

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



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

**Caracterización de la estructura vertical de los
remolinos de mesoescala en el Golfo de México**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

Ensenada, Baja California, México

2014

Tesis defendida por

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

y aprobada por el siguiente comité

Dr. Enric Pallàs Sanz
Director del Comité

Dr. Julio Candela Pérez
Miembro del Comité

Dr. David Alberto Rivas Camargo
Miembro del Comité

Dr. Alexis Chaigneau
Miembro del Comité

Dr. Francisco Ocampo Torres
*Coordinador del Programa de
Posgrado en Oceanografía Física*

Dr. Jesús Favela Vara
Director de Estudios de Posgrado

Septiembre, 2014

Resumen de la tesis presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Caracterización de la estructura vertical de los remolinos de mesoescala en el Golfo de México

Resumen elaborado por:

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

La estructura vertical (termohalina y cinemática) típica de los remolinos anticiclónicos (RAs) y remolinos ciclónicos (RCs) de mesoescala ubicuos en el Golfo de México (GOM) es obtenida con una combinación de mapas de altimetría satelital y perfiles verticales de velocidad horizontal, temperatura, y salinidad medidos en 32 anclajes del grupo CANEK durante el periodo de 2007-2012. Se utiliza un método para la identificación de la periferia y centro de los remolinos (Chaigneau *et al.*, 2009). Se construyen compuestos de remolinos generados en dos regiones: (i) el sistema de la Corriente del Lazo (CL) donde se desprenden RAs cálidos (jóvenes) que se propagan hacia el Oeste y (ii) el Oeste del GOM donde arriban dichos RAs (maduros); siendo ambas regiones de generación de RCs. Los RAs de la CL (del Oeste del GOM) tienen el núcleo de temperatura a $z \simeq -350$ m ($z \simeq -160$ m) con anomalías máximas de $+3.25^\circ\text{C}$ ($+2.25^\circ\text{C}$) y el núcleo de salinidad se localiza a $z = -450$ m para ambos remolinos, con anomalías máximas de $+0.39$ ppm ($+0.27$ ppm). Por otro lado, comparaciones entre RCs de ambas regiones, muestran el núcleo de temperatura a la misma profundidad ($z \simeq -160$ m) pero los RCs de la CL tienen anomalías de temperatura ~ 3.4 veces más intensas; mientras que la anomalía mínima de salinidad de los RCs de la CL (del Oeste del GOM) se localiza a $z \simeq -200$ m ($z \simeq -250$ m) y alcanza valores de -0.35 ppm (-1.1 ppm). El rango de anomalías máximas de rapidez de los RAs y RCs de la CL (del Oeste del GOM) son similares con valores entre $[0.52 - 0.6] \text{ m s}^{-1}$ ($[0.26 - 0.28] \text{ m s}^{-1}$). Los RCs y RAs de la CL son más grandes, con mayor extensión vertical, más salinos, más fríos, y con mayores velocidades que los RCs y RAs del Oeste del GOM. Las diferencias están asociadas a los diferentes mecanismos de generación y regiones de formación. Las masas de agua presentes en los RAs y RCs del Oeste del GOM son las mismas a pesar de tener mecanismos de generación diferentes. Esto se explica por la modificación de las aguas de origen Caribeño en aguas comunes del GOM durante la propagación de los RAs jóvenes hacia el Oeste del GOM. Por el contrario, las masas de agua presentes en los RAs y RCs de la región de la CL son muy diferentes y se explica porque se generan por diferentes mecanismos y en diferentes regiones del GOM.

Palabras Clave: **Golfo de México, remolinos ciclónicos y anticiclónicos, estructura vertical.**

Abstract of the thesis presented in partial fulfillment of the requirements of the degree of Master in Sciences in Physical Oceanography.

Characterisation of the vertical structure of mesoscale eddies in the Gulf of Mexico

Abstract by:

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

The typical vertical structure (thermohaline and kinematic) of the mesoscale anticyclonic eddies (AEs) and cyclonic eddies (CEs) ubiquitous in the Gulf of Mexico (GOM) is obtained using a combination of altimetry imagery and vertical profiles of horizontal velocity, temperature, and salinity measured in 32 moorings of the CANEK group during the period of 2007-2012. A method for the identification of the periphery and center of the eddies is used (Chaigneau *et al.*, 2009). Eddy composites are constructed in two regions: (i) the Loop Current (LC) system where warm AEs (young eddies) propagate westward and (ii) the Western GOM where the AEs arrive (old eddies); both are regions of CEs' generation. AEs of the LC (Western GOM) have the maximum temperature anomalies at $z \simeq -350$ m ($z \simeq -160$ m) of $+3.25^\circ\text{C}$ ($+2.25^\circ\text{C}$), and maximum salinity anomalies at $z \simeq -450$ m of $+0.39$ ppm ($+0.27$ ppm). A comparison between CEs in both regions shows the maximum temperature anomalies at the same depth for both eddies ($z \simeq -160$ m) but the CEs of the LC have temperature anomalies ~ 3.4 times larger; while the maximum salinity anomalies of the CEs of the LC (Western GOM) of -0.35 ppm (-1.1 ppm) occur at depths of $z \simeq -200$ m ($z \simeq -250$ m). Maximum speed anomalies of the AEs and CEs of the LC and of the Western GOM are similar with values of $|\mathbf{u}'| \in [0.52 - 0.6] \text{ m s}^{-1}$ and $\in [0.26 - 0.28] \text{ m}^{-1}$, respectively. CEs and AEs of LC are larger, with more vertical extension, saltier, colder, and with higher speeds than CEs and AEs of the Western GOM. Even though the AEs and CEs of the Western GOM have different mechanisms of generation, they have the same water masses. This is explained by the fact that the waters of Caribbean origin are transformed into common GOM waters during the propagation of the AEs to the Western GOM. In contrast, the water masses present in the AEs and CEs of the LC region are very different and this is because they have different mechanisms and regions of generation.

Keywords: **Gulf of Mexico, cyclonic and anticyclonic eddies, vertical structure.**

Dedicatoria

*A mi pequeño Peruano-Mexicano y a mis
Padres*

Agradecimientos

A Enric por su paciencia y dedicación puesta en el desarrollo de esta tesis, fuiste más que un asesor, fuiste un gran amigo que estuvo apoyandome tanto en las dificultades académicas como en las personales, moltes gràcies por ello.

A los miembros del comité, Julio y David, gracias por los comentarios, sugerencias y correcciones hechas a la tesis, las cuales sirvieron para mejorarla de manera significativa.

A Alexis, por su apoyo desde antes de entrar a esta maestría, en parte gracias a ti pude venir a México, y fuiste muy esencial en el desarrollo de la tesis, gracias por siempre mostrar interés y por el apoyo brindado en todo momento.

A CONACyT por la beca otorgada.

Al grupo CANEK en la recopilación de los datos.

A los amigos de generación, Rodney, Lenna, Ixe, Nat, Caro, Tenoch y demás, hicieron muy amena la estancia en el salon de clases. A los buenos amigos del 3er y 4to piso, Kurczyn, Mau, Froy, Leo, Chava, Itzia, René y Juan Pablo por sus enseñanzas del lenguaje Mexicano y derivados.

A Felipe por los buenos y divertidos momentos. Gracias Yohana y Lenna, por acompañarme en los diversos antojos y por tan linda amistad!. A Anita por los consejos y dulces :). A los viejos amigos Peruanos, “los Pollitos” Zaida, Daniel, Chio, Jonathan, y a mi familia Peruana en Ensenada Melissa, Josymar y el gordo Motis.

A Jacinto por alegrar mis días con tus bromas y ocurrencias, a Nelly por su preocupación y ayuda constante, y a Lolito por toda una historia.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	III
Resumen en inglés	IV
Dedicatoria	V
Agradecimientos	VI
Lista de figuras	IX
Lista de tablas	XIV
1. Introducción	1
1.1. Generalidades del Golfo de México	1
1.2. Justificación	8
2. Datos y Métodos	11
2.1. Datos	11
2.1.1. Procesamiento de datos	13
2.2. Metodología	15
2.2.1. Detección de remolinos	15
2.2.2. Datos de anclajes	16
2.2.3. Cálculo de anomalías	18
2.2.4. Posicionamiento del anclaje dentro de los remolinos	20
2.2.5. Interpolación objetiva	21
3. Resultados	24
3.1. Estaciones de muestreo totales para las dos regiones de estudio	24
3.1.1. Estaciones en la región de la CL	24
3.1.2. Estaciones en la región del Oeste del GOM	26
3.2. Compuestos verticales 2D de la región de la CL	27
3.3. Compuesto 3D de la región del Oeste del GOM	31
3.4. Estadísticas de los remolinos con base en altimetría satelital	37
3.4.1. Características de los remolinos que contribuyen a los compuestos de la región de la CL	39
3.4.2. Características de los remolinos que contribuyen a los compuestos de la región del Oeste del GOM	39
4. Discusión	45
4.1. Diferencias entre los compuestos de las 2 regiones	45
4.1.1. Ciclones de la región de la CL contra ciclones de la región del Oeste del GOM	45
4.1.2. Anticiclones de la región de la CL vs anticiclones de la región del Oeste del GOM	47

Tabla de contenido (continuación)

4.2.	Comparación de los compuestos del GOM con compuestos de otras regiones del mundo	52
4.3.	Masas de agua presentes en los compuestos de los remolinos del GOM .	54
5.	Conclusiones	60
Lista de referencias		64
A.	Secciones verticales cuasi-sinópticas para los remolinos Cameron y Ekman: validación de los compuestos	69

Lista de figuras

Figura	Página
1.	Mapa de Localización de nuestra Zona de estudio 1
2.	Mapa de la anomalía superficial del nivel de mar (cm, colores) y las corrientes geostróficas asociadas (flechas). Gran cantidad de RAs (colores cálidos/anomalías positivas) y RCs (colores fríos/anomalías negativas) de diferentes tamaños e intensidades son visibles en el GOM el día 14 de Febrero del 2008. 3
3.	Trayectorias preferentes de los RAs a partir de datos de altimetría entre los años 1976-2003 (Fuente: Vukovich (2007)). 5
4.	(a) Diagrama T-S en el Canal de Yucatán. Identificación de las masas de agua presente en el Canal de Yucatán (Modificado de Rivas <i>et al.</i> (2005)). 7
5.	Sección vertical de las anomalías de temperatura, salinidad, y velocidad meridional en RCs y RAs típicos en el sistema de corrientes de Perú - Chile, con base en datos Lagrangianos (flotadores ARGO) y mapas de altimetría satelital (extraído de Chaigneau <i>et al.</i> (2011)). 10
6.	Mapa batimétrico del Golfo de México. La ubicación de los anclajes CANEK está indicada con puntos rosa oscuro. 13
7.	Configuración vertical del anclaje Campeche 2000 localizado en el Oeste del GOM. 14
8.	Identificación de RAs y RCs para el 14 de Enero del 2010. El mapa de color corresponde a la anomalía del nivel del mar (cm) y los vectores indican el campo de velocidad superficial (m s^{-1}) en balance con el gradiente horizontal de SLA. Los contornos rojos (azules) definen la periferia de los RAs (RCs) asociados a las anomalías máximas (puntos rojos) y mínimas (puntos azules) de la SLA. 16
9.	Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) interpolada verticalmente y linealmente ($\Delta z = 10 \text{ m}$) en función de la profundidad en el anclaje Arenque 3500 (ARE3500). La barra de colores representa el rango de temperatura observado y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs). 17
10.	Distribución horizontal de la anomalía del nivel del mar del día 14 de Enero del 2010 en el GOM. 18
11.	Evolución temporal de la anomalía de temperatura en función de la profundidad en el anclaje ARE3500. Colores rojos (azules) indican anomalías positivas (negativas) asociadas a RAs (RCs). 19

Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
12.	Acercamiento de un remolino anticiclónico del Oeste del GOM extraído de la Fig. 10. El mapa de colores indica la anomalía del nivel del mar (cm). El contorno rojo es la periferia del remolino, el punto rojo es el centro del remolino, y el rosa oscuro la posición del anclaje.	21
13.	Número total de estaciones de muestreo para u y v en los RAs y RCs unitarios para la región de la CL durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA. .	25
14.	Número total de estaciones de muestreo para T y S en los RAs y RCs unitarios para la región de la CL durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA. .	26
15.	Número total de estaciones de muestreo para T , S , u , y v en los RAs y RCs unitarios para la región del Oeste del GOM durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA. Es importante mencionar que en la figura no se muestran todas las estaciones por terminos gráficos.	28
16.	Compuestos verticales de la anomalía de temperatura (T') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).	29
17.	Perfiles verticales de la temperatura en el interior de RCs (a) y RAs (b) para todo el periodo de estudio medidos en el anclaje HD13300. La línea negra gruesa indica el perfil promedio utilizado para el cálculo de la anomalía de temperatura en HD13300.	30
18.	Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}C$) interpolada verticalmente y linealmente ($\Delta z = 10$ m) en función de la profundidad en el anclaje HD13300 localizado en el sistema de la CL. La barra de colores representa el rango de temperatura observado y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs).	31
19.	Compuestos verticales de la anomalía de salinidad (S') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).	32
20.	Compuestos verticales de la anomalía de la rapidez (\mathbf{u}') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).	33
21.	Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de temperatura en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.	34
22.	Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de salinidad en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.	35
23.	Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de rapidez en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.	36

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página	
24.	Distribuciones horizontales de la anomalía de Temperatura para el compuesto 3D de (a) un RC a $z = -160$ m y (b) un RA a $z = -160$ m; y de la anomalía de Salinidad para el compuesto 3D de (c) un RC a $z = -200$ m y (d) un RA a $z = -400$ m.	37
25.	Distribuciones horizontales de la anomalía de rapidez para el compuesto 3D de (a) un RC y (b) un RA a $z = -70$ m (mapa de color). Las flechas indican el campo de velocidad horizontal, sentido de giro antihorario para los RCs y horario para los RAs.	38
26.	Histogramas de las características superficiales de los RCs presentes en la región de la CL para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RCs. Nótese que el radio mínimo mostrado es de 40 km ya que únicamente se consideraron remolinos con $R \geq 40$ km para no incluir remolinos pequeños en los compuestos finales.	40
27.	Histogramas de las características superficiales de los RAs presentes en la región de la CL para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RAs.	42
28.	Histogramas de las características superficiales de los RCs presentes en la región del Oeste del GOM para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RCs.	43
29.	Histogramas de las características horizontales de los RAs presentes en la región del Oeste del GOM para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RAs.	44
30.	Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de Temperatura: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.	47
31.	Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de Salinidad: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.	48
32.	Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de $ \mathbf{u} $: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM. . . .	49

