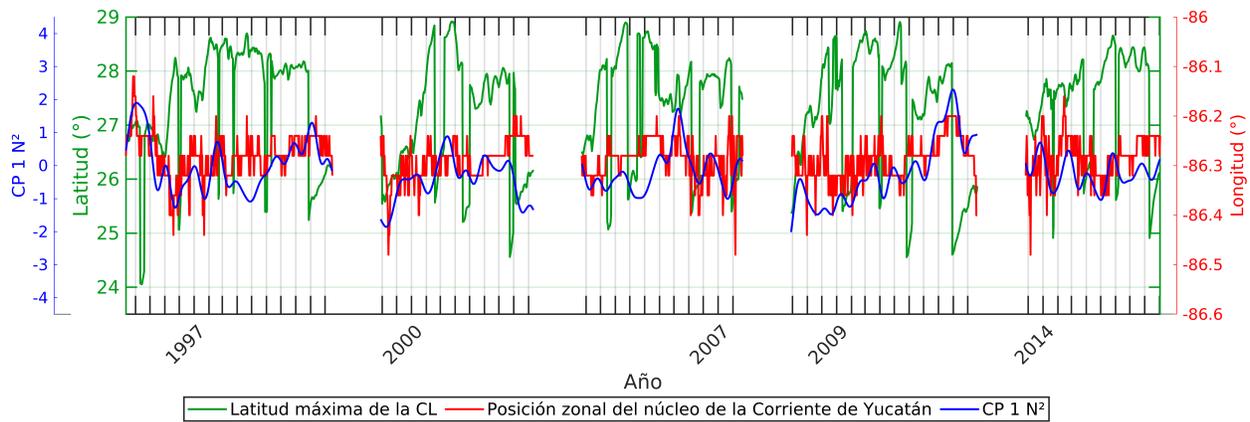


Figura 4.39: Componente principal del modo 1 de N^2 (línea azul), posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán (línea roja) y latitud máxima de penetración de la CL (línea verde), en los periodos de mayor penetración al norte de la CL. El eje temporal se divide en meses. Experimento con forzamiento atmosférico.

5 Discusión y conclusiones

5.1. Discusión

El principal patrón de variabilidad de la estratificación en la sección del CY consiste en una anomalía dipolar en la región superior oeste, cuya evolución está condicionada por variaciones en la posición zonal del núcleo de la Corriente de Yucatán. En el experimento sin forzamiento atmosférico, el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia afuera de la plataforma y la desviación de su trayectoria hacia el noreste coinciden con el ascenso de las isotermas por arriba del talud de Yucatán y con una anomalía positiva intensa de la estratificación por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste del CY. Este vínculo entre la elevación de las isotermas en la costa noreste de la plataforma de Yucatán y el flujo intenso hacia el norte asociado a la Corriente de Yucatán se sugirió en un estudio previo realizado por Carrillo et al. (2016), a partir de datos hidrográficos en la región. Más aún, Enríquez y Mariño-Tapia (2014), con datos de un modelo numérico, mostraron que la desviación de la trayectoria de la corriente hacia el noreste favorece la elevación de las isopícnas en la costa noreste de la plataforma de Yucatán.

En el escenario más realista del experimento con forzamiento atmosférico, se encontró la misma relación entre el desplazamiento longitudinal del núcleo de la Corriente de Yucatán y una anomalía positiva de la estratificación superior oeste, pero sólo en intervalos de tiempo específicos. Cuando el núcleo de la Corriente de Yucatán se desplaza hacia el este, se identifica una anomalía negativa de temperatura por arriba del talud de Yucatán (a los 86.4°W) que indica el ascenso de las isotermas impulsado por la dinámica de la corriente. Los resultados sugieren que el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este favorece la disponibilidad de agua fría en la costa noreste de la plataforma de Yucatán, pudiendo impulsar o acrecentar la surgencia en la misma región. Sin embargo, el grado en que los mecanismos físicos identificados influyen sobre el proceso de surgencia en la costa noreste de la plataforma permanece incierto. Su estudio requiere de análisis adicionales más cercanos a la costa y en diferentes secciones zonales al sur y al norte en el CY.

Las escalas temporales características del principal patrón de variabilidad de la estratificación en la sección del CY corresponden a periodos entre 1.5 y 7.5 años. Con la inclusión de forzamiento atmosférico, la variabilidad de baja frecuencia asociada es aún dominante. Sin embargo, se genera variabilidad adicional en periodos menores que un año. Esto sugiere que un primer efecto de la inclusión de forzamiento atmosférico es la adición de variabilidad en

altas frecuencias, por lo que los flujos entre el océano y la atmósfera afectan las escalas temporales de variabilidad oceánica en el CY. El hecho de que el principal patrón de variabilidad de la estratificación y sus escalas temporales características se conserven en ambos escenarios sugiere que éste es principalmente determinado por la dinámica oceánica y no depende del forzamiento atmosférico local. Es decir, la dinámica oceánica es un factor dominante en la variabilidad de la estructura vertical hidrográfica y de estratificación en la sección del CY.

Por otro lado, la inclusión de forzamiento atmosférico añadió variabilidad en la sección este del CY, relacionada con las condiciones dinámicas de la CCC en determinados periodos, señalando a la CCC como un rasgo determinante en la variabilidad espacial y temporal de la estratificación en dicha región. La intermitencia de la relación entre los primeros modos de variabilidad de la estratificación y la evolución de los rasgos dinámicos principales en el CY demuestra la complejidad del sistema y sugiere la existencia de mecanismos físicos adicionales asociados a los diferentes modos, cuya investigación se reserva para estudios posteriores.

Los resultados obtenidos en ambos experimentos confirman que la evolución de la CL en el interior del GdM está fuertemente relacionada con la variabilidad de sus condiciones de origen en el CY. Una anomalía positiva de la estratificación en los primeros 100 m por debajo de la superficie en la sección oeste del CY y el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este se vieron asociados con el desprendimiento de RCL, con lo cual se confirma lo reportado en estudios previos de Athié et al. (2012), Sheinbaum et al. (2016), y Androulidakis et al. (2021). Athié et al. (2012) identificaron un desplazamiento de la Corriente de Yucatán hacia el este que precedió a la mayoría de los eventos de desprendimiento observados en los periodos 1999-2001 y 2005-2009. En el mismo estudio, dicho desplazamiento se asoció con la advección de vorticidad positiva a través del CY, originada por el paso de anomalías ciclónicas provenientes del Mar Caribe. Esta relación entre el desplazamiento longitudinal de la Corriente de Yucatán y el desprendimiento de RCL fue verificada por Sheinbaum et al. (2016) en el periodo 2008-2011. Por su parte, Androulidakis et al. (2021) mediante datos de altimetría satelital, de boyas a la deriva y de simulaciones numéricas en el periodo 2010-2018, confirmaron la misma relación, con el resultado adicional de que el desplazamiento de la Corriente de Yucatán hacia el este está principalmente asociado a una anomalía negativa de vorticidad en el Mar Caribe Noroeste.

En el experimento con forzamiento atmosférico, los periodos de máxima penetración de la CL en el GdM coincidieron con el confinamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán en el oeste del CY y una estratificación anómalamente baja, pero cercana al promedio, por arriba de los 100 m de profundidad en la sección oeste. Este resultado es congruente con lo reportado por Androulidakis et al. (2021), quienes observaron que las fases extendidas de la CL están bien correlacionadas con los desplazamientos del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el oeste, mientras que las fases retraídas se relacionan con el desplazamiento del mismo hacia el este.