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
33. Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de Temperatura: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.	50
34. Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de Salinidad: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.	51
35. Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de $ \mathbf{u} $: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM. . . .	52
36. Perfiles verticales de la rapidez promediados desde el centro hasta la periferia del remolino para los RAs (líneas rojas) y RCs (líneas azules) de la región de la CL (líneas discontinuas) y del Oeste del GOM (líneas continuas). Las líneas verticales indican el rango de velocidades de propagación típicas de los RAs del GOM: 2 km día^{-1} (continua), 3.5 km día^{-1} (discontinua), y 5 km día^{-1} (punteada discontinua).	53
37. Sección vertical de la anomalía de T de los compuestos para RCs y RAs en dos Sistemas de Corrientes de borde Este: A) Sistema de Corrientes de Perú-Chile (Chaigneau <i>et al.</i> (2011)) y B) Sistema de la Corriente de California (Kurian <i>et al.</i> , 2011).	55
38. Diagrama Temperatura-Salinidad en el centro de los compuestos de los RCs (asteriscos azules) y RAs (asteriscos rojos) de (a) la región de la CL y (b) la región del Oeste del GOM. Las líneas negras indican la densidad potencial para referencia. Los diamantes negros indican las características termohalinas de las masas de agua en el interior del remolino (ver texto en sección 1.1). La localización del núcleo de la GCW encontrada en un RA del Oeste del GOM Vidal <i>et al.</i> (1994), con $\sigma_\theta = 25.5 \text{ kg m}^{-3}$, $T = 21 \text{ °C}$, y $\bar{S} = 36.35 \text{ ppm}$, esta indicada con un círculo negro.	56
39. Diagramas Temperatura-Salinidad durante un crucero de Primavera para regiones del Oeste del Canal de Yucatán. a) Localización de las regiones de cada diagrama $T - S$, b) diagrama $T - S$ de la zona no alterada del Caribe, c) diagrama $T - S$ de la zona de afloramiento, d) diagrama $T - S$ de la zona de transición, y e) diagrama $T - S$ de la zona de mezcla (extraído de Merino (1997)).	57
40. Sección vertical del compuesto 3D de Temperatura para: a) RCs y b) RAs de la región del Oeste del GOM.	58
41. Sección vertical del compuesto 3D de Salinidad para: a) RCs y b) RAs de la región del Oeste del GOM.	59
42. Perfiles verticales de Temperatura, Salinidad, y Rapidez correspondiente al centro de los RAs (líneas rojas) y RCs (líneas azules) para la región de la CL (líneas continuas) y del Oeste del GOM (líneas discontinuas).	62

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
43. Sección vertical del compuesto de: a) Temperatura , b) Salinidad, y c) Rapidez para los RAs de la región de la CL.	63
44. Sección vertical del compuesto 3D de la rapidez para los RAs de la región del Oeste del GOM. Las líneas rosa oscuro indican la distancia r a la cual la rapidez es máxima a cada profundidad. Esto es una medida de la extensión horizontal del núcleo del remolino (L_n). Asumiendo un diámetro medio de los RAs del Oeste de 260 km, obtenemos una $L_n = 0.7 \cdot 260 = 195$ km.	63
45. Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Ekman en la región de la CL medidas por el anclaje HD13300.	70
46. Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Ekman en el Oeste del GOM medidas por el anclaje LNK3500.	71
47. Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Cameron en el Oeste del GOM medidas por el anclaje ARE3500.	71

Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Tiempo de instalación de los 9 anclajes de la región de la CL y las variables medidas.	27
2.	Características superficiales de los RCs y RAs en la región de la CL y del Oeste del GOM.	41

Capítulo 1. Introducción

1.1. Generalidades del Golfo de México

El Golfo de México (GOM) está situado en la zona subtropical entre las latitudes de 18 y 30°N y las longitudes de 82 y 98°W. Es una amplia cuenca oceánica contenida entre los litorales de México, Estados Unidos, y Cuba; y se comunica con el Mar Caribe y el Océano Atlántico por el Canal de Yucatán y por el Estrecho de Florida, respectivamente (Fig. 1).



Figura 1: Mapa de Localización de nuestra Zona de estudio (Fuente: www.worldatlas.com/aatlas/infopage/gulfofmexico.htm)

Las aguas del GOM que limitan con el Mar Caribe por el Canal de Yucatán constituyen una de las áreas oceánicas con mayores recursos naturales como ecosistemas marinos con gran diversidad y productividad biológica (Sturges *et al.*, 2005), así como también con una intensa productividad de recursos petroleros, que representan uno de los pilares fundamentales de la

economía de México (Sturges *et al.*, 2005). Es por ello que resulta importante entender cómo explotar esos recursos de forma sustentable, mediante el estudio de la circulación en el GOM.

Esta circulación se ve forzada por el transporte asociado al flujo que entra a través del Canal de Yucatán ($\simeq 23 Sv$; $1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) y velocidades máximas de $1.5 - 1.8 m s^{-1}$ (Sheinbaum *et al.*, 2002) y que sale por el Estrecho de Florida. Por lo tanto, el balance de masa en el GOM está modulado, en la gran escala, por la variabilidad del transporte a través de las fronteras abiertas del mismo y dentro del GOM por los procesos de advección, intercambio, y mezcla por la dinámica regional de mesoescala. Las características más importantes de la circulación son:

1. La Corriente del Lazo (CL), es una de las corrientes más energéticas del GOM y del planeta (Vukovich, 1995) ya que supone una importante parte del ramal occidental del giro subtropical del Atlántico Norte; es la principal componente de la circulación en el Este del GOM y precursora de la circulación en el Oeste. La CL es una corriente cálida que fluye hacia el Norte a través del Canal de Yucatán (donde es denominada Corriente de Yucatán, CY), forma un meandro en el interior del GOM en dirección anticiclónica, y sale del GOM a través por el Estrecho de Florida (donde se denomina Corriente de Florida) en la parte este del Golfo, entre Cuba y Florida, para convertirse en la Corriente del Golfo que fluye a lo largo de la costa este del continente Norte-americano.
2. Remolinos coherentes de mesoescala que están presentes en el GOM durante todo el año. Los remolinos de mesoescala son estructuras casi circulares (Chaigneau *et al.*, 2008) que tienen un radio promedio de pocos kilómetros hasta ~ 300 km, y una extensión vertical que puede variar de decenas de metros hasta los 1000m (Oey *et al.*, 2005).

En general los remolinos de mesoescala pueden estar intensificados en la superficie, cerca de la termoclina, o cerca del fondo y pueden estar clasificados respecto a la variabilidad de sus perfiles de velocidad, i.e. pueden ser baroclínicos o barotrópicos, con perfiles verticales de velocidad inhomogéneos (intenso corte vertical) u homogéneos (débil o nulo corte vertical) respectivamente. Transportan grandes cantidades de calor, momento, así como trazadores biogeoquímicos, desde sus lugares de formación hasta regiones remotas, y contribuyen a la mezcla generalmente lenta de las masas de aguas

oceánicas (Carton, 2010). Como consecuencia, los remolinos mantienen en sus núcleos masas de agua con características similares de sus lugares de formación.

En el Hemisferio Norte, los remolinos ciclónicos (RCs) giran en el sentido anti-horario (flujo aproximadamente geostrófico asociado con anomalías negativas del nivel mar y desplazamiento de las isopicnas hacia la superficie); y los remolinos anticiclónicos (RAs) giran en el sentido horario (flujo geostrófico asociado con anomalías positivas del nivel mar y desplazamiento de las isopicnas hacia el fondo) (Fig. 2).

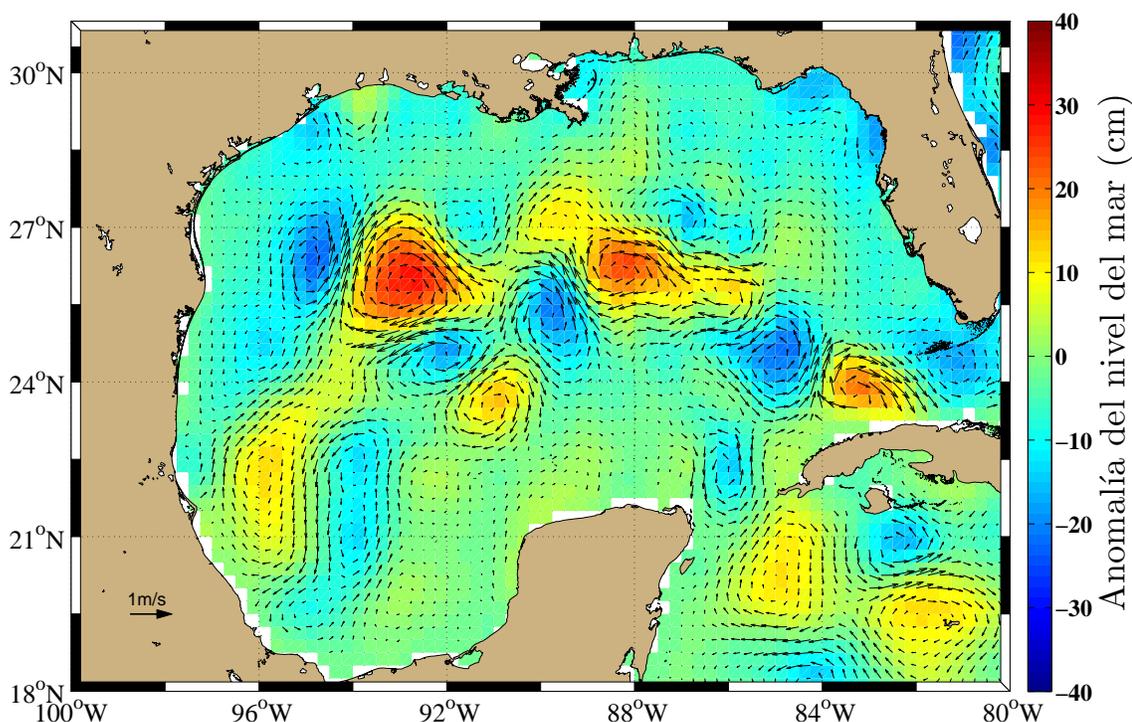


Figura 2: Mapa de la anomalía superficial del nivel de mar (cm, colores) y las corrientes geostróficas asociadas (flechas). Gran cantidad de RAs (colores cálidos/anomalías positivas) y RCs (colores fríos/anomalías negativas) de diferentes tamaños e intensidades son visibles en el GOM el día 14 de Febrero del 2008.

Los RAs, grandes e intensos, presentes en el GOM se desprenden aperiódicamente (8-17 meses (Leben, 2005) de la CL y se propagan hacia el Oeste debido a la curvatura de la tierra (efecto beta). Estos remolinos son estructuras cálidas de más de 100 km de radio con velocidades instantáneas superiores a los 1 m s^{-1} . Las causas del desprendimiento de RAs son diversas, y no fue observada hasta finales de 1969 (Cochrane, 1972), entre las que se destacan:

- a) La estrangulación de la CL debido a la presencia de remolinos ciclónicos formados

en las cercanías del estrecho de Florida (llamados remolinos tortuga, Fratantoni *et al.* 1998) y en el Canal de Yucatán (Oey *et al.* 2005; Fratantoni *et al.* 1998).

- b) Cambios en el flujo de momento de entrada a través del Canal de Yucatán (Pichevin y Nof 1997; Sturges *et al.* 2010).
- c) Cambios en el flujo de vorticidad a través del Canal de Yucatán (Candela *et al.*, 2002).

Estos RAs cálidos desprendidos de la CL se han observado recurrentemente en imágenes satélite de temperatura superficial y de altimetría (Maul y Vukovich, 1993), y se pueden identificar por contener Agua Subsuperficial Subtropical del Caribe (SUW, por sus siglas en inglés) en su núcleo ($S > 36.5$ ppm a $T = 22.5$ °C) que se distingue claramente de las aguas comunes del GOM ($S \in [36.3 - 36.4]$ ppm a $T = 22.5$ °C, (Maul y Vukovich, 1993)).

A partir de las imágenes satélite se han podido describir algunas de las características de los RAs; (i) radios de 100 – 200 km, (ii) velocidades instantáneas de $[1.8 - 2]$ m s⁻¹, y (iii) velocidad de traslación hacia el Oeste de $\sim [2 - 5]$ km día⁻¹ (Nowlin 1972; Elliott 1982; Vukovich y Crissman 1986; Cooper *et al.* 1990; Forristall *et al.* 1992). Sin embargo, solamente existen algunos estudios en literatura que describen las características verticales de estos RAs (ver sección 1.2).

A medida que los RAs se desplazan hacia el Oeste, interactúan con otros remolinos, y se disipan eventualmente en el interior del GOM por interacción remolino-remolino o remolino-plataforma continental, teniendo un tiempo de vida que varía de meses a un año. Climatológicamente (Hamilton *et al.* 1999, Vukovich 2007), los RAs cálidos tienen tres trayectorias preferentes (Fig. 3):

- a) Trayectoria Norte (24 %),
- b) Trayectoria central (62 %),
- c) Trayectoria Sur (14 %).

La más frecuente es la trayectoria central que está acotada aproximadamente entre las latitudes 24 °C y 25 °N.