En intervalos irregulares de 1.5 a 7.5 años se identificaron eventos de interacción entre la CL y formaciones ciclónicas en su periferia, que favorecen el desprendimiento de RCL y bloquean la intrusión de la CL al norte. Aunado a dicha interacción, se intensifica la relación entre el aumento anómalo de la estratificación superior oeste en el CY, el desplazamiento

del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este y el desprendimiento de RCL. Asimismo, estos eventos se asocian con la separación de un RCL de diámetro superior al promedio, un retraimiento intenso y prolongado de la CL, y un posterior periodo de intrusión gradual hacia el norte. La formación de ciclones en las cercanías de la CL y su interacción con la corriente ya han sido reportadas y estudiadas anteriormente por Zavala-Hidalgo et al. (2002), Zavala-Hidalgo et al. (2003), Chérubin et al. (2006), Zavala-Hidalgo et al. (2006), Oey (2008), Androulidakis et al. (2014), y Nickerson et al. (2022).

Con datos de altimetría satelital y de una simulación con el modelo *Navy Coastal Ocean Model* (NCOM) en el GdM, Zavala-Hidalgo et al. (2002) identificaron eventos de formación de ciclones en el Banco de Campeche y al este de la CL, que al fusionarse generan un ciclón más grande e intenso que puede bloquear la penetración al norte de la CL, favorecer el desplazamiento de la Corriente de Yucatán hacia el este, y retrasar el periodo entre desprendimientos de RCL por varios meses. Zavala-Hidalgo et al. (2003) asociaron la formación de remolinos ciclónicos en el Banco de Campeche con la etapa última de desprendimiento de un RCL grande, cuando el margen oeste de la CL se desplaza hacia el este. Chérubin et al. (2006) encontraron que los ciclones alrededor de los márgenes de la CL se generan por inestabilidades en el borde de la misma y contribuyen a la separación del RCL. Un mecanismo que puede explicar el retraso de la penetración al norte de la CL al interactuar con el ciclón es la pérdida de masa de la corriente, que puede alimentar al ciclón, o transferirse a lo largo del talud de la plataforma occidental de Florida (Zavala-Hidalgo et al., 2006). La identificación de estos eventos destaca la evolución conjunta de la dinámica en el CY y la circulación oceánica en el interior del GdM. Se sugiere una relación entre procesos de mesoescala en el interior del GdM y la variabilidad de la estratificación en la sección del CY, con posible relevancia en el desarrollo de la importante surgencia en la costa noreste de la Plataforma de Yucatán.

El presente trabajo contribuye al estudio de la variabilidad en el CY y su relación con la CL mediante la identificación de:

1. El principal patrón de variabilidad de la estratificación en una sección zonal del CY.
2. La relación de este último con el desplazamiento longitudinal del núcleo de la Corriente de Yucatán y el desprendimiento de RCL.
3. Un mecanismo en el interior del GdM cuyo efecto es intensificar la relación anterior.

Los resultados indican que la variabilidad fundamental de la estructura vertical hidrográfica y de estratificación superior en el CY está fuertemente asociada con las condiciones dinámicas de la Corriente de Yucatán, que a su vez se relacionan con la circulación oceánica en el interior del GdM. Se contribuye al entendimiento de los procesos físicos (tanto en el CY como en el interior del GdM) asociados a la variabilidad de la estratificación en la sección del CY.

La verificación de los resultados del experimento simplificado en un experimento más realista que incluye forzamiento atmosférico sugiere que las relaciones encontradas y mecanismos

asociados representan características inherentes de la dinámica y circulación en el GdM, independientes del forzamiento atmosférico local. No obstante, la incorporación de forzamiento atmosférico reveló que su inclusión puede modificar de manera importante la dinámica del sistema, evidenciando la gran complejidad de éste.

La variabilidad de la dinámica de la Corriente de Yucatán y del SCL resuelta en el modelo puede estar influenciada por sus condiciones de frontera laterales climatológicas. Sin embargo, se considera que los patrones de variabilidad identificados en la estratificación en el CY, así como su relación con la dinámica oceánica en el CY y en el GdM, reflejan la física intrínseca del sistema. Dado que el análisis se realizó sólo en una sección zonal del CY, la perspectiva de los procesos físicos que dominan la variabilidad de la dinámica y sus condiciones de estratificación asociadas en la región puede estar limitada, pero los resultados proporcionan un primer acercamiento de dichos procesos.

5.2. Conclusiones

Se abordó la variabilidad de la estratificación superficial (por encima de los 400 m de profundidad) en una sección del CY, y la relación de ésta con el comportamiento de la CL en el interior del GdM, incorporando un análisis de las condiciones dinámicas de origen de la CL en el CY, así como de la estructura vertical hidrográfica asociada.

Se identificó el principal patrón de variabilidad de la estratificación en la sección del CY en experimentos sin y con forzamiento atmosférico, el cual es principalmente determinado por la dinámica oceánica en el CY. Éste mostró una fuerte correlación con el desplazamiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el este, la presencia de agua fría por arriba del talud noreste de Yucatán y el desprendimiento de RCL. Esta relación se intensificó en intervalos de 1.5 a 7.5 años por la interacción entre la CL y formaciones ciclónicas en su periferia.

La evolución de la CL y la variabilidad en el CY deben ser entendidas por la acción conjunta de diferentes procesos físicos. Se remarca la relación estrecha y compleja entre la variabilidad en el CY y el SCL, así como la importancia de avanzar en el entendimiento de la misma. Considerando que el análisis de la variabilidad de la estratificación superior del océano, y de su influencia sobre la CL, tiene relevancia en aspectos dinámicos y proyecciones a futuro en escenarios de cambio climático (Yamaguchi y Suga, 2019; Moreles et al., 2021), este trabajo puede servir de base para realizar estudios posteriores en este tema.

Se sugiere como trabajo futuro:

- Investigar posibles procesos físicos adicionales que puedan estar relacionados con los modos de variabilidad de la estratificación identificados en la sección del CY.
- Indagar la relación entre la variabilidad de la estratificación en la sección del CY y el comportamiento de la CL mediante la implementación de modelos numéricos que permitan manipular las condiciones de estratificación superior del océano.
- Estudiar la variabilidad de la estratificación superior del océano en secciones al sur y al norte del CY, para identificar el origen del comportamiento observado en la sección considerada, y estudiar cómo se propaga su variabilidad a lo largo del canal.
- Analizar la evolución del flujo de vorticidad a través del CY en los experimentos sin y con forzamiento atmosférico, con el objetivo de investigar el origen del desplazamiento longitudinal del núcleo de la Corriente de Yucatán, de las variaciones asociadas de la estratificación en el canal, y de las formaciones ciclónicas observadas en la periferia de la CL.
- Reproducir el análisis en escenarios más realistas, tales como: simulaciones de largo plazo y alta resolución que incorporen condiciones de frontera con variación interanual, reanálisis y/u observaciones de largo plazo de la circulación oceánica en el GdM.

A Filtro digital

A.1. Definiciones preliminares

Una secuencia $\{x_t\}$ de N datos (en tiempo o espacio), sin tendencia ni variaciones cíclicas, puede verse como una sola realización de un proceso estocástico; que consiste en N variables aleatorias X_t , cada una identificada por un índice t en el espacio de índices (en el caso de una secuencia temporal, el espacio de índices es el tiempo). Cada variable aleatoria puede ser medida múltiples veces, sin embargo, la secuencia de datos representa sólo una medición de éstas (Storch y Zwiers, 1999).

Un proceso estocástico es débilmente estacionario cuando su promedio es independiente del tiempo, $E(X_t) = \mu, t = 1, \dots, N$, y su autocovarianza (es decir, la covarianza entre dos variables aleatorias X_{t_1} y X_{t_2}) sólo depende del retraso $\tau = |t_1 - t_2|$. Así, la función de autocovarianza de un proceso estocástico débilmente estacionario satisface que:

$$\gamma(\tau) = Cov[X_t, X_{t+\tau}] = E((X_t - \mu)(X_{t+\tau} - \mu)) \quad (\text{A.1})$$

(Chatfield, 1999)

Nótese en la expresión A.1 que si $\tau = 0$ se recupera la varianza del proceso, $\gamma(0)$.