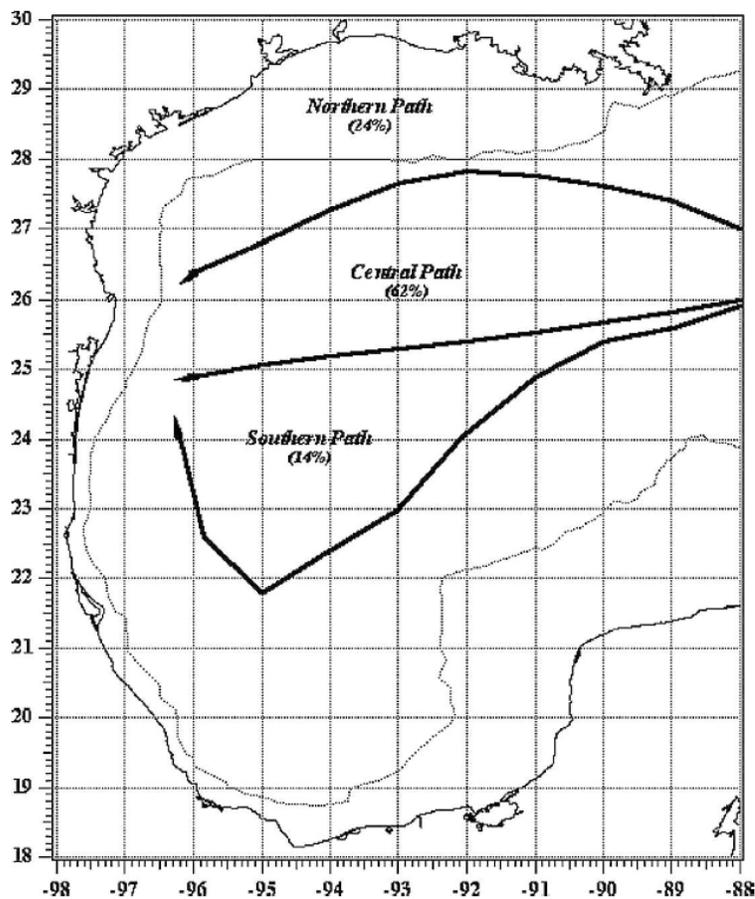


Figura 3: Trayectorias preferentes de los RAs a partir de datos de altimetría entre los años 1976-2003 (Fuente: Vukovich (2007)).

Es por ello que se puede suponer que la circulación en el Oeste del GOM está dominada por turbulencia de mesoescala (i.e., RAs y RCs), la cual tiene un efecto determinante sobre la hidrodinámica y biogeoquímica del GOM. Puede afectar al ecosistema marino en su conjunto desde niveles tróficos inferiores (fitoplancton, zooplancton, etc.) a niveles tróficos superiores (peces, mamíferos marinos, etc.) (Bakun 2006, Domokos *et al.* 2007; Cotté *et al.* 2011), a los balances de calor y sal (e.g., Elliott 1982), y a la circulación regional del Oeste del GOM.

Los RCs, frecuentemente llamados remolinos frontales de la CL, se forman localmente por diversos mecanismos. Por ejemplo, Hurlburt (1986) atribuye su formación a inestabilidades baroclínicas de la CY generadas cerca del banco de Campeche o plataforma de Yucatán. Chérubin *et al.* (2006) muestra en simulaciones numéricas en plano β que los RCs son gene-

rados por interacción los RAs del lazo y la topografía de la plataforma de Campeche. Merino (1997) menciona la formación de RCs al Norte del Cabo Catoche por el movimiento de las aguas de afloramiento de Yucatán (YUW, por sus siglas en inglés), localizada por debajo de la SUW, hacia el Oeste a través de la plataforma de Yucatán.

Así mismo, se cree que estos RCs pueden generarse por efectos remotos, específicamente, la interacción de ondas atrapadas en la costa y la CY (comunicación personal de Jouanno, J.). Finalmente, análisis preliminares de la interacción de la CY con el cañón submarino de Yucatán (o muesca) sugieren la formación de remolinos ciclónicos de tamaño pequeño que se propagan hacia el Norte a lo largo de la periferia de la CL (comunicación personal de Pallàs-Sanz, E.).

Las masas de agua características del GOM y que están presentes en los RAs son las masas de agua que entran a través del Canal de Yucatán y se modifican a medida que viajan al Oeste por mezcla con las aguas circundantes del Golfo (ver, por ejemplo, Morrison y Nowlin 1982; Nowlin *et al.* 2001). Las masas de aguas presentes en el GOM son:

- El agua común del GOM (*Gulf Common Water*, GCW) ocupa los primeros ~ 150 m de la columna de agua y es caracterizada por un rango de salinidad de $[36.3 - 36.4]$ ppm y una temperatura de 22.5°C (Vidal *et al.*, 1994). La GCM está formada por aguas resultantes de la mezcla vertical, entre las aguas de la capa de mezcla y las aguas de la termoclina estacional, generada por el esfuerzo de los vientos *Nortes* (Vidal *et al.* 1994 y referencias en el interior). La GCW en la plataforma continental del Oeste del GOM es enfriada por aguas costeras que han sido afectadas por los *Nortes* con lo que en esa región la temperatura característica del núcleo de la GCW toma valores de 21°C (Vidal *et al.*, 1994).
- El agua Subtropical subsuperficial (*Subtropical Underwater*, SUW) o Agua Subtropical (*Subtropical Water*, STW) se sitúa justo por debajo de la GCW y posee una salinidad > 36.5 ppm, temperatura promedio de 22.5°C , y densidad promedio 25.75 mg cm^{-3} (Vidal *et al.*, 1994). La SUW está formada por aguas de la termoclina principal y se caracteriza por el máximo de salinidad (Fig. 4).
- El agua de los 18° del Mar de los Sargazos (18° *Sargazos Sea water*, 18°SSW) está por

debajo de la SUW entre [200 – 400] m (Kinard *et al.*, 1974), y está caracterizada por un máximo de oxígeno de $\sim 3.4 \text{ ml L}^{-1}$, $S \simeq 36.3 \text{ ppm}$, y $T \simeq 17.6 \text{ }^\circ\text{C}$.

- El agua Central del Atlántico Tropical (*Tropical Atlantic Central Water*, TACW) tiene una salinidad promedio de 35.25 ppm, temperatura promedio de $10 \text{ }^\circ\text{C}$, y densidad de $\sim 27.15 \text{ mg cm}^{-3}$ (e.g., Morrison y Nowlin 1982).
- El Agua Intermedia Antártica (*Antartic Intermediate Water*, AAIW) se localiza a [700–850] m de profundidad, y se caracteriza por un rango de salinidad de [34.88–34.91] ppm, temperaturas entre $[5.9 - 6.4] \text{ }^\circ\text{C}$, y densidad de $[27.40 - 27.50] \text{ mg cm}^{-3}$.
- El Agua profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW) se caracteriza por una salinidad de $\sim 34.974 \text{ ppm}$, temperatura promedio de $\sim 4.36 \text{ }^\circ\text{C}$, y densidad promedio $\sim 27.75 \text{ mg cm}^{-3}$ (Vidal *et al.*, 1994).

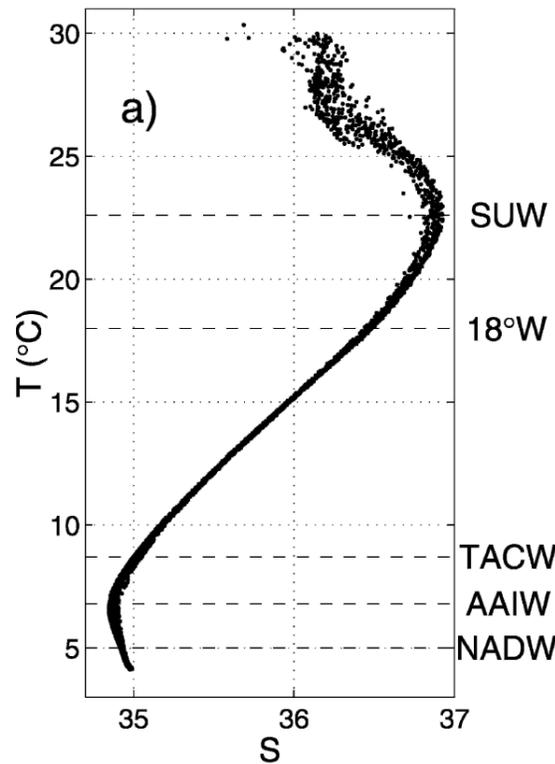


Figura 4: (a) Diagrama T-S en el Canal de Yucatán. Identificación de las masas de agua presente en el Canal de Yucatán (Modificado de Rivas *et al.* (2005)).

En la Fig. 4 se indican las características de temperatura y salinidad de las diferentes masas de agua presentes en la CY. Los RAs de mesoescala transportan y mezclan las masas

de agua expuestas anteriormente desde su lugar de formación (la CL) hacia su región de disipación (plataforma Oeste del GOM) dependiendo de su tamaño. Cabe recalcar que los RAs son estructuras más profundas que los RCs y, por lo tanto, pueden transportar diferentes masas de agua.

Otra característica de los RAs y RCs es que inducen velocidades verticales de mesoescala (w), que aunque son muy pequeñas comparadas con las velocidades horizontales ($\mathcal{O}(w) \simeq 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$; e.g., Pallàs-Sanz y Viúdez 2005, Klein y Lapeyre 2009), éstas son importantes ya que inducen flujos verticales que temperatura y salinidad. Existen diferentes mecanismos que generan velocidad vertical en el océano; ejemplos de éstos es la interacción entre el viento y remolinos de mesoescala (Martin y Richards, 2001), bombeo por remolinos (*Eddy pumping*, McNeil *et al.* 1999), deformación en estructuras de mesoescala, la advección de vorticidad (i.e., forzamiento de la ecuación omega, Hoskins *et al.* 1978), etc.

1.2. Justificación

Como se dijo anteriormente, las estructuras de mesoescala del GOM juegan un papel muy importante en el transporte de propiedades físicas y biogeoquímicas, así como en el balance de calor y sal. Algunas características horizontales de los RAs y RCs (velocidad de rotación y traslación, dimensiones horizontales, trayectorias preferenciales, decaimiento, etc.) han sido extensamente estudiadas con datos de altimetría y temperatura superficial satelital (Nowlin 1972; Elliott 1982; Vukovich y Crissman 1986; Leben y Bom 1993; Leben 2005; Vukovich 2007) y con boyas Lagrangianas superficiales (e.g., Forristall *et al.* 1992; Hamilton *et al.* 1999; Hamilton 2007).

Sin embargo, existe una escasez de información respecto a sus características verticales (extensión vertical, estructura termohalina, estructura cinemática, etc.). Pocos autores han realizado estudios de la estructura vertical. Elliott (1982) con datos insitu encuentra extensiones verticales de [800 – 1000] m y grandes cantidades de calor y sal almacenados en el núcleo de estos remolinos. Vidal *et al.* (1994) describe las características termohalinas en el interior de RAs que colisionan con la plataforma Oeste del GOM a partir de perfiles verticales de temperatura y salinidad.

Diversos autores han logrado caracterizar la estructura vertical de remolinos de mesoescala en distintas partes del mundo, con base en la altimetría satelital y datos insitu de flotadores ARGO, y modelos numéricos. Por ejemplo, Chaigneau *et al.* (2011) caracterizan la estructura vertical de RAs y RCs típicos (climatológicos) en el sistema de la corriente de Perú-Chile, a partir de datos de altimetría satelital y de flotadores ARGO. Del mismo modo, Liu *et al.* (2012) y Yang *et al.* (2013) caracterizaron para la zona del Noroeste del Pacífico la estructura vertical de los RAs y RCs con las misma combinación de datos que Chaigneau *et al.* (2011). Estos tres autores lograron exitosamente la caracterización vertical con base en datos insitu.

Para ilustrar algunos de los resultados de Chaigneau *et al.* (2011), se muestra la Fig. 5, en la cual se observa la reconstrucción de la estructura vertical para la anomalía de T , S , y velocidad meridional. Se observa que los RAs están intensificados sub-superficialmente y, contrariamente, los RCs están intensificados superficialmente.

Con base en modelos numéricos, Kurian *et al.* (2011) caracterizan la estructura vertical para el Sistema de Corrientes de California; y del mismo modo, Colas *et al.* (2011) para el Sistema de Corrientes de Perú-Chile. Aparentemente, hasta el momento sólo hay un trabajo que reporta la caracterización de la estructura vertical de RAs y RCs con datos insitu de anclajes instalados en el Sur-Oeste de Taiwan (Zhang *et al.*, 2013).

Siguiendo la metodología descrita en Chaigneau *et al.* (2011), se plantea que es posible reconstruir la estructura vertical de los RAs y RCs ubicuos en el GOM, a partir de una combinación de datos Eulerianos (anclajes) y altimetría satelital. Como objetivos particulares se analizarán las diferencias más notables entre los remolinos ubicuos en las dos regiones de estudio.