Más aún, si el proceso es ergódico, cada serie de tiempo o realización proporciona información representativa del proceso, por lo que sus propiedades estadísticas como su promedio y varianza pueden calcularse a partir de una sola realización (Storch y Zwiers, 1999). Dando por cierto que la serie de tiempo con espaciado temporal Δt es una única realización de un proceso estocástico, débilmente estacionario y ergódico, se define en el dominio de frecuencia su espectro (también llamado espectro de potencia, función de densidad espectral o densidad espectral de potencia), como la transformada de Fourier de su función de autocovarianza:

$$\Gamma(f) = \Delta t \sum_{-\infty}^{\infty} \gamma(\tau) e^{-i2\pi f\tau\Delta t} \quad (\text{A.2})$$

donde $-1/(2\Delta t) \leq f \leq 1/(2\Delta t)$ es la frecuencia en ciclos por unidad de tiempo.

Mediante la transformada inversa de Fourier, se recupera la función de autocovarianza:

$$\gamma(\tau) = \int_{-\frac{1}{2\Delta t}}^{\frac{1}{2\Delta t}} \Gamma(f) e^{i2\pi f\tau\Delta t} df \quad (\text{A.3})$$

(Storch y Zwiers, 1999)

Nótese que si $\tau = 0$ en la expresión A.3, se obtiene que la banda de frecuencias entre f y $f + df$ contribuye a la varianza $\gamma(0)$ del proceso en una cantidad $\Gamma(f)df$. Es decir, el espectro de potencia $\Gamma(f)$ indica para cada frecuencia f su contribución o importancia en la variabilidad del proceso. Cabe recalcar que si la secuencia temporal de datos tiene unidades A , y el paso de tiempo unidades δ , entonces el espectro de potencia $\Gamma(f)$ tiene unidades $A^2\delta$, y la frecuencia f se expresa en unidades $1/\delta$.

(Storch y Zwiers, 1999)

A.2. Filtro digital lineal y no recursivo

Para aislar la señal en frecuencias asociadas a un fenómeno de interés en una secuencia de datos, es común aplicar un filtro digital. Éste discrimina las frecuencias presentes en la variabilidad de los datos, removiendo la señal en frecuencias superiores (filtro pasa bajas) o en frecuencias inferiores (filtro pasa altas) a una frecuencia de corte dada; o conservando la señal entre dos frecuencias de corte (filtro pasa banda).

Dada una secuencia de N datos $\{x(n), n = 0, \dots, N - 1\}$ (definidos en tiempo o en espacio), un filtro digital lineal y no recursivo consta de una función de pesos o secuencia de coeficientes $\{w(k), k = -M, \dots, M\}$ que son multiplicados por los elementos de la secuencia $\{x(n)\}$ mediante una convolución. Como resultado de la aplicación del filtro, se genera una secuencia de salida $\{y(n)\}$, cuya relación con la secuencia de entrada es:

$$y(n) = \sum_{k=-M}^M w(k)x(n+k) \quad , \quad n = 0, \dots, N - 1. \quad (\text{A.4})$$

A la transformada de Fourier de la función de pesos $w(k)$ se le conoce como función de respuesta de frecuencia, $c(f)$:

$$c(f) = \Delta t \sum_{k=-M}^M w(k)e^{-i2\pi fk\Delta t} \quad (\text{A.5})$$

(Thomson y Emery, 2014; Storch y Zwiers, 1999)

Considérese que la secuencia de entrada $\{x(n)\}$ representa una realización de un proceso estocástico, débilmente estacionario y ergódico $\{X_t\}$. Al aplicar el filtro sobre esta secuencia mediante la expresión A.4, se obtiene la secuencia de salida $\{y(n)\}$, representativa del proceso estocástico $\{Y_t\}$, cuyo espectro de potencia, $\Gamma_{yy}(f)$, se relaciona con su autocovarianza, $\gamma_{yy}(\tau)$, de acuerdo con la ecuación A.2:

$$\Gamma_{yy}(f) = \Delta t \sum_{-\infty}^{\infty} \gamma_{yy}(\tau)e^{-i2\pi f\tau\Delta t} \quad (\text{A.6})$$

(Storch y Zwiers, 1999)

Desglosando la autocovarianza de $\{Y_t\}$ en la expresión A.6 de acuerdo con su definición (expresión A.1), se obtiene una relación lineal entre el espectro de potencia $\Gamma_{yy}(f)$ de la secuencia filtrada y el espectro de potencia $\Gamma_{xx}(f)$ de la secuencia original:

$$\Gamma_{yy}(f) = |c(f)|^2 \Gamma_{xx}(f) \quad (\text{A.7})$$

(Storch y Zwiers, 1999)

Donde $c(f)$ es la función de respuesta de frecuencia del filtro, definida anteriormente en la ecuación A.5. Por el resultado A.7, se concluye que la amplitud de la función de repuesta, $|c(f)|$, indica la manera en que la aplicación del filtro modifica el espectro de potencia de la secuencia de datos. Es decir, describe el efecto del filtro sobre la señal en cada frecuencia del dominio.

A.3. Filtro Lanczos pasa bajas

En un filtro pasa bajas ideal, la amplitud de la función de respuesta $|c(f)|$ es igual a 1 para todas las frecuencias f menores o iguales que la frecuencia de corte f_c , y 0 para las frecuencias mayores que f_c . Un filtro como este conserva la variabilidad de la serie a largo plazo (en periodos mayores al periodo de corte), y elimina la contribución de las altas frecuencias. La función de respuesta del filtro pasa bajas ideal se muestra en la figura A.1.

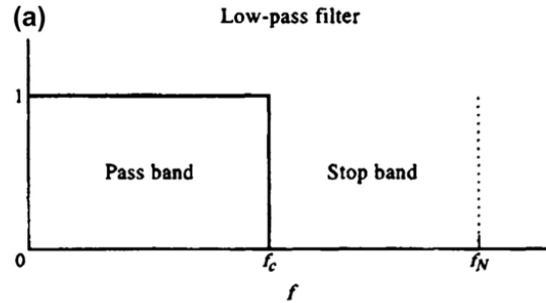


Figura A.1: Función de respuesta de un filtro pasa bajas ideal con frecuencia de corte f_c . (Obtenida de Thomson y Emery (2014))

Un filtro pasa bajas real es aquel cuya función de respuesta se aproxima a la de un filtro pasa bajas ideal (figura A.1). Un ejemplo de filtro como este es el filtro Lanczos pasa bajas, propuesto por Cornelius Lanczos en 1956. La función de pesos $\{w(k), k = -M, \dots, M\}$ de dicho filtro consiste en el producto de los llamados factores sigma por los $2M + 1$ pesos que se obtienen de la transformada inversa de Fourier de la función de respuesta del filtro pasa bajas ideal, aproximada mediante una serie de Fourier truncada de M términos. Los factores

sigma son:

$$\sigma(M, k) = \frac{\text{sen}(\pi k/M)}{\pi k/M}, k = \pm 1, \dots, \pm M \quad (\text{A.8})$$

$$\sigma(M, 0) = 1 \quad (\text{A.9})$$

Y los coeficientes del filtro Lanczos pasa bajas:

$$w(k) = \frac{f_c}{f_N} \frac{\text{sen}(\pi k f_c/f_N)}{\pi k f_c/f_N} \sigma(M, k) \quad , \quad k = \pm 1, \dots, \pm M \quad (\text{A.10})$$

$$w(0) = f_c/f_M \quad (\text{A.11})$$

donde $f_M = (M - 1)/M$ y $f_N = 1/2$ es la frecuencia de Nyquist (sección ??), considerando un paso de tiempo de una unidad, $\Delta t = 1$.

La función de respuesta del filtro Lanczos pasa bajas (figura A.2), dada su frecuencia de corte f_c , la frecuencia de Nyquist f_N y el número de coeficientes o pesos $2M+1$, es:

$$c(f) = \frac{f_c}{f_N} \left[1 + 2 \sum_{k=1}^{M-1} \sigma(M, k) \frac{\text{sen}(\pi k f_c/f_N)}{\pi k f_c/f_N} \cos(\pi k f/f_N) \right] \quad (\text{A.12})$$

(Thomson y Emery, 2014)

El filtro Lanczos pasa bajas tiene la virtud de que reduce la amplitud de las oscilaciones cerca de la frecuencia de corte, f_c , que se observan en la aproximación de la función de respuesta del filtro para bajas ideal con una serie de Fourier truncada (figura A.2). (Thomson y Emery, 2014)

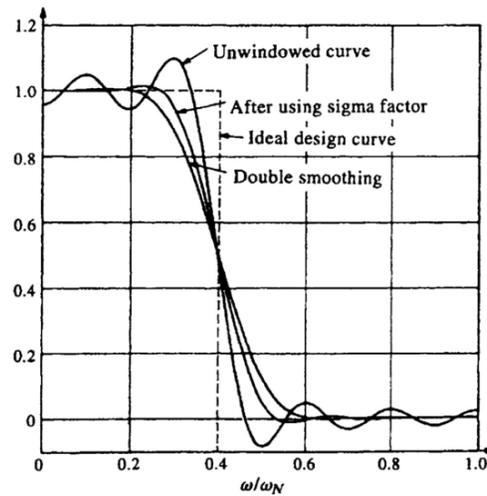


Figura A.2: 1) *Ideal design curve*: Función de respuesta del filtro pasa bajas ideal con frecuencia de corte $\omega_c = 0,4\omega_N$ (ω_N la frecuencia de Nyquist), 2) *Unwindowed curve*: función de respuesta del filtro pasa bajas ideal aproximada con una serie de Fourier truncada de $M=10$ términos, 3) *After using sigma factor*: función de respuesta del filtro Lanczos pasa bajas, y 4) *Double smoothing*: función de respuesta al aplicar el filtro Lanczos pasa bajas dos veces. (Obtenida de Thomson y Emery (2014))

B Análisis espectral

Una secuencia temporal de datos, representativa de uno o más fenómenos, puede ser estudiada desde el dominio de tiempo (mediante su varianza y función de autocorrelación) o desde el dominio de frecuencia (mediante su espectro de potencia). Con el análisis en el dominio de frecuencia, es posible conocer las frecuencias en las que varía el fenómeno representado y estimar la contribución de procesos que ocurren en distintas escalas de tiempo. (Wilks, 2006) En este sentido, el propósito final del análisis espectral en una señal temporal $\{x(n)\}$ es estudiar y estimar su espectro asociado $\Gamma(f)$ (expresión A.2), el cual contiene para cada frecuencia la magnitud de su contribución en la variabilidad de los datos. (Percival y Walden, 1993)

A fin de determinar las principales escalas de variabilidad temporal de la estratificación en la sección del CY, se aplicó el método de estimación espectral Multitaper sobre las componentes principales de los primeros modos de variabilidad de N^2 y de la boyancia columnar. En la presente sección se repasan los fundamentos del método de estimación espectral Multitaper, aplicado a una secuencia temporal finita y discreta, y su implementación computacional.

B.1. Transformada Discreta de Fourier (DFT)

Considérese una señal temporal finita y discreta de tamaño N , $\{x(n), n = 0, \dots, N - 1\}$, con espaciamiento temporal Δt . Su representación en el dominio de frecuencia, en frecuencias espaciadas a intervalos regulares de 0 a $2\pi/\Delta t$, $\{\omega_k = 2\pi k/(N\Delta t), k = 0, \dots, N - 1\}$, es dada por su Transformada Discreta de Fourier (DFT):

$$X(k) = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-i \frac{2\pi k n}{N}} \quad , \quad k = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (\text{B.1})$$

(Proakis y Manolakis, 2007; Percival y Walden, 1993)

La secuencia $X(k)$ contiene para cada k la amplitud $|X(k)|$ de la contribución de la oscilación con frecuencia $\omega_k = 2\pi k/(N\Delta t)$ en la variabilidad temporal de la secuencia $\{x(n)\}$. (Smith, 1999)

En el dominio de frecuencia, la frecuencia mínima posible de resolver, llamada frecuencia fundamental, es la asociada a un ciclo completo en todo el periodo $T = N\Delta t$ abarcado por la secuencia de datos. En unidades de ciclos por segundo es $f_1 = 1/T = 1/(N\Delta t)$,

y en radianes por segundo $\omega_1 = 2\pi/T = 2\pi/(N\Delta t)$. Por otro lado, la frecuencia máxima posible de resolver es la correspondiente a una oscilación que completa un ciclo en sólo dos espaciamentos de tiempo Δt . A esta frecuencia máxima se le conoce como frecuencia de Nyquist, y es $f_N = 1/2\Delta t$ o $\omega_N = 2\pi f_N = \pi/\Delta t$. (Chatfield, 1999)

Nótese de la ecuación B.1 que $X(N-k) = X^*(k)$, por lo que $|X(N-k)| = |X(k)|$. Es decir, la amplitud $|X(k)|$ en $k = 1, \dots, N/2 - 1$ es simétrica con respecto a $k = N/2 + 1, \dots, N - 1$, de donde se concluye que sólo en el intervalo entre $k = 0$ y la frecuencia de Nyquist asociada a $k = N/2$ se obtiene información única y significativa de la variabilidad de los datos. (Proakis y Manolakis, 2007)

B.2. Periodograma

Las secuencias temporales de datos reales provenientes de observaciones y/o modelos numéricos son necesariamente discretas y de longitud finita. Considerando que la secuencia temporal de longitud N a analizar es una realización $\{X_1, X_2, \dots, X_N\}$ de un proceso estocástico, débilmente estacionario y ergódico $\{X_t\}$, una primera estimación del espectro del proceso $\{X_t\}$, representado por la secuencia temporal inicial, es dada por el periodograma (expresión B.2):

$$\hat{\Gamma}(f) = \frac{\Delta t}{N} \left| \sum_{t=1}^N X_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \right|^2, \quad -f_N \leq f \leq f_N \quad (\text{B.2})$$

donde se considera que el promedio de la secuencia temporal ha sido removido, es decir, que el promedio del proceso $\{X_t\}$ es cero.