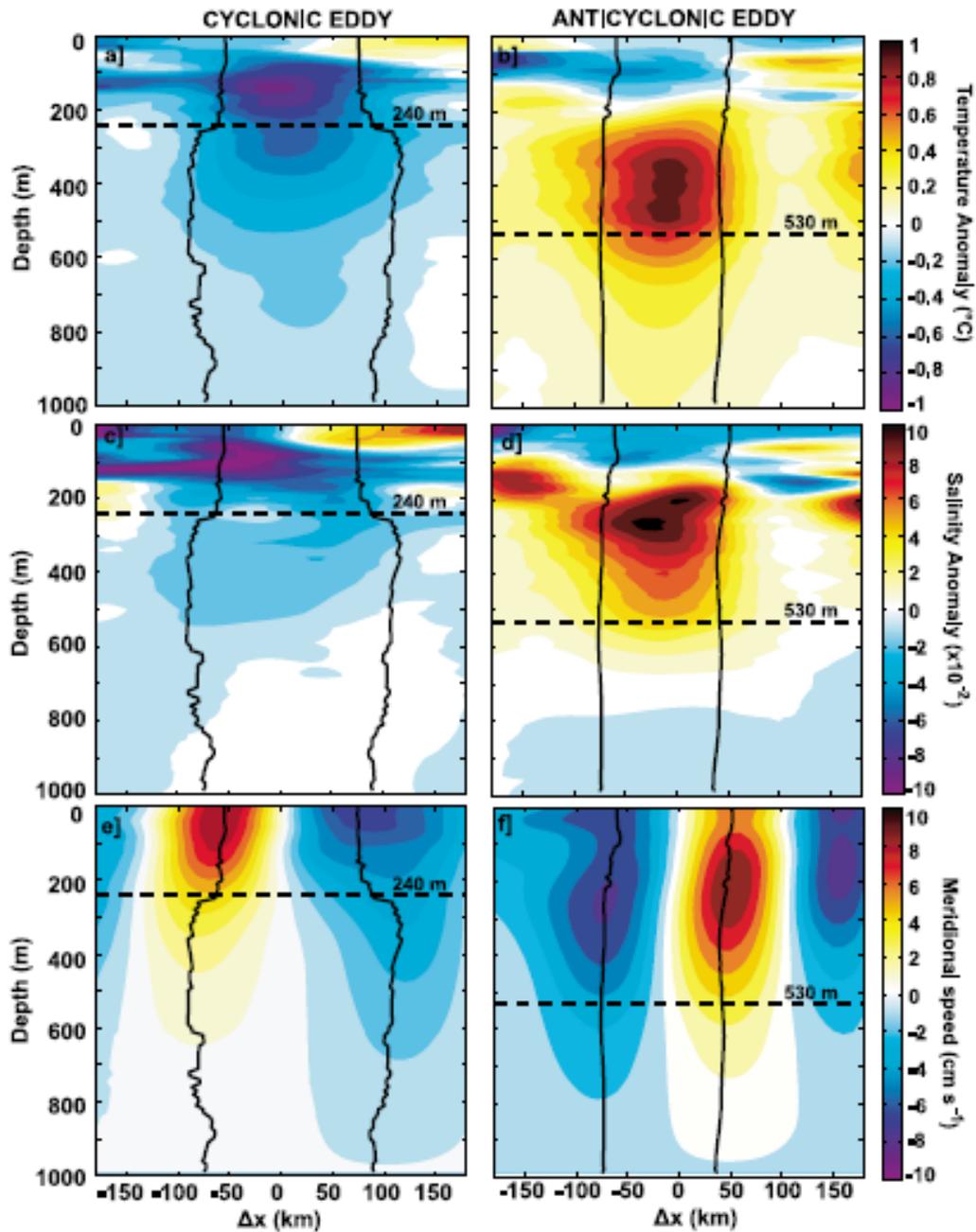


Figura 5: Sección vertical de las anomalías de temperatura, salinidad, y velocidad meridional en RCs y RAs típicos en el sistema de corrientes de Perú - Chile, con base en datos Lagrangianos (flotadores ARGO) y mapas de altimetría satelital (extraído de Chaigneau *et al.* (2011)).

Capítulo 2. Datos y Métodos

2.1. Datos

Para llevar a cabo este estudio, se utiliza información de sensores remotos (Altimetría y velocidad geostrófica superficial de AVISO), y datos insitu de los anclajes CANEK. En concreto:

1. Los datos de anomalías del nivel del mar (SLA) proceden del producto altimétrico AVISO (www.aviso.oceanobs.com) que consiste en la combinación de los datos de altimétricos de varios satélites (Topex/Poseidon, ERS-1/2, Jason-1, Envisat, etc.). Los datos de SLA obtenidos de <http://www.aviso.oceanobs.com> tienen una resolución espacial de $1/4^\circ$ y una resolución temporal de 7 días (Le Traon *et al.*, 1998). Para obtener mapas de SLA diarios se hizo una interpolación lineal en el tiempo.
2. La segunda base de datos utilizada, y la más importante, la constituyen los anclajes CANEK instalados durante los años 2007-2012 como parte del proyecto de *Medición y Análisis Metoceánico del Golfo de México, etapa 2009-2013*, los cuales están equipados con correntímetros acústicos Doppler, sensores de temperatura, y ocasionales sensores de salinidad. La extensión vertical de los anclajes varía desde los ~ 100 m (aguas de la plataforma continental) hasta los ~ 3500 m (aguas profundas), y están instalados siguiendo las líneas batimétricas de ~ 130 , 500, 2000 y 3500 m, tal como se muestra en la Fig. 6.

A modo de ejemplo, en la Fig. 7 se muestra la configuración del anclaje profundo Campeche 2000 (CAM2000). Para este anclaje se instalaron: 4 *perfiladores acústicos* (ADCP):

- WH300: Perfilador acústico, ADCP Teledyne RDI Work Horse Sentinel 300, frecuencia acústica 300 KHz, se encuentra a ~ 206 m mirando hacia arriba. El rango

vertical de muestreo es de $[1 - 154]$ m, el tamaño de celda vertical es de 8 m, la resolución de la velocidad de 0.1 cm s^{-1} , y la precisión de la velocidad de $\pm 0.5 \text{ cm s}^{-1}$.

- LR75: Perfilador Acústico, ADCP Teledyne RDI Work Horse Long Ranger, frecuencia acústica 75 KHz, a ~ 206 m mirando hacia abajo. El rango vertical de muestreo es de 600 m, el tamaño de celda vertical de 16 m, la resolución de la velocidad de 1 mm s^{-1} , y la precisión de la velocidad de $\pm 5 \text{ mm s}^{-1}$.
- LR75: Perfilador Acústico, ADCP Teledyne RDI Work Horse Long Ranger, frecuencia acústica 75 KHz, a ~ 813 m mirando hacia abajo. Tiene las mismas características que el apartado anterior.
- WH600: Perfilador Acústico, ADCP Teledyne RDI Work Horse Sentinel 600, frecuencia acústica 600 KHz, a ~ 2078 m mirando hacia abajo. El rango vertical de muestreo es de $[1 - 154]$ m, el tamaño de celda vertical de 4 m, la resolución de la velocidad de 0.1 cm s^{-1} , y la precisión de la velocidad de $\pm 0.3 \text{ cm s}^{-1}$.

Todos los ADCP mencionados tienen sensores estándar de temperatura (rango -5°C a 45°C , precisión $\pm 0.4^\circ\text{C}$, resolución 0.01°C). Los LR75 tienen sensores de presión (rango máximo 2000 m, precisión 0.25 % de rango escala total).

Además se instalaron 5 *MicroCAT*:

- SBE37: Sensor de Temperatura, Conductividad y Presión (opcional), Sea Bird Electronics SBE-37 Microcat, a ~ 206 m, ~ 259 m, ~ 511 m, ~ 813 m, y ~ 2091 m; las mediciones de conductividad: rango de 0 a 7 S/m; precisión ± 0.0003 S/m; resolución 0.00001 S/m, temperatura: rango de -5°C a 45°C ; precisión $\pm 0.002^\circ\text{C}$; resolución 0.0001°C ; y presión: rango profundidades 20/100/350/ 600/1000/2000/3500/7000 m; precisión ± 0.1 % de rango escala total; resolución 0.002 % rango escala total.

Y 3 correntímetros puntuales:

- A2L y A6L: Correntímetro puntual acústico, Nortek Aquadopp, a ~ 1322 m y ~ 1524 m, su frecuencia acústica es de 2 MHz e intervalo de muestreo: 15 minutos, promedio de 100 segundos a 24 Hz.

- AASG: Corrientímetro puntual acústico, Aanderaa Seaguard, frecuencia acústica 2 MHz, instalado a $\sim 1875\text{m}$, intervalo de muestreo: 30 minutos, 150 pings.

Finalmente se instalaron los liberadores acústicos Teledyne Benthos 865A a $\sim 2092\text{m}$. Se cuenta con 23 anclajes distribuidos en el Oeste del GOM y aproximadamente una decena de anclajes en el sistema de la CL (Fig. 6).

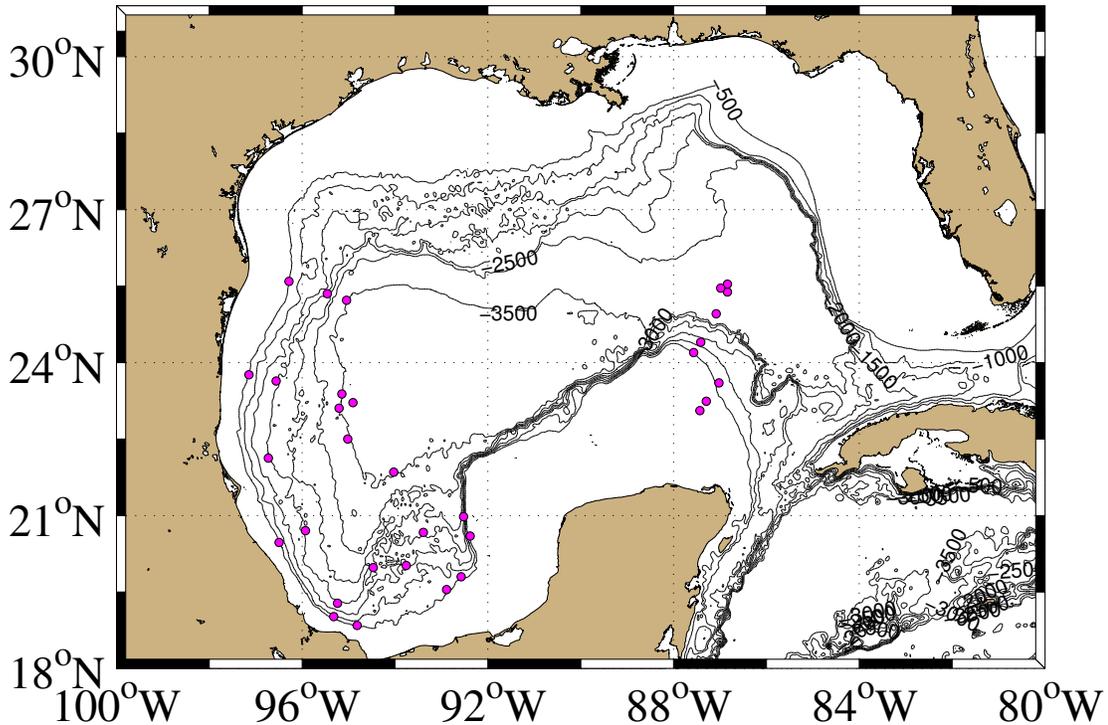


Figura 6: Mapa batimétrico del Golfo de México. La ubicación de los anclajes CANEK está indicada con puntos rosa oscuro.

2.1.1. Procesamiento de datos

Los datos de las diferentes variables, temperatura, salinidad, y velocidad horizontal, medidos por los anclajes fueron sometidos a diferentes procesos antes de ser utilizadas en la reconstrucción de los compuestos. El tratamiento de los datos fue el siguiente:

1. Las series temporales de cada instrumento son interpoladas horariamente. Previamente a la interpolación y para evitar *enmascaramiento* (aparición de frecuencias espurias),

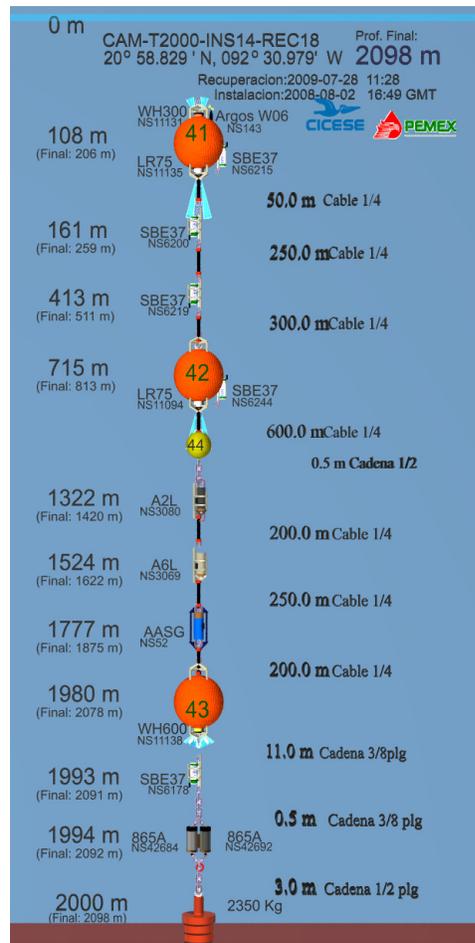


Figura 7: Configuración vertical del anclaje Campeche 2000 localizado en el Oeste del GOM.

se ha convolucionado la serie con un triángulo de Pascal cuyo número de coeficientes depende de la resolución temporal de la serie original.

2. Una vez interpoladas las series horariamente, se procedió a interpolarlas diariamente, para filtrar las altas frecuencias asociadas a procesos de pequeña escala que no son relevantes para este estudio.
3. El movimiento vertical del anclaje por corrientes ambientales es corregido a partir de los sensores de presión. La localización vertical de la medida es relocalizada con base en la presión e interpolada linealmente. Este método dió resultados similares al método de Hogg (1991). Como resultado de la corrección al movimiento de los anclajes, se perdieron datos del océano superior. Por ejemplo para la velocidad horizontal se perdieron los primeros ~ 70 m, y para la temperatura y salinidad los primeros ~ 160 m.

4. Se interpolaron verticalmente las series temporales cada 10 m para tener todas las variables medidas por los diferentes anclajes a las mismas profundidades. Es importante mencionar que las series de tiempo para anclajes profundos (2000 m y 3500 m) fueron recortadas hasta los 1000 m de profundidad. Una vez interpolados verticalmente, se pueden concatenar los 4 años de datos para cada anclaje y así obtener finalmente una matriz de $N \times M$, donde N es el tiempo para cada anclaje, y M las profundidades que existen.
5. Finalmente se eliminaron los valores extremos (*outliers*) de cada serie de tiempo de todos los anclajes. Una vez realizados estos pasos se obtienen matrices finales de temperatura, salinidad, y velocidad horizontal.

2.2. Metodología

La región de estudio abarca el rango de latitudes 18°N - 30°N y longitudes 80°W - 100°W (Fig. 2). A continuación se expondrá la metodología utilizada para la consecución de los objetivos de esta tesis.

2.2.1. Detección de remolinos

Para la identificación y seguimiento de los remolinos ubicuos en el GOM se ha utilizado el método descrito por Chaigneau *et al.* (2009). Para cada mapa diario de SLA se buscan, en ventanas de $1^\circ \times 1^\circ$, los máximos locales de SLA los cuales están asociados a los centros de RAs y los mínimos locales los cuales están asociados a los RCs. Para cada centro, el algoritmo busca contornos cerrados de SLA con un incremento de 0.1 cm. El contorno más externo cerrado asociado a cada centro de los RAs y RCs es considerado como el borde del remolino. La amplitud del remolino es el módulo de la diferencia entre el máximo de SLA en el interior del remolino y la SLA promediada a lo largo del borde. En este método sólo se consideran remolinos que tengan amplitudes superiores a 2 cm.

Para ilustrar el método de detección se muestra la Fig. 8, donde se identifican 9 remolinos anticiclónicos (contornos rojos) y 7 remolinos ciclónicos (contornos azules) en el interior del GOM. Este procedimiento de detección se realiza para cada mapa diario de SLA durante todo el periodo de estudio.

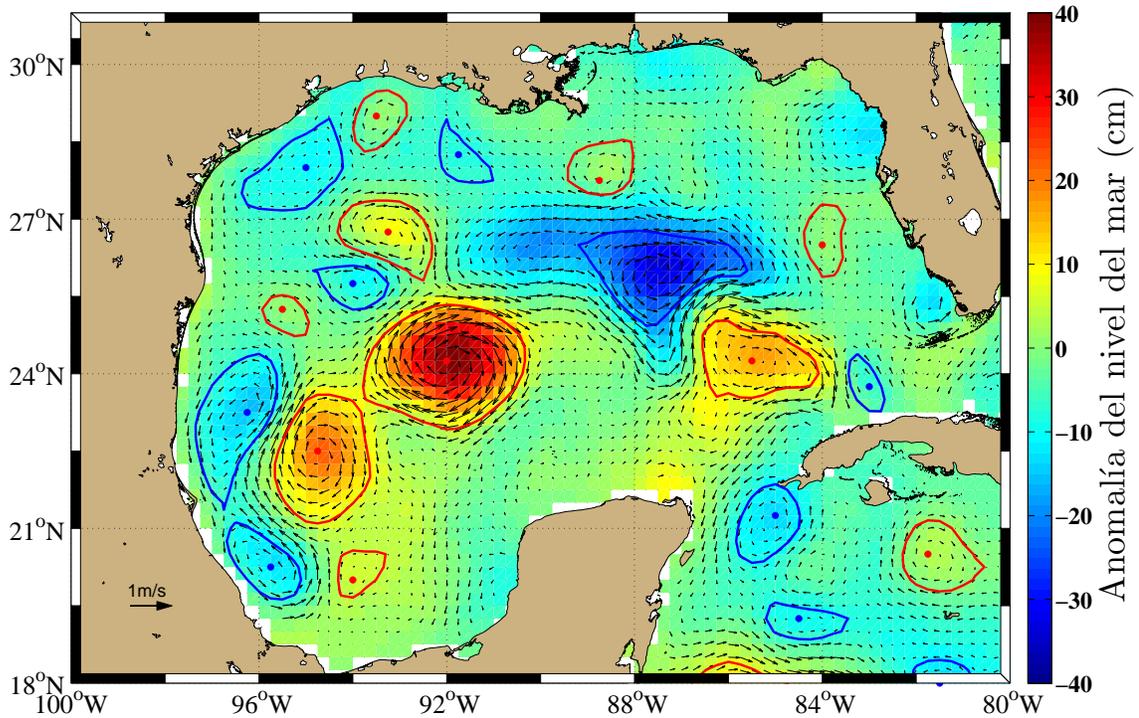


Figura 8: Identificación de RAs y RCs para el 14 de Enero del 2010. El mapa de color corresponde a la anomalía del nivel del mar (cm) y los vectores indican el campo de velocidad superficial (ms^{-1}) en balance con el gradiente horizontal de SLA. Los contornos rojos (azules) definen la periferia de los RAs (RCs) asociados a las anomalías máximas (puntos rojos) y mínimas (puntos azules) de la SLA.

2.2.2. Datos de anclajes

De los anclajes del grupo CANEK instalados en el GOM, se utilizaron 9 de la región del sistema de la CL y 23 del Oeste del GOM aproximadamente a lo largo de las isóbatas de 500 m, 2000 m, y 3500 m de profundidad (Fig. 6). De los anclajes se tienen observaciones de temperatura y salinidad con baja resolución y de la velocidad horizontal $\mathbf{u} = (u, v)$ (donde u, v son las componentes horizontales de la velocidad) con alta resolución (ver Fig. 7 y texto sección 2.1).

El periodo de medición de los instrumentos varía en cada anclaje y de anclaje en anclaje. El periodo total de estudio abarca desde noviembre del 2007 hasta noviembre del 2012.

En la Fig. 9 se muestra la evolución de la temperatura en función de la profundidad en el anclaje Arenque 3500 (ARE3500), el cual está ubicado en el Oeste del GOM. La mayor parte de la variabilidad en la temperatura está localizada en los primeros 400 m de profundidad

donde se observa el paso de RAs y RCs en forma de extensiones verticales cálidas y frías (representadas por puntos rojos y azules), respectivamente. Por otro lado, por debajo de ~ 800 m de profundidad la temperatura es más homogénea y la señal de los remolinos esta muy debilitada.

Una vez detectados los RAs y RCs para cada mapa diario (Fig. 8), se identifican los periodos en que los anclajes estuvieron dentro de RCs o dentro de RAs, i.e., anclajes contenidos dentro de la periferia de RCs o RAs. Para ilustrar esto, en la parte superior de la Fig. 9 se muestran los periodos de tiempo en los cuales los remolinos estuvieron en el interior de RAs (RCs) con puntos rojos (puntos azules). Los instantes sin puntos representan los periodos en los cuales los anclajes estuvieron en el exterior de remolinos.

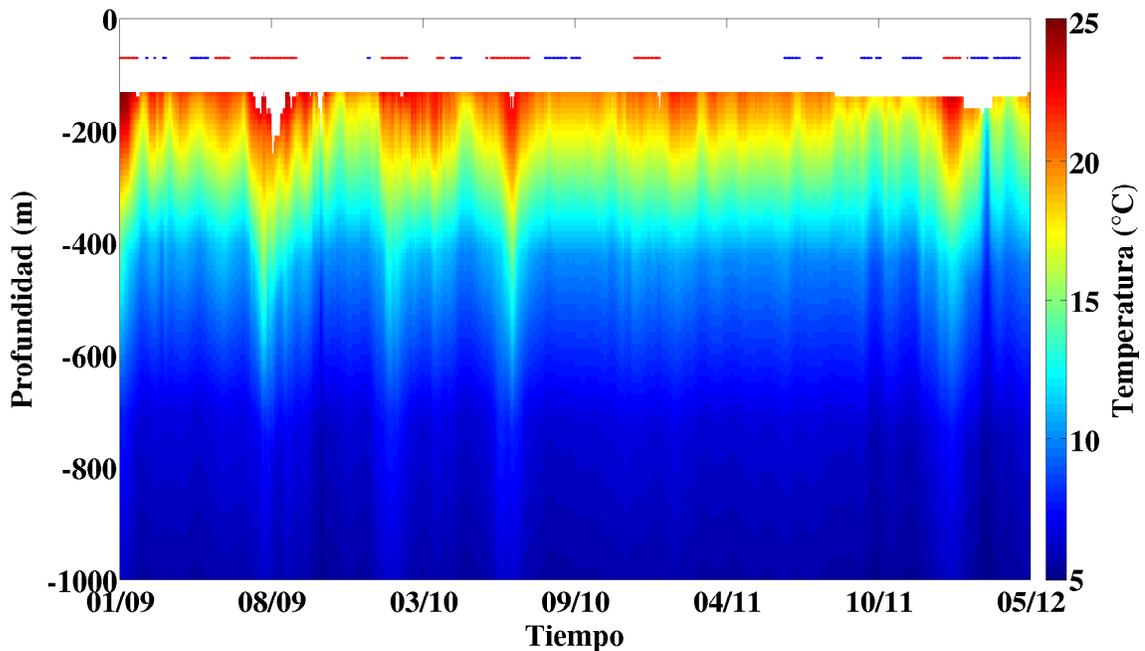


Figura 9: Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}C$) interpolada verticalmente y linealmente ($\Delta z = 10$ m) en función de la profundidad en el anclaje Arenque 3500 (ARE3500). La barra de colores representa el rango de temperatura observado y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs).

Otra forma de ilustrar lo mencionado anteriormente es mediante un mapa de la anomalía del nivel del mar con las posiciones de los anclajes (puntos rosa oscuro) y la periferia de los RAs (contornos rojos) y RCs (contornos azules) superpuestos para una fecha en particular (Fig. 10). Varios anclajes estan claramente en el interior de los RAs y RCs para ese día en

concreto. Finalmente, los perfiles verticales de T , S y la rapidez $|\mathbf{u}| = \sqrt{u^2 + v^2}$ de todos los anclajes que estuvieron dentro y fuera de los remolinos son almacenados para el cálculo posterior de anomalías (ver sección 2.2.3).

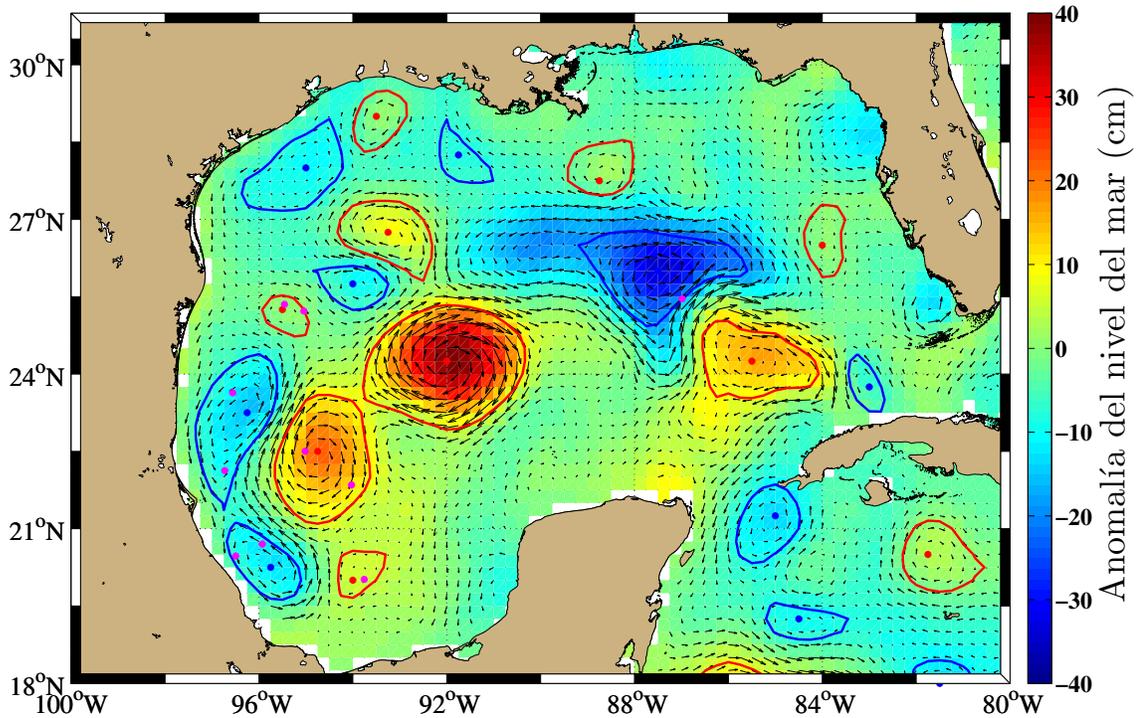


Figura 10: Distribución horizontal de la anomalía del nivel del mar del día 14 de Enero del 2010 en el GOM. Colores cálidos (fríos) indican anomalías positivas (negativas). Los vectores indican la velocidad superficial. Puntos rojos (azules) indican el centro de los RAs (RCs); puntos rosa oscuro indican las posiciones de los anclajes. Como se puede observar hay varios anclajes estan en el interior de remolinos.

2.2.3. Cálculo de anomalías

Para describir la estructura vertical de los RAs y RCs, se calculan las anomalías de las variables medidas en los anclajes. Por ejemplo, para cada anclaje las anomalías de T se calculan de la siguiente forma:

1. Se calcula el perfil vertical promedio de temperatura durante los periodos que el anclaje estuvo fuera de los remolinos ($\overline{T_{fuera}}$).
2. A cada perfil vertical de temperatura durante los periodos que el anclaje estuvo dentro de algún remolino, anticiclónico (T_{anti}) o ciclónico (T_{ciclo}), se le extrae el perfil promedio $\overline{T_{fuera}}$:

$$T'_{\text{anti}} = T_{\text{anti}} - \overline{T_{\text{fuera}}} \quad (1)$$

$$T'_{\text{ciclo}} = T_{\text{ciclo}} - \overline{T_{\text{fuera}}} \quad (2)$$

donde T'_{anti} es la anomalía vertical en el interior de un anticiclón y T'_{ciclo} es la anomalía vertical en el interior de un ciclón.

La evolución temporal de la anomalía de T en función de la profundidad para el anclaje ARE3500 se muestra en la Fig. 11. Se observa que durante el paso de RAs las anomalías de temperatura son positivas, y durante el paso de RCs las anomalías de temperatura son negativas, como era de esperarse; lo mismo sucede para las anomalías de salinidad positivas (negativas) durante el paso de RAs (RCs).

El mismo procesado se aplica para las demás variables y para todos los anclajes. De esta forma se obtienen series temporales las anomalías verticales de T , S , u , y v en el interior de los RAs y RCs que pasan por todos los anclajes.