En el límite cuando la longitud de la secuencia N tiende a infinito, el valor esperado de $\hat{\Gamma}(f)$ tenderá al espectro verdadero $\Gamma(f)$. (Percival y Walden, 1993)

B.3. Tapering y periodograma modificado

El periodograma (expresión B.2), como primer método de estimación espectral, puede ser modificado para obtener una estimación más cercana al espectro verdadero (con menor sesgo). Así, se construye el periodograma modificado $\hat{\Gamma}_h(f)$ (expresión B.3) a partir del producto de la secuencia temporal inicial $\{X_1, X_2, \dots, X_N\}$ con una segunda secuencia $\{h_t, t = 1, \dots, N\}$, conocida como *taper* o ventana. Las propiedades de la ventana $\{h_t\}$ deben ser tales que el periodograma modificado aumente la fiabilidad de la estimación espectral.

$$\hat{\Gamma}_h(f) = \Delta t \left| \sum_{t=1}^N h_t X_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \right|^2 \quad (\text{B.3})$$

En la práctica, la visualización del periodograma (simple o modificado) suele restringirse al conjunto discreto de frecuencias $\{f_k = k/(N\Delta t), k = 0, \dots, N/2\}$, que barren el intervalo positivo de Nyquist $[0, f_N]$ con múltiplos de la frecuencia fundamental $1/(N\Delta t)$. En estas frecuencias, el periodograma modificado es igual al cuadrado del módulo de la DFT de $\{h_t X_t\}$ (ecuación B.1), dividido por el paso de tiempo Δt :

$$\hat{\Gamma}_h(f_k) = \frac{1}{\Delta t} \left| \Delta t \sum_{t=1}^N h_t X_t e^{-i2\pi kt/N} \right|^2, \quad k = 0, \dots, N/2 \quad (\text{B.4})$$

Considerando que la ventana $\{h_t\}$ es una secuencia infinita tal que $h_t = 0$ para $t < 1$ y $t > N$, se define en el intervalo $[-f_N, f_N]$ su ventana espectral, $\mathcal{H}(f)$, como el cuadrado del módulo de su transformada de Fourier, dividido por el espaciamiento temporal Δt :

$$\mathcal{H}(f) = \frac{1}{\Delta t} \left| \Delta t \sum_{t=1}^N h_t e^{-i2\pi ft\Delta t} \right|^2 = \Delta t \left| \sum_{t=1}^N h_t e^{-i2\pi ft\Delta t} \right|^2 \quad (\text{B.5})$$

El grado de fiabilidad del periodograma modificado (expresión B.3) como estimador espectral depende en buena medida de la forma de su ventana espectral asociada, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$E\{\hat{\Gamma}_h(f)\} = \int_{-f_N}^{f_N} \mathcal{H}(f - f') \Gamma(f') df' \quad (\text{B.6})$$

(Percival y Walden, 1993)

donde $E\{\hat{\Gamma}_h(f)\}$ es el valor esperado del periodograma modificado $\hat{\Gamma}_h(f)$.

Es decir, en un caso ideal la secuencia h_t debe ser tal que su ventana espectral $\mathcal{H}(f - f')$ tenga un lóbulo central angosto y de mayor amplitud, y lóbulos secundarios de amplitud mínima que disminuyan rápidamente (Thomson y Emery, 2014); a fin de que la contribución de señales espurias provenientes de frecuencias f' distintas de la frecuencia f (fuga espectral) sea la mínima posible en la estimación espectral $E\{\hat{\Gamma}_h(f)\}$ (Park et al., 1987).

El periodograma B.2, obtenido de la secuencia temporal sin ventana, es equivalente al periodograma modificado B.3 asociado a la ventana rectangular $\{h_t = 1/\sqrt{N}, t = 1, \dots, N\}$ (Percival y Walden, 1993). Dada la forma de su ventana espectral $\mathcal{H}(f)$, que se asemeja a la función $\text{sinc}(x)$ con un lóbulo central amplio y lóbulos laterales que decaen lentamente, el espectro estimado mediante el periodograma simple (ecuación B.2) presenta baja resistencia a la fuga espectral (Park et al., 1987). Por tanto, en la práctica es conveniente aplicar una ventana h_t en la secuencia de datos, tal que en el dominio de frecuencia minimice el sesgo de la estimación espectral asociada y sea capaz de resolver dos picos muy cercanos en el espectro (Thomson y Emery, 2014).

B.4. Método Multitaper

En la búsqueda de una ventana $\{h_t\}$ (de longitud N) cuya ventana espectral $\mathcal{H}(f)$ optimice la estimación espectral B.6, se plantea el problema de concentración; que consiste en encontrar las ventanas $\{h_t\}$ que maximicen la concentración de energía de $\mathcal{H}(f)$ (expresión B.7) en la banda de frecuencias $[-W, W]$, con $W = k/(N\Delta t)$ y $1 < k \leq N/2$. Mientras k sea cercano a 1 (usualmente entre 2 y 4), las ventanas espectrales $\mathcal{H}(f)$ óptimas tendrán un lóbulo central angosto y resistencia a la fuga espectral fuera de éste.

$$\lambda(N, W) = \frac{\int_{-W}^W \mathcal{H}(f) df}{\int_{-f_N}^{f_N} \mathcal{H}(f) df} \quad (\text{B.7})$$

El problema de concentración es en realidad un problema de eigenvalores. Los N eigenvectores ortonormales de la forma $\{\mathbf{v}_k = [v_{k,1}, v_{k,2}, \dots, v_{k,N}], k = 0, \dots, N-1\}$, que representan los *tapers* o ventanas que maximizan $\lambda(N, W)$ (expresión B.7), son las llamadas secuencias esferoidales prolatas discretas (DPSS) o secuencias slepianas. A cada una le corresponde un eigenvalor $0 < \lambda_k(N, W) < 1$, que indica la concentración de energía de su ventana espectral $\mathcal{H}(f)$ en el intervalo $[-W, W]$.

La secuencia DPSS de orden cero, \mathbf{v}_0 , tiene la mayor concentración espectral $\lambda_0(N, W)$, muy cercana a 1. A ésta le sigue la concentración espectral $\lambda_1(N, W)$ asociada a la DPSS de orden uno, y así sucesivamente. Conforme aumenta el orden de la DPSS, los lóbulos laterales de su ventana espectral crecen en amplitud, lo cual aumenta el sesgo asociado a la fuga de energía. (Park et al., 1987; Percival y Walden, 1993)

A partir del producto de una de las primeras secuencias slepianas $\{v_{k,t}\}$ con la secuencia temporal inicial $\{X_1, \dots, X_N\}$, es posible construir una estimación espectral de bajo sesgo mediante su periodograma modificado. Sin embargo, de acuerdo con Park et al. (1987), la aplicación de una sola ventana en la secuencia temporal tiende a asignarle a cada dato un peso diferente, aumentando así la varianza de la estimación espectral. Es decir, con la aplicación de una sola secuencia DPSS se logra disminuir el sesgo de la estimación espectral asociado a la fuga de energía, a costa de aumentar la varianza del resultado final.

En este sentido, con el método de estimación espectral Multitaper se pretende estimar el espectro del proceso $\{X_t\}$ aprovechando las virtudes de las primeras secuencias DPSS, al mismo tiempo que se mantiene una varianza baja, con el objetivo de obtener una estimación fiable del espectro verdadero (Park et al., 1987). Este método consiste en obtener el periodograma modificado o eigenespectro $\hat{\Gamma}_k(f)$ (ecuación B.3) asociado a cada una de las primeras K secuencias slepianas (usualmente $K = 2NW\Delta t - 1$). A fin de reducir la varianza de la estimación espectral final, se realiza un promedio ponderado de los K eigenespectros $\hat{\Gamma}_k(f)$. Particularmente, en el método Multitaper adaptativo la estimación espectral final es:

$$\hat{\Gamma}^{mt}(f) = \frac{\sum_{k=0}^{K-1} d_k^2(f) \lambda_k \hat{\Gamma}_k(f)}{\sum_{k=0}^{K-1} d_k^2(f) \lambda_k} \quad (\text{B.8})$$

donde los pesos d_k , dependientes de la varianza σ^2 de la señal temporal inicial; del espectro verdadero $\Gamma(f)$; y de la concentración espectral λ_k de la secuencia $\{v_{k,t}\}$, son de la forma:

$$d_k(f) = \frac{\Gamma(f)}{\lambda_k \Gamma(f) + (1 - \lambda_k) \sigma^2 \Delta t} \quad (\text{B.9})$$

(Park et al., 1987; Percival y Walden, 1993)

Dado que en la práctica se desconoce el espectro verdadero $\Gamma(f)$, se considera el promedio de los primeros dos eigenespectros $\text{hat}\Gamma_0(f)$ y $\text{hat}\Gamma_1(f)$ para calcular los coeficientes $\{d_k\}$. Con la estimación espectral B.8 obtenida se calculan nuevos pesos d_k , y el proceso se repite hasta que el espectro estimado converge. (Percival y Walden, 1993)

Se implementó el método Multitaper en Matlab mediante la función *pmtm*, a fin de obtener una estimación del espectro asociado a cada una de las componentes principales de los modos más representativos de la variabilidad de la estratificación en el CY. Como argumentos de entrada, se le dio a la función la secuencia temporal inicial y el valor del producto $NW\Delta t = 4$, lo que implica la elección de $2W = 8/(N\Delta t)$ como el ancho de banda donde las ventanas espectrales que resuelven el problema de concentración maximizan la concentración espectral.