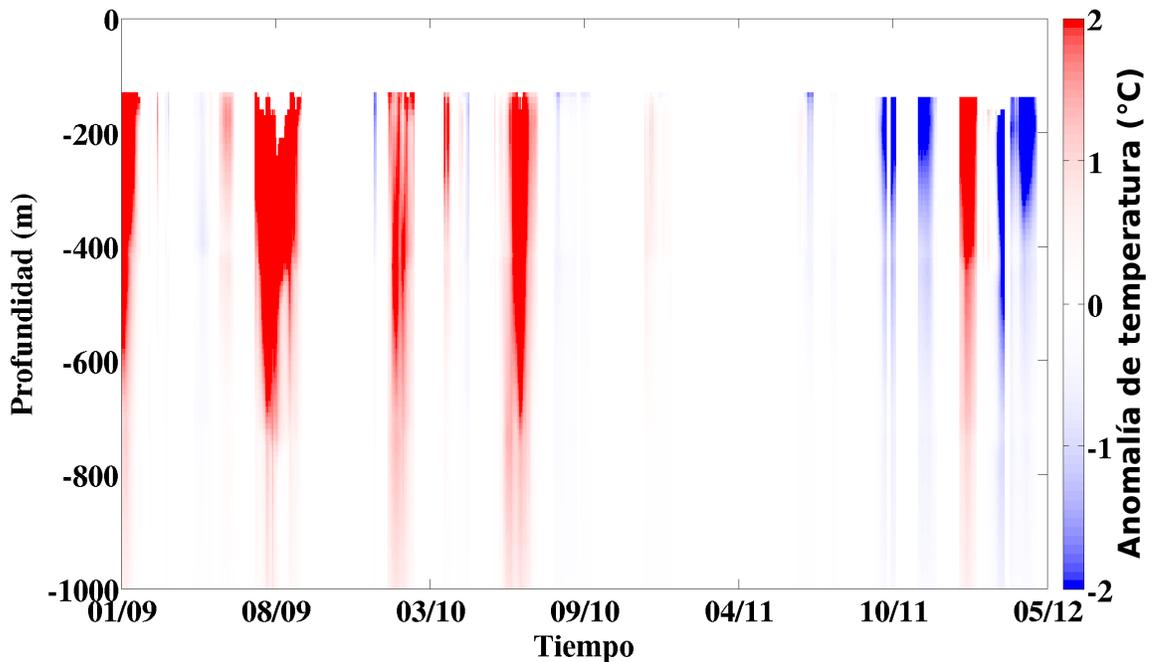


Figura 11: Evolución temporal de la anomalía de temperatura en función de la profundidad en el anclaje ARE3500. Colores rojos (azules) indican anomalías positivas (negativas) asociadas a RAs (RCs).

Las anomalías de T , S , u , y v se deben interpretar como la desviación de dichas variables respecto un estado promedio del océano para esa localización en concreto. El estado promedio debe representar un océano en ‘reposo’ (isopícnas planas) ya que para el cálculo del promedio se usan los perfiles verticales que estuvieron fuera de los remolinos. Por ejemplo, una estructura con anomalía positiva (negativa) de T indica la presencia de aguas con mayor (menor) temperatura que las aguas que la rodean. Anomalías cercanas a cero indican que las aguas son parecidas a las aguas que la rodean, es decir, el fin de la estructura anómala.

2.2.4. Posicionamiento del anclaje dentro de los remolinos

El siguiente paso es conocer el posicionamiento relativo de cada anclaje respecto al radio del remolino, es decir, la distancia del anclaje respecto al centro dB (distancia entre el punto rosa oscuro y el rojo en la Fig. 12) se normaliza respecto al radio del remolino dA (distancia entre el punto rojo y la periferia en Fig. 12):

$$r = dB/dA \quad (3)$$

Una distancia normalizada de 1 significa que el anclaje está en la periferia del remolino, mientras que una distancia de 0 indica que el anclaje está en el centro.

Así mismo, se calcula el ángulo (en sentido horario) de la dirección radial que pasa por el anclaje y el centro del remolino respecto al norte geográfico. El sistema de referencia es polar y está definido por una coordenada radial o distancia normalizada (r) y un ángulo polar (θ).

De esta forma, cada posición del anclaje dentro de un remolino se considera como una estación de observación. Aplicando esta metodología a todos los anclajes disponibles durante todo el periodo de estudio, se obtiene un conjunto de perfiles verticales de las variables distribuidos irregularmente en el interior de un RA y RC típico (característico) del GOM. Entonces, puede pensarse que el remolino es el que se mueve sobre las estaciones fijas (anclajes). Teniendo un número adecuado de anclajes y un número elevado de remolinos que pasan sobre dichos anclajes, se pueden obtener compuestos de los remolinos característicos del GOM. El cálculo del posicionamiento de los anclajes es necesario para conocer la estructura espacial (horizontal) de un remolino típico del GOM.

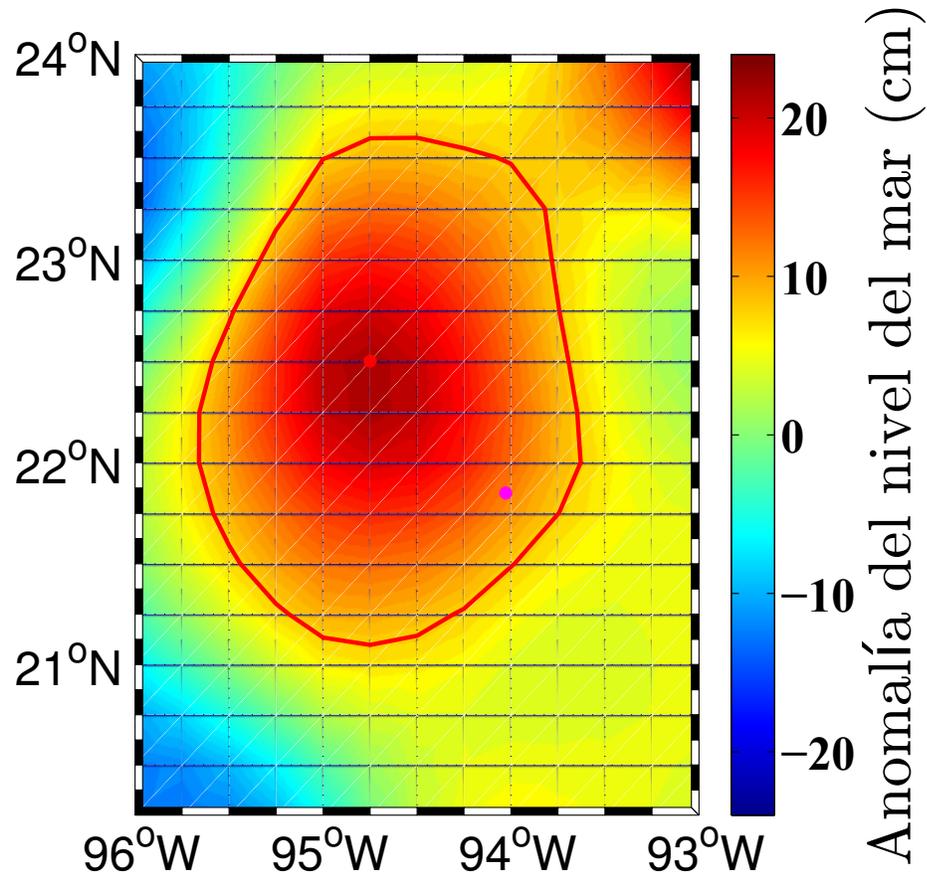


Figura 12: Acercamiento de un remolino anticiclónico del Oeste del GOM extraído de la Fig. 10. El mapa de colores indica la anomalía del nivel del mar (cm). El contorno rojo es la periferia del remolino, el punto rojo es el centro del remolino, y el rosa oscuro la posición del anclaje.

2.2.5. Interpolación objetiva

Con el fin de reconstruir un compuesto tridimensional (3D) de un remolino típico ciclónico y anticiclónico para las regiones de la CL y del Oeste del GOM, se interpolan los perfiles verticales distribuidos irregularmente en los RAs y RCs mediante un método de interpolación objetiva (Bretherton *et al.*, 1976) en una malla regular.

Un mapa objetivo se obtiene como una regresión múltiple (donde el error cuadrático medio es mínimo) de un conjunto de observaciones discretas. Se utiliza en oceanografía para obtener mapas continuos (mallas regulares) a partir de datos discretos usualmente distribuidos irregularmente en el espacio. Las variables representadas en el mapa objetivo pueden modificarse de una realización a otra, con lo que deben de considerarse las anomalías de las

variables (ϕ') en lugar de las variables en sí mismas. Se define un promedio, climatología, o candidato y extraerlo a cada variable para obtener anomalías. Este proceso de elección de la media es una parte delicada de la interpolación objetiva. En general, para el océano la media es desconocida ya que se tienen pocas realizaciones de muestreo típico. En esta tesis se ha utilizado el promedio de los perfiles que estuvieron fuera de los remolinos (ver sección 2.2.3).

Se trata de un método objetivo ya que supone el conocimiento previo de la estadística entre los datos, es decir, se debe de conocer la matriz de covarianza entre las observaciones r_{ss} (dato-dato), la matriz de covarianza entre las observaciones y los puntos de malla regular r_{gs} , así como el cociente ruido-sñal

$$\eta = \frac{\langle \delta^2 \rangle}{\phi'_g \phi'_g} \quad (4)$$

donde δ es el error instrumental y ϕ'_g es la anomalía interpolada en un punto de malla

$$\phi'_g = r_{gs}(r_{ss} + \eta I)^{-1} \phi' \quad (5)$$

y el error asociado al mapa interpolado es

$$\epsilon = 1 - r_{gs}(r_{ss} + \eta I)^{-1} r_{gs}^T \quad (6)$$

La metodología aplicada se puede resumir en los siguientes pasos:

1. Con base en el producto de SLA de AVISO se obtiene el centro y el borde de los RAs y RCs presentes en la zona de estudio (Fig. 8) a partir del método de detección de remolinos de Chaigneau *et al.* (2009).
2. Identificación de los perfiles verticales de T , S , u y v de los anclajes que estuvieron dentro de RAs y RCs, así como de los que estuvieron fuera. Para ello se combina el conocimiento de la posición de los anclajes, y la posición del centro y de la periferia de los remolinos. Se realiza el cálculo de las anomalías extrayendo a cada perfil instantáneo

el perfil promedio fuera de los remolinos (Eqs. 1 y 2; Fig. 9).

3. Cálculo de la coordenada radial normalizada (r) y del ángulo polar (θ) de cada uno de todos los anclajes que estuvieron dentro de RAs y RCs y durante todo el periodo considerado. De esta forma se obtiene un muestreo con resolución espacial adecuada para la reconstrucción 3D de un RA y un RC típico del GOM.
4. Interpolación objetiva en una malla regular para obtener un compuesto típico de un RA y RC para las zonas de la CL, y para el Oeste del GOM.

Capítulo 3. Resultados

3.1. Estaciones de muestreo totales para las dos regiones de estudio

Como se mencionó en la sección 2.2.4, se le llama estación a cada perfil vertical de las variables de estudio (T , S , u , y v) que estuvo dentro de RAs o RCs. Para la reconstrucción de los compuestos de un RC y RA, se agrupan todos los perfiles verticales de los anclajes (o estaciones) que estuvieron dentro de los remolinos, con la posición definida por su coordenada polar (r, θ) . Dicha reconstrucción se realizó para las dos regiones de estudio: El sistema de la CL donde se desprenden RAs cálidos que se propagan hacia el Oeste y el Oeste del GOM donde arriban dichos RAs y se generan nuevos localmente, siendo ambas regiones de generación de RCs.

Esta reconstrucción se realiza sobre un círculo unitario (de radio 1), donde $r = 0$ representa el centro del remolino y $r = 1$ la periferia del mismo. Dicho círculo es representativo de un remolino típico del GOM.

3.1.1. Estaciones en la región de la CL

Para la región de la CL se tienen 9 anclajes instalados (Fig. 6). La densidad total de estaciones que estuvieron dentro de un RA y RC para todo el periodo de estudio se muestra en la Fig. 13.

Se observa que para esta región el remolino ideal unitario no fue totalmente muestreado durante el periodo de estudio. Esto se debe en mayor parte al poco tiempo que los anclajes estuvieron muestreando (Tabla 1) y a la cantidad de anclajes instalados en la zona.

Las estaciones mostradas en la Fig. 13 son para las variables u y v , con un total de 1931 (1319) perfiles verticales para el RA (RC). En este caso los correntímetros de los 9 anclajes estuvieron en funcionamiento. En cambio, para las variables de T y S , el número de

estaciones obtenidas fue mucho menor (ver Fig. 14); para la T sólo 4 (9) anclajes estuvieron funcionando, con un total de 1703 (1076) perfiles verticales en el RA (RC); y para la S solo 3 (9) con 1348 (752) perfiles verticales en el RA (RC).

Debido a esta baja resolución en el muestreo para la reconstrucción de los compuestos de RAs y RCs, la interpolación objetiva 3D no dio buenos resultados y solamente se han obtenido compuestos bidimensionales (2D) o secciones verticales Este-Oeste que pasan por el origen.

Para obtener los compuestos 2D de un RA y RC en la región de la CL, se suponen las siguientes condiciones:

1. Todos los remolinos que contribuyen al compuesto tienen una estructura vertical similar. Para ello solamente se consideran remolinos cuyo radio es mayor de 40 km, excluyendo remolinos pequeños.
2. Los remolinos son isotrópicos, i.e. el cambio de temperatura (u otra propiedad) es independiente de la dirección azimutal (solo depende de la distancia al centro, i.e., del radio r).

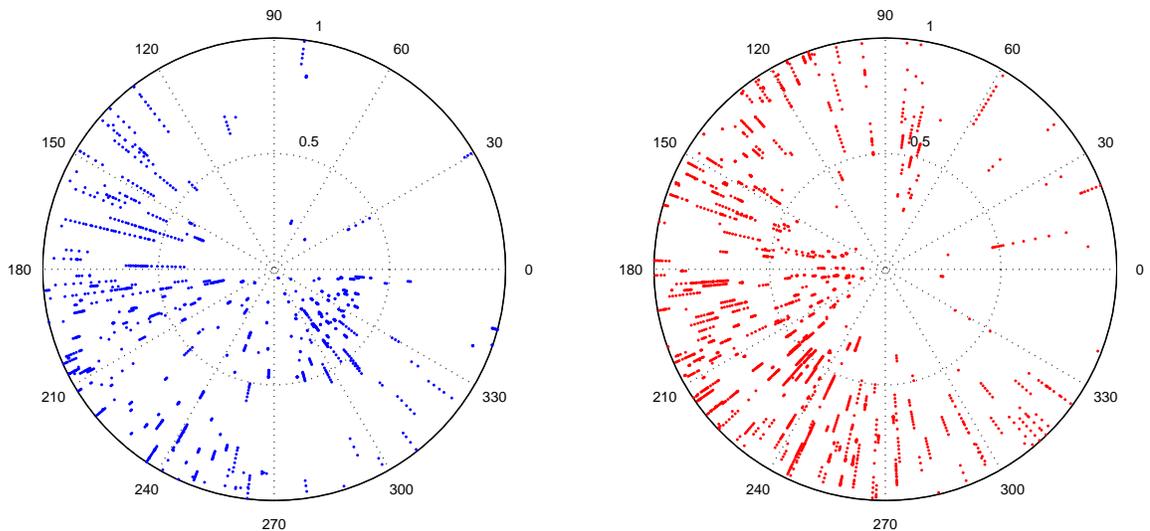


Figura 13: Número total de estaciones de muestreo para u y v en los RAs y RCs unitarios para la región de la CL durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA.

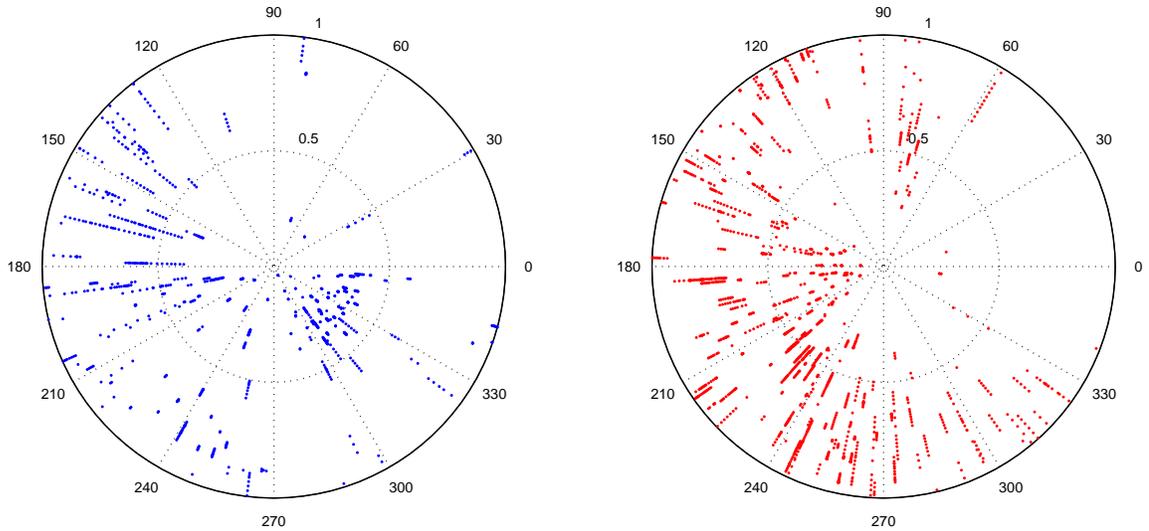


Figura 14: Número total de estaciones de muestreo para T y S en los RAs y RCs unitarios para la región de la CL durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA.

Al suponer que todos los remolinos tienen una estructura vertical similar, se pueden agrupar todos los perfiles verticales, independientemente del remolino al que pertenecen, para calcular un compuesto típico para RAs y RCs. Así mismo, al considerar los remolinos isotrópicos se pueden colapsar todos los perfiles verticales sobre una sección vertical que pasa por el origen $r = 0$, es decir, todas las estaciones son agrupadas de 0 a 1 independientemente de θ , recordando que $r = 0$ es el centro del remolino y $r = 1$ la periferia (Fig. 12).

3.1.2. Estaciones en la región del Oeste del GOM

En esta región se cuenta con 23 anclajes instalados (Fig. 6), los cuales estuvieron midiendo todas las variables durante los más de 4 años de estudio. El número total de estaciones de muestreo para todas las variables se indica en la Fig. 15. La resolución del muestreo fue muy elevada, se obtuvieron 4917 (5030) perfiles verticales para el RA (RC). Es por ello que en esta región sí fue posible la interpolación objetiva 3D, capa por capa, para la reconstrucción del compuesto.

Tabla 1: Tiempo de instalación de los 9 anclajes de la región de la CL y las variables medidas.

Región de la CL		
Anclajes (abreviación)	Tiempo de instalación	VARIABLES MUESTREADAS
PE31000	02/06/09 a 25/04/10	u y v
PE42000	02/06/09 a 25/04/10	u y v
PE53300	01/06/09 a 24/07/10	u y v
PN2500	05/02/08 a 14/04/10	u y v
PN31200	05/02/08 a 31/05/09	u , v y T
PN43300	01/06/09 a 13/04/10	u y v
HD13300	05/02/08 a 09/07/12	u , v , T y S
HD23300	31/07/08 a 11/04/10	u , v , T y S
HD33300	01/08/08 a 11/04/09	u , v , T y S

3.2. Compuestos verticales 2D de la región de la CL

Con las consideraciones de la sección 3.1.1, se calcularon los compuestos verticales de los RAs y RCs, donde la coordenada horizontal corresponde a la distancia normalizada r y la coordenada vertical a la profundidad. Para cada profundidad se interpolan objetivamente todas las estaciones colapsadas entre $r \in [0, 1]$. Debido a la suposición de isotropía, en las Figs. 16, 19, y 20 las secciones verticales ($r \in [0, 1]$) son representativas de cualquier dirección del remolino.

El compuesto vertical de la anomalía de temperatura para RAs y RCs se muestra en la Fig. 16. Los RAs tienen asociada una anomalía positiva (negativa) de T cuyo máximo (mínimo) de $+3^\circ\text{C}$ (-8.5°C) se localiza a $z \simeq -350$ m ($z \simeq -160$ m). Los resultados sugieren que los RCs y RAs de la región del sistema de la CL tienen mecanismos de formación diferentes, con los gradientes verticales de temperatura más intensos en los RCs que en los RAs. Cabe resaltar que la T' en el compuesto del RC está intensificada hacia superficie mientras que en el caso del RA, el núcleo de T' es subsuperficial.

Esta diferencia en las anomalías extremas de los RAs (RCs) está ligeramente subestimada (sobreestimada) porque el perfil vertical promedio utilizado para el cálculo de las anomalías está sesgado hacia aguas cálidas (ver Fig. 17b). Esto es debido a que el método de detección de la periferia de los remolinos tiene un error de precisión asociado a la resolución de los

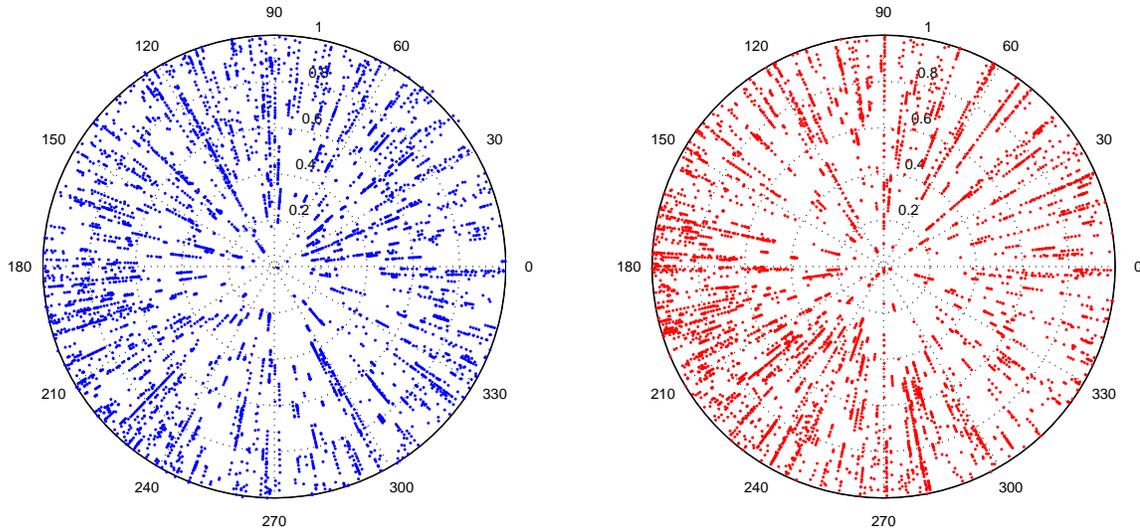


Figura 15: Número total de estaciones de muestreo para T , S , u , y v en los RAs y RCs unitarios para la región del Oeste del GOM durante todo el periodo de estudio. El panel izquierdo corresponde a las estaciones para el RC ideal; el panel derecho para el RA. Es importante mencionar que en la figura no se muestran todas las estaciones por terminos gráficos.

mapas de altimetría de AVISO ($\Delta x = \Delta y = 1/4^\circ$). Es decir, cerca de la periferia el método indica que el anclaje estuvo fuera del RA pero en realidad aún estaba en el interior, como se puede observar en la serie de temperatura medida por el anclaje HD13300 (Fig. 18). Nótese que existen momentos en los que método señala que el anclaje está fuera del RA (ausencia de puntos rojos o azules) y en cambio se observan aún aguas cálidas típicas de los RAs en el océano superior (rectángulos negros en la Fig. 18). Sin embargo, estas anomalías extremas sí son significativas como se puede ver en el rango de temperaturas característico de todos los perfiles verticales dentro de RCs ($\sim 7 - 8^\circ \text{C}$ a $z = -200 \text{m}$; Fig. 17a) y RAs ($\sim 5.2^\circ \text{C}$ a $z = -200 \text{m}$; Fig. 17b).

El compuesto vertical de la anomalía de salinidad para RAs y RCs se muestra en la Fig. 19. Debido a la baja resolución de los sensores de conductividad instalados en los anclajes de la región de la CL (uno $z \simeq -500 \text{m}$ y el siguiente a $z \simeq -1000 \text{m}$), las secciones verticales de los compuestos de S' únicamente se extienden hasta los 500 m de profundidad.

El núcleo de la anomalía de S del RC (RA) tiene un valor extremo de -1.1ppm (0.4ppm) y se localiza a $z \simeq -250 \text{m}$ ($z \simeq -450 \text{m}$) de profundidad. Los RCs (RAs) están caracterizados por contener aguas menos (más) salinas. La diferencia de los valores extremos se atribuye

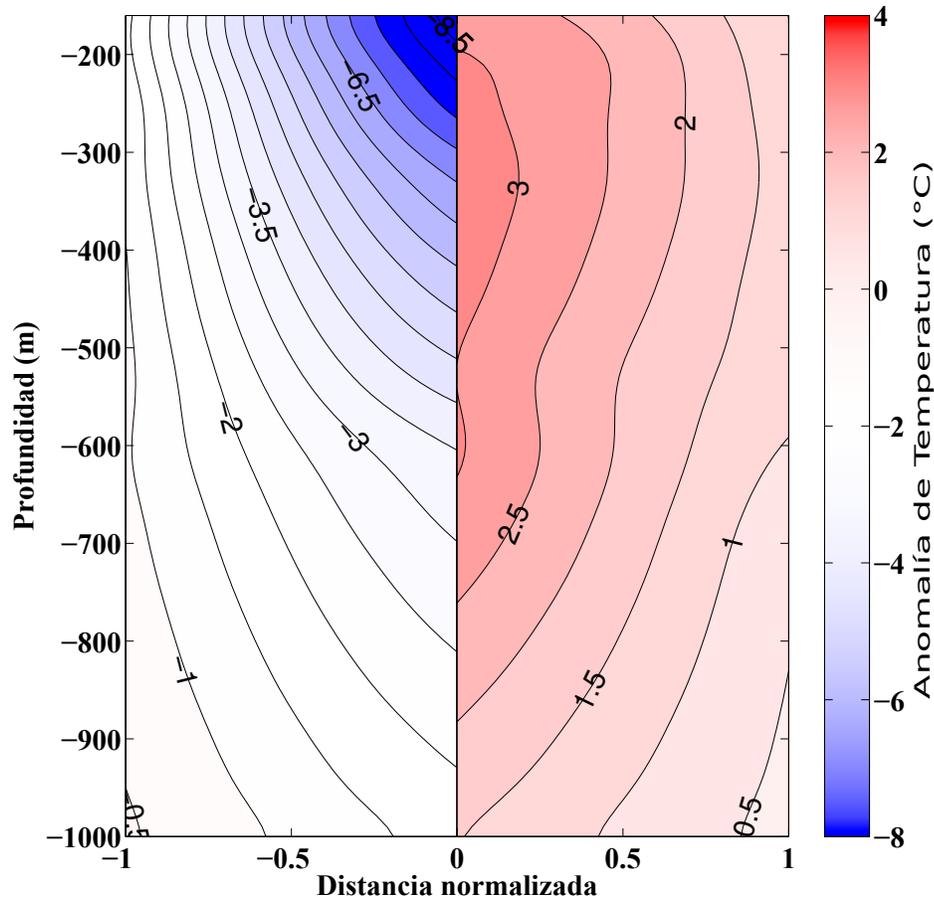


Figura 16: Compuestos verticales de la anomalía de temperatura (T') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).

de nuevo a que el perfil vertical de salinidad promedio está sesgado hacia altas salinidades características de aguas de los RAs (no mostrado). Estas diferencias en contenidos de sal sugieren que los remolinos en la región de la CL tienen diferentes mecanismos de formación.

El compuesto vertical de la anomalía de la rapidez $|\mathbf{u}'|$ se muestra en la Fig. 20. Una característica importante de los compuestos de $|\mathbf{u}'|$ son las intensas anomalías de $\sim [0.52 - 0.6] \text{ ms}^{-1}$ localizadas en los bordes de los remolinos ($r \simeq 1$) y cerca de la superficie. Al contrario que en las propiedades termohalinas, ambos compuestos de $|\mathbf{u}'|$ muestran que los remolinos, a las profundidades mostradas, son igualmente intensos en términos de energía cinética.