La función agrega un conjunto de ceros al final de la secuencia temporal, de manera que su longitud N sea igual a una potencia de 2, con lo cual se suaviza la forma del espectro y disminuye el tiempo de cómputo de la DFT mediante el algoritmo FFT de radio 2. (Thomson y Emery, 2014) Entonces, se obtienen las primeras $2NW\Delta t - 1 = 7$ secuencias slepianas, y sus concentraciones espectrales $\{\lambda_k\}$ correspondientes. En la figura B.1 se muestran las primeras 7 secuencias slepianas asociadas a $NW\Delta t = 4$ y $N = 8192$.

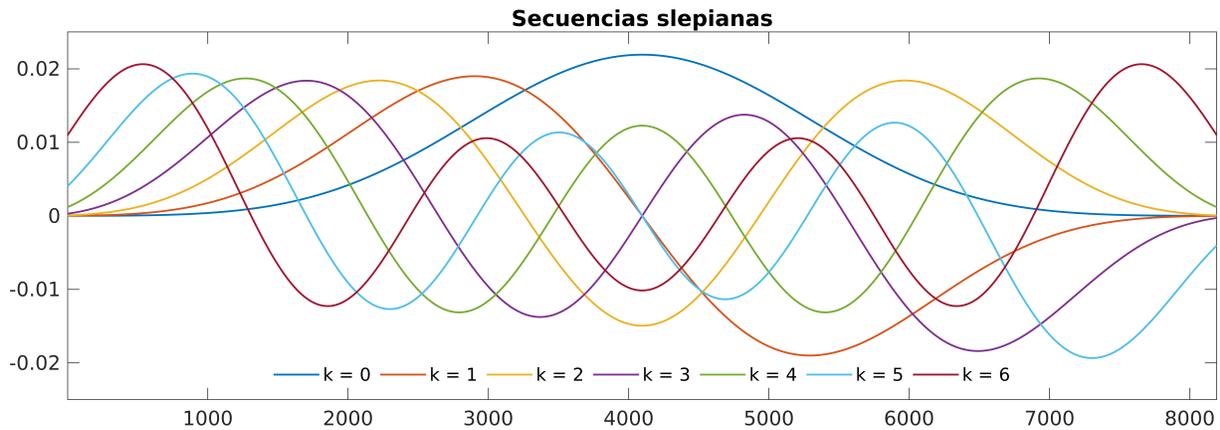


Figura B.1: Primeras 7 secuencias slepianas correspondientes a $N = 8192$ y $NW\Delta t = 4$.

Para cada secuencia slepiana $\{v_{k,t}\}$ obtenida, se construye el producto $\{v_{k,t}X_t\}$, donde X_t es la secuencia temporal de la componente principal modificada con la adición de ceros. Luego, se calcula la DFT de la secuencia $\{v_{k,t}X_t\}$ mediante el algoritmo FFT (Transformada rápida

de Fourier) de radio 2. Este algoritmo se basa en la división iterativa de la serie original en dos series de igual tamaño, lo cual permite trasladar el problema del cálculo de una DFT de N puntos al cálculo de N DFTs de un punto, reduciendo el número de operaciones necesarias, y así también el tiempo de cómputo. (Proakis y Manolakis, 2007)

Posteriormente, se estima el periodograma modificado B.3 asociado a cada secuencia DPSS en el conjunto de frecuencias $\{f_k = k/(N\Delta t), k = 0, \dots, N/2\}$, a partir del cuadrado del módulo de la DFT de $\{v_{k,t}X_t\}$ (expresión B.4). Por último, se obtiene la estimación espectral final como el promedio ponderado de los $2NW\Delta t - 1$ eigenespectros, de acuerdo con la expresión B.8.

C Métricas de la CL

En su intrusión en el GdM, es posible monitorear de manera continua la posición de la CL mediante datos de SSH (Sea Surface Height o altura de la superficie del mar), ya sea a partir de altimetría o salidas de un modelo numérico. Berger et al. (2000) propusieron el uso del contorno de 17 cm de SSH como proxy para estimar la ubicación de la corriente, pues en este contorno se observa el máximo gradiente de la topografía de la superficie oceánica, además de que con él se representa adecuadamente el núcleo de alta velocidad de la CL. El utilizar el campo superficial de SSH tiene la ventaja de que permite una identificación continua de la corriente. Esto no es posible utilizando el campo de temperatura superficial, pues la posición de la corriente es indistinguible en los meses de verano cuando el contraste térmico en el GdM es menor.

Dada la posibilidad de identificar continuamente la posición de la CL, Berger et al. (2000) presentaron un conjunto de métricas -calculadas a partir de las coordenadas del contorno de 17 cm de SSH- que permiten monitorear cuantitativamente la evolución de la CL en el Golfo. Estas métricas son:

- **Área de la CL**

Una vez identificado el contorno de 17 cm de SSH en el GdM, delimitado por el CY y el Estrecho de Florida, el área de la CL es estimada como la suma de las áreas de las celdas individuales dentro de la región comprendida por dicho contorno.

- **Máxima penetración al norte y al oeste de la CL**

La máxima penetración al norte y al oeste de la CL es la latitud máxima al norte y la longitud mínima al oeste que alcanza el contorno de 17 cm de SSH en el GdM.

- **Extensión de la CL**

La extensión o perímetro de la CL se define como la suma de las distancias entre las coordenadas contiguas del contorno de 17 cm de SSH, delimitado por el CY y el Estrecho de Florida.

- **Circulación de la CL**

La circulación de la CL se calcula mediante la integral de línea de la velocidad geostrófica $\vec{v}_g = u\hat{x} + v\hat{y}$ a lo largo del contorno de 17 cm de SSH:

$$\oint \vec{v}_g \cdot d\vec{l} = \int u dx + \int v dy \quad (\text{C.1})$$

donde dx y dy son los incrementos en x y en y entre cada par de coordenadas contiguas del contorno de la CL, y $d\vec{l}$ es el vector de posición diferencial que recorre al contorno en dirección antihoraria. Nótese que un campo de velocidad \vec{v}_g anticiclónico (que gira en sentido horario) está asociado a una circulación negativa. (Berger et al., 2000)

Las series de las métricas de la CL permiten identificar los eventos de desprendimiento de RCL, a pesar de la ambigüedad que representa el definir un tiempo preciso para el momento en el que un remolino se desprende de la corriente. Usualmente, los eventos de desprendimiento se asocian con los decrementos abruptos de la extensión, área, penetración al norte y al oeste, y valor absoluto de la circulación. El día del desprendimiento se representa por el siguiente punto mínimo más próximo al de mayor intrusión (Berger et al., 2000). De acuerdo con Leben (2005), se le llamará separación al desprendimiento de un RCL que no se reincorpora a la CL después de un tiempo mínimo definido.