Estas altas velocidades de los compuestos reflejan sus mecanismos de generación. Como se mencionó en la introducción, los RAs se desprenden de la CL y por lo tanto mantienen

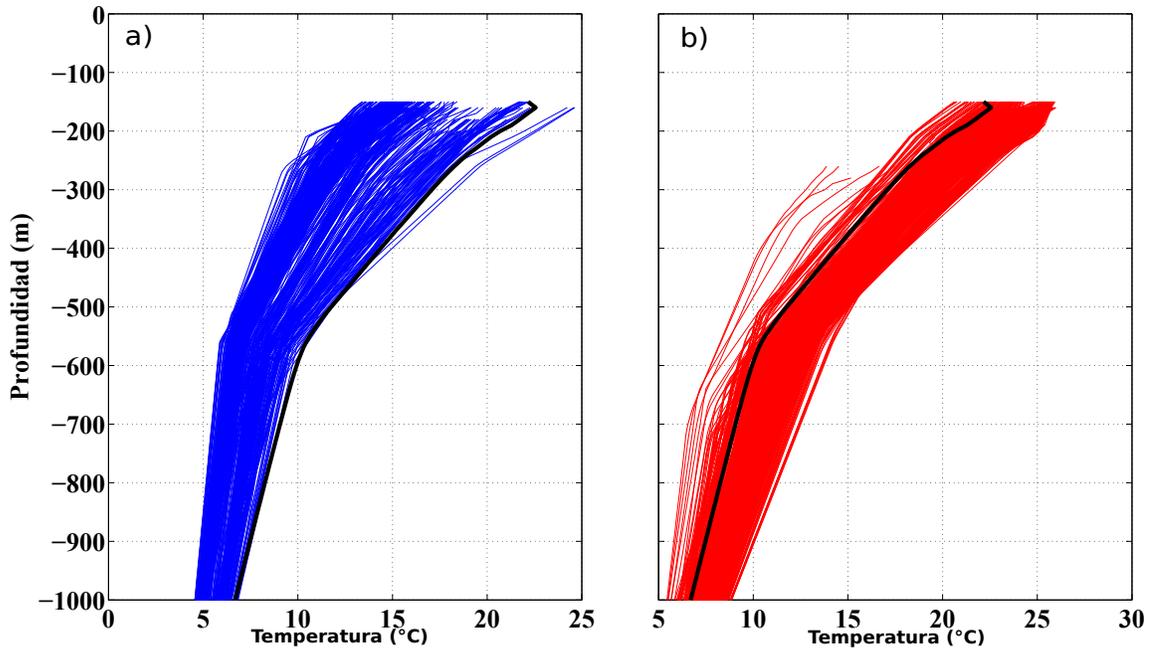


Figura 17: Perfiles verticales de la temperatura en el interior de RCs (a) y RAs (b) para todo el periodo de estudio medidos en el anclaje HD13300. La línea negra gruesa indica el perfil promedio utilizado para el cálculo de la anomalía de temperatura en HD13300.

velocidades altas al iniciar su propagación hacia el Oeste, mientras que los RCs se pueden formar por inestabilidad baroclínica generada por la interacción de la CL con la topografía de la región, y por ello también presentan velocidades similares a las de la CL. Sin embargo, los remolinos contienen características termohalinas diferentes entre sí porque se generan en zonas diferentes de la región de la CL: los RCs en la parte exterior de la CL a diferencia de los RAs. La rapidez de los compuestos es menor respecto a la rapidez de la CL ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$) debido a el proceso de suavizado intrínseco al cálculo de un compuesto (o “promedio”) así como a la falta de datos en los primeros 70 m, donde se espera que la rapidez sea máxima (específicamente en superficie $z = 0 \text{ m}$).

Los compuestos verticales de los RAs (Figs. 16, 19, y 20; paneles derechos) de la región de la CL representan a un remolino joven recién desprendido de la CL, cuando alcanzan el Oeste del GOM son remolinos maduros. Para el caso de los RCs no se puede hacer esta distinción. Los compuestos verticales de los RCs (Figs. 16, 19, y 20; paneles izquierdos) de la región de la CL tienen un tiempo de vida muy corto (de semanas) y son generados y disipados localmente en el sistema de la CL. En el caso de los RAs, las anomalías pueden ser transportadas por

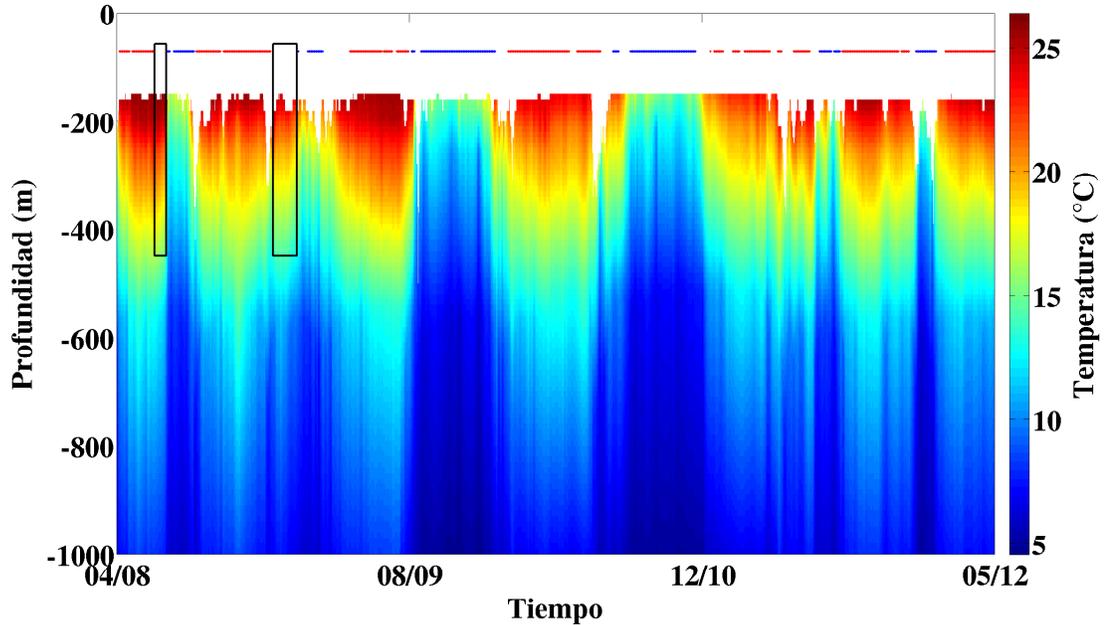


Figura 18: Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) interpolada verticalmente y linealmente ($\Delta z = 10\text{ m}$) en función de la profundidad en el anclaje HD13300 localizado en el sistema de la CL. La barra de colores representa el rango de temperatura observado y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs).

éstos hacia el Oeste del GOM, lo que podría afectar significativamente el balance de calor y sal en el GOM.

3.3. Compuesto 3D de la región del Oeste del GOM

Para esta región existe una alta resolución de estaciones de medida en todo el remolino de radio unitario (ver Fig. 15). Por ello no es necesario suponer isotropía y se puede realizar la interpolación objetiva en una malla regular 3D. Esta malla regular tiene una extensión horizontal de $L_x = L_y = 2r$ ($r \in [-1, 1]$) y una resolución horizontal de $\Delta x = \Delta y = 0.02$ ($n_x = n_y = 101$ puntos de malla). La interpolación objetiva se realiza por capas (resolución $\Delta z = 10\text{ m}$) desde el nivel más superficial disponible hasta los 800 – 1000 m de profundidad, dependiendo de la variable considerada. Las escalas de decorrelación horizontales son $l_x = l_y = 0.8$, el error ruido-senal es $\eta = 0.05$, y se ha supuesto que los datos covarían de forma Gaussiana. Como resultado final se obtiene una matriz 3D regular de las anomalías de T , S , u , y v .

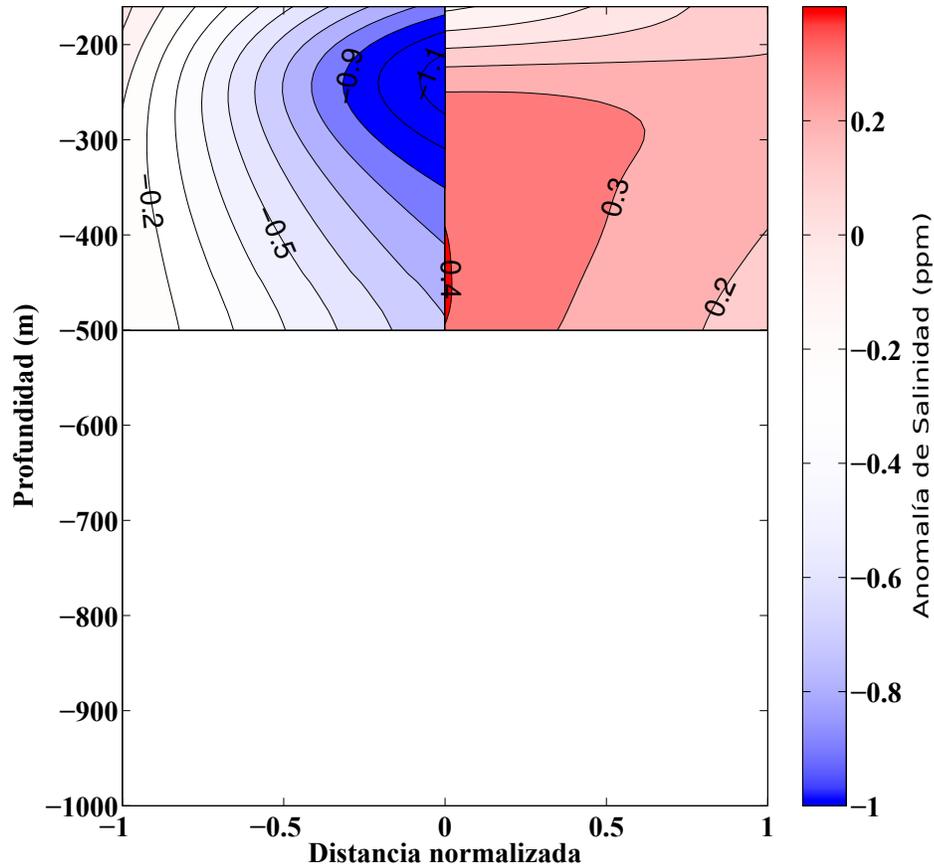


Figura 19: Compuestos verticales de la anomalía de salinidad (S') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).

A partir del método de detección se conocen los centros de los remolinos a cada instante y con ello podemos calcular las trayectorias de los RAs y RCs del Oeste del GOM (no mostrado). Los resultados indican que los RCs generados en las proximidades de la CL no llegan al Oeste del GOM y son disipados en pocas semanas. De esto se concluye que los RCs ubicuos en el Oeste del GOM son generados localmente y consecuentemente son remolinos jóvenes. Por el contrario, la trayectorias de los RAs sí muestran que se propagan desde el sistema de la CL hasta el Oeste del GOM, donde se consideran remolinos maduros y se disipan al interactuar con otros remolinos y con la plataforma continental. Estos RAs, como se dijo en la introducción, tienen tiempos de vida de varios meses. Entonces, para los RAs sí se puede hacer la diferencia entre remolinos jóvenes recién liberados de la CL y remolinos maduros que se disipan en la región del Oeste del GOM.

La Fig. 21 muestra las secciones verticales Este-Oeste ($r \in [-1, 1]$) del compuesto 3D de

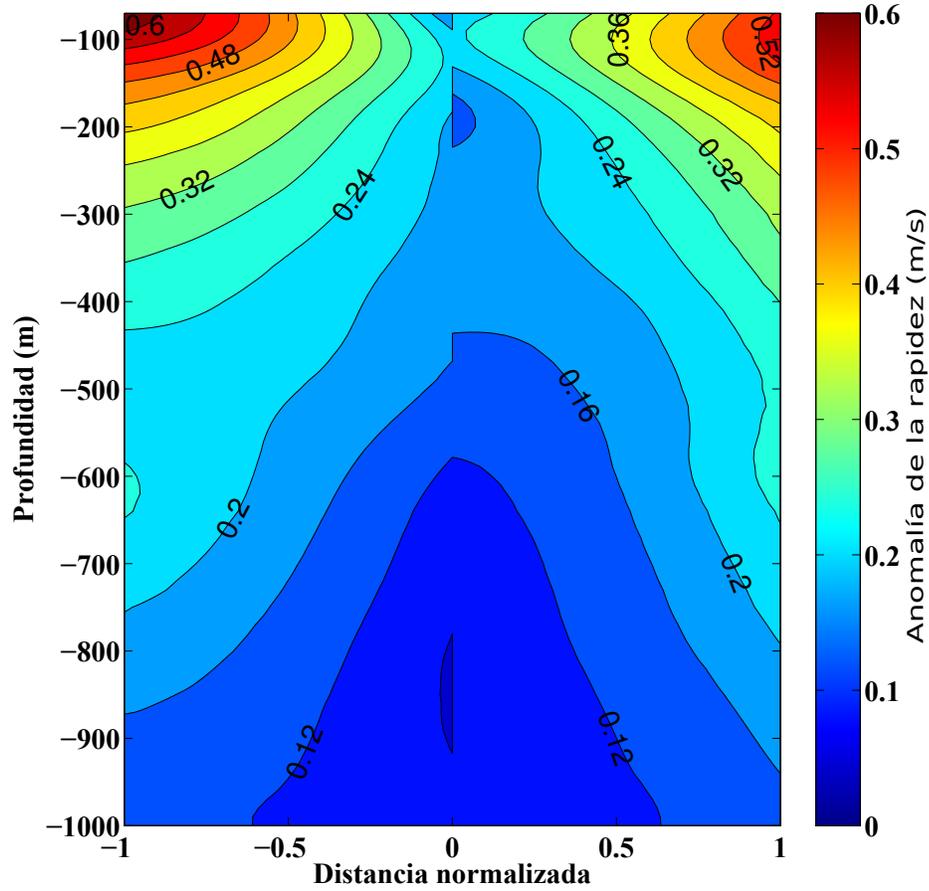


Figura 20: Compuestos verticales de la anomalía de la rapidez (u') en la región de la CL. Para $r < 0$ ($r > 0$) se muestra el compuesto del RC (RA).

la anomalía de T para la zona del Oeste del GOM. Los compuestos de T' son aproximadamente isotrópicos en la dirección Este-Oeste, con lo que la hipótesis de isotropía planteada en la sección 3.1.1 es adecuada. El máximo absoluto de T' en el RA (RC) es de $\sim +3^\circ\text{C}$ ($\sim -2.9^\circ\text{C}$) y está localizado a $z = -160\text{m}$ para ambos remolinos. El compuesto del RC muestra una disminución de T' con la profundidad más rápida (mayor gradiente vertical) que para el compuesto del RA, indicando que los RAs del Oeste del GOM son ligeramente más profundos que los RCs, aunque de igual intensidad de T' . Así mismo, de forma cualitativa, los compuestos indican que los RAs en la región del Oeste del GOM son más grandes (mayor radio) que los RCs. Este resultado