Bibliografía

- Abascal, A. J., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., y Badan, A. (2003). Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12).
- Androulidakis, Y., Kourafalou, V., Olascoaga, M., Beron-Vera, F., Le Hénaff, M., Kang, H., y Ntaganou, N. (2021). Impact of Caribbean Anticyclones on Loop Current variability. *Ocean Dynamics*, 71(9):935–956.
- Androulidakis, Y. S., Kourafalou, V. H., y Le Hénaff, M. (2014). Influence of frontal cyclone evolution on the 2009 (Ekman) and 2010 (Franklin) Loop Current eddy detachment events. *Ocean Science*, 10(6):947–965.
- Athie, G., Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., y Ochoa-de-la Torre, J. (2011). Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels. *Ciencias Marinas*, 37:471–492.
- Athie, G., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa-de-la Torre, J., Pérez-Brunius, P., y Romero-Arteaga, A. (2020). Seasonal Variability of the Transport through the Yucatan Channel from Observations. *Journal of Physical Oceanography*, 50:343–360.
- Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., y Sheinbaum, J. (2012). Impact of Caribbean cyclones on the detachment of Loop Current anticyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C3).
- Athié, G., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., Pérez-Brunius, P., y Romero-Arteaga, A. (2020). Seasonal Variability of the Transport through the Yucatan Channel from Observations. *Journal of Physical Oceanography*, 50(2):343 – 360.
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M. R., y Candela, J. (2015). Inter-annual variability in the Yucatan Channel flow. *Geophysical Research Letters*, 42(5):1496–1503.
- Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., y Ochoa-de-la Torre, J. (2005). Upper-Layer Circulation in the Approaches to Yucatan Channel. *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 161.

- Berger, T. J., Hamilton, P., Singer, J. J., Waddell, E., Churchill, J. H., Leben, R. R., Lee, T. N., y Sturges, W. (2000). DeSoto Canyon Eddy Intrusion Study, Final Report: Volume II: Technical Report. OCS Study MMS 2000-080. Technical report, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. 275 pp.
- Bleck, R. (1998). *Ocean Modeling in Isopycnic Coordinates*, pages 423–448. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Bleck, R. (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, 4(1):55 – 88.
- Bleck, R. (2006). *On the Use of Hybrid Vertical Coordinates in Ocean Circulation Modeling*, pages 109–126. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Bleck, R. y Boudra, D. B. (1981). Initial Testing of a Numerical Ocean Circulation Model Using a Hybrid (Quasi-Isopycnic) Vertical Coordinate. *Journal of Physical Oceanography*, 11(6):755 – 770.
- Boodhraj, K. (2018). Investigating the sensitivity of one-dimensional turbulence schemes in the sub-Antarctic Southern Ocean. Master's thesis, Faculty of Science, University of Cape Town. Recuperado de <http://hdl.handle.net/11427/27913>.
- Brydon, D., Sun, S., y Bleck, R. (1999). A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C1):1537–1540.
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., y Sheinbaum, J. (2002). Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C12):26–1–26–7.
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez-Brunius, P., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Athié, G., y Arriaza-Oliveros, L. (2019). The Flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6):1381 – 1401.
- Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., y Leben, R. (2002). The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 29(22):16–1–16–4.
- Candela, J., Tanahara, S., Crépon, M., Barnier, B., y Sheinbaum, J. (2003). The Yucatan channel flow: observations vs CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM05 models. *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Carrillo, L., Johns, E., Smith, R., Lamkin, J., y Largier, J. (2016). Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Shelf Research*, 120:41–58.

- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., Baraille, R., y Bleck, R. (2007). The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, 65(1):60–83. Marine Environmental Monitoring and Prediction.
- Chassignet, E. P., Smith, L. T., Halliwell, G. R., y Bleck, R. (2003). North Atlantic Simulations with the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM): Impact of the Vertical Coordinate Choice, Reference Pressure, and Thermobaricity. *Journal of Physical Oceanography*, 33(12):2504–2526.
- Chatfield, C. (1999). *The analysis of time series : an introduction*. Chapman & Hall texts in statistical science. Chapman and Hall : CRC, London, 5th edition.
- Chérubin, L. M., Morel, Y., y Chassignet, E. P. (2006). Loop Current Ring Shedding: The Formation of Cyclones and the Effect of Topography. *Journal of Physical Oceanography*, 36(4):569 – 591.
- Cronin, M. F. y Sprintall, J. (2008). Wind- and Buoyancy-Forced Upper Ocean. In Steele, J. H., editor, *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*, pages 337–345. Academic Press, Oxford, second edition edition.
- Durante-Barajas, G. (2021). Transporte de masas de agua a través del Golfo de México: Análisis observacional del periodo 2016-2018. Master's thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 68 pp.
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11):1292 – 1309.
- Enríquez, C. y Mariño-Tapia, I. (2014). Mechanisms driving a coastal dynamic upwelling. In *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) Conference*.
- Ezer, T., Oey, L.-Y., Lee, H.-C., y Sturges, W. (2003). The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C1).
- Fofonoff, N. y Millard, R. (1983). Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater. *UNESCO Tech. Pap. Mar. Sci.*, 44.
- Gaffney, P. J. (2018). *Understanding and Predicting the Gulf of Mexico Loop Current: Critical Gaps and Recommendations / authors, Paul J. Gaffney ... [et al.] The National Academies of Sciences, Engineering and Medicine*. The National Academies Press, Washington, DC.
- Gill, A. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*, volume 30 of *International Geophysics*. Academic Press, United States of America, 1 edition.

- González-Santamaría, R., Calderón-Bustamante, O., Zavala-Hidalgo, J., Moreles, E., Fragoso-Barreto, C., y Calva-Chávez, A. (2018). El modelo HYCOM en el Golfo de México. In *Reunión Anual CIGoM 2018*.
- Griffies, S. M., Böning, C., Bryan, F. O., Chassignet, E. P., Gerdes, R., Hasumi, H., Hirst, A., Treguier, A.-M., y Webb, D. (2000). Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2(3):123 – 192.
- Herrmann, M., Somot, S., Sevault, F., Estournel, C., y Déqué, M. (2008). Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model: Case study of winter 1986-1987. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- HYCOM Consortium for Data Assimilative Modeling (s.f.a). GOF3 3.1: 41-layer HYCOM + NCODA Global 1/12° Reanalysis. Recuperado en noviembre de 2021 de: <https://www.hycom.org/data/glbv0pt08/expt-53ptx#>.
- HYCOM Consortium for Data Assimilative Modeling (s.f.b). NCEP CFSR. Recuperado en noviembre de 2021 de: <https://www.hycom.org/dataserver/ncep-cfsr>.
- HYCOM Consortium for Data Assimilative Modeling (s.f.c). NCEP CFSv2. Recuperado en noviembre de 2021 de: <https://www.hycom.org/dataserver/ncep-cfsv2>.
- IOC, SCOR, y IAPSO (2010). *The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties*. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56. UNESCO (English). 196 pp.
- Jackett, D. R., McDougall, T., Feistel, R., Wright, D., y Griffies, S. (2006). Algorithms for Density, Potential Temperature, Conservative Temperature, and the Freezing Temperature of Seawater. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23:1706–1728.
- Jackett, D. R. y McDougall, T. J. (1995). Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(2):381 – 389.
- Jouanno, J., Pallàs-Sanz, E., y Sheinbaum, J. (2018). Variability and Dynamics of the Yucatan Upwelling: High-Resolution Simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(2):1251–1262.
- Juárez-Águila, C., Athie, G., Mendez, M., Sheinbaum, J., y Salas-Monreal, D. (2019). Análisis de la variabilidad interanual del flujo a través del canal de Yucatán con datos de satélite. *Revista cubana de investigaciones pesqueras*, 36:62–67.
- Leben, R. (2005). Altimeter-Derived Loop Current Metrics. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 161:181–201.

- Lin, Y., Greatbatch, R. J., y Sheng, J. (2009). A model study of the vertically integrated transport variability through the Yucatan Channel: Role of Loop Current evolution and flow compensation around Cuba. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C8).
- Marshall, J. y Schott, F. (1999). Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37(1):1–64.
- MATLAB (2020). *version 9.8.0.1323502 (R2020a)*. The MathWorks Inc., Natick, Massachusetts.
- McDougall, T. J. y Barker, P. M. (2011). *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. SCOR/IAPSO WG127.
- McDougall, T. J., Jackett, D. R., Wright, D. G., y Feistel, R. (2003). Accurate and Computationally Efficient Algorithms for Potential Temperature and Density of Seawater. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(5):730 – 741.
- Mendoza, M. y Ortíz-Pérez, M. (2000). Caracterización geomorfológica del talud y la plataforma continentales de Campeche-Yucatán, México. *Investigaciones Geográficas*, 1(43).
- Metzger, E. J., Helber, R. W., Hogan, P. J., Posey, P. G., Thoppil, P. G., Townsend, T. L., Wallcraft, A. J., Smedstad, O. M., Franklin, D. S., Zamudio-Lopez, L., y Phelps, M. W. (2017). Global Ocean Forecast System 3.1 Validation Testing. Technical report, Naval Research Laboratory, Oceanography Division, Stennis Space Center, MS 39529-5004.
- Millero, F. J. (2010). History of the Equation of State of Seawater. *Oceanography*, issue, *olume*.
- Moreles, E., Zavala-Hidalgo, J., Martínez-López, B., y Ruiz-Angulo, A. (2021). Influence of Stratification and Yucatan Current Transport on the Loop Current Eddy Shedding Process. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(1):e2020JC016315.
- Morgan, P. P. y CSIRO. (1994). *SEAWATER : a library of MATLAB computational routines for the properties of sea water / Phillip P. Morgan*. CSIRO Marine Laboratories Hobart, Tas.
- Nappo, C. J. (2002). 1 - Fundamentals. In *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*, volume 85 of *International Geophysics*, pages 1–24. Academic Press.
- NASEM (2018). National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. *Understanding and Predicting the Gulf of Mexico Loop Current: Critical Gaps and Recommendations*. The National Academies Press, Washington, DC.
- Navarra, A. y Simoncini, V. (2010a). *Elements of Linear Algebra*, pages 5–23. Springer Netherlands, Dordrecht.

- Navarra, A. y Simoncini, V. (2010b). *Empirical Orthogonal Functions*, pages 39–67. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Nickerson, A. K., Weisberg, R. H., y Liu, Y. (2022). On the Evolution of the Gulf of Mexico Loop Current Through Its Penetrative, Ring Shedding and Retracted States. *Advances in Space Research*, 69(11):4058–4077.
- Oey, L.-Y. (2004). Vorticity flux through the Yucatan Channel and Loop Current variability in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C10).
- Oey, L.-Y. (2008). Loop Current and Deep Eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 38(7):1426 – 1449.
- Oey Jr., L.-Y., Ezer, T., y Lee, H.-C. (2005). *Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges*, pages 31–56. American Geophysical Union (AGU).
- Park, J., Lindberg, C., y Vernon, F. (1987). Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms. *Journal of Geophysical Research*, 921:12675–12684.
- Percival, D. B. y Walden, A. T. (1993). *Spectral Analysis for Physical Applications*. Cambridge University Press.
- Pond, S. y Pickard, G. L. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography (Second Edition)*, chapter 5 - Stability and Double Diffusion, pages 24–32. Butterworth-Heinemann, Oxford, second edition edition.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., y Cusí, S. (2018). Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8):5134–5149.
- Proakis, J. y Manolakis, D. (2007). *Digital Signal Processing: Principles, Algorithms, and Applications*. Pearson Education, Inc.
- Reid, R. O. (1972). A simple dynamic model of the Loop Current. In Capurro, L. R. A. y Reid, J. L., editors, *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico*, pages 157–159. Gulf Publishing.
- Rivas, D., Badan, A., y Ochoa, J. (2005). The Ventilation of the Deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10):1763 – 1781.
- Rousset, C. y Beal, L. (2011). On the seasonal variability of the currents in the Straits of Florida and Yucatan Channel. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Rousset, C. y Beal, L. M. (2010). Observations of the Florida and Yucatan Currents from a Caribbean Cruise Ship. *Journal of Physical Oceanography*, 40(7):1575 – 1581.

- Schmitz, W. J., Biggs, D. C., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.-Y., y Sturges, W. (2005). A Synopsis of the Circulation in the Gulf of Mexico and on its Continental Margins. In Sturges, W. y Lugo-Fernandez, A., editors, *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, Geophysical Monograph Series, chapter 2, pages 11–29. American Geophysical Union.
- Sheinbaum, J., Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., y Romero-Arteaga, A. (2016). Structure and variability of the Yucatan and loop currents along the slope and shelf break of the Yucatan channel and Campeche bank. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76:217–239. The Loop Current Dynamics Experiment.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., y Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3):10–1–10–4.
- Smith, S. (1999). *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. California Technical Publishing.
- Storch, H. v. y Zwiers, F. W. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.
- Sturges, W. y Leben, R. (2000). Frequency of Ring Separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A Revised Estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 30(7):1814 – 1819.
- Sturges, W., Lugo-Fernández, A., y Shargel, M. (2005). Introduction to Circulation in the Gulf of Mexico. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 161:1–10.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., y Swift, J. H. (2011). Chapter 3 - Physical Properties of Seawater. In Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., y Swift, J. H., editors, *Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition)*, pages 29–65. Academic Press, Boston, sixth edition edition.
- The MathWorks Inc. (2022). cumtrapz: Cumulative trapezoidal numerical integration. Recuperado en junio de 2021 de: <https://1a.mathworks.com/help/matlab/ref/cumtrapz.html>.
- The NCAR Command Language (Version 6.6.2) [Software] (2019). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>.
- Thomson, R. E. y Emery, W. J. (2014). Chapter 6 - Digital Filters. In Thomson, R. E. y Emery, W. J., editors, *Data Analysis Methods in Physical Oceanography (Third Edition)*, pages 593–637. Elsevier, Boston, third edition edition.
- UNESCO (1981). Background Papers and Supporting Data on the International Equation of State of Seawater 1980.
- Vallis, G. K. (2017). *Effects of Rotation and Stratification*, page 55–104. Cambridge University Press, 2 edition.

- Wallcraft, A. J. (2009). New Features of HYCOM. Technical report, Naval Research Laboratory, Oceanography Division, Stennis Space Center, MS 39529.
- Wallcraft, A. J. (2011). New Features of HYCOM. Technical report, Naval Research Laboratory, Oceanography Division, Stennis Space Center, MS 39529.
- Wallcraft, A. J., Metzger, E. J., y Carroll, S. N. (2009). Software Design Description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM), Version 2.2. Technical report, Naval Research Laboratory, Oceanography Division, Stennis Space Center, MS 39529-5004.
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, London, 2nd edition.
- Yamaguchi, R. y Suga, T. (2019). Trend and Variability in Global Upper-Ocean Stratification Since the 1960s. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12):8933–8948.
- Yoskowitz, D., Leon, C., Gibeaut, J., Lupher, B., Lopez, M., Santos, C., y McKinney, L. (2013). Gulf 360: State of the Gulf of Mexico. Technical report, Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies, Texas A&M University-Corpus Christi, Texas.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S., y O'Brien, J. (2002). On the formation and interaction of cyclonic eddies with the Loop Current using NCOM and a suite of observations. In *OCEANS '02 MTS/IEEE*, volume 3, pages 1463–1466 vol.3.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003). Cyclonic Eddies Northeast of the Campeche Bank from Altimetry Data. *Journal of Physical Oceanography*, 33(3):623 – 629.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., y Zamudio, L. (2006). On the Loop Current eddy shedding variability. *Atmósfera*, 19(1):41 – 48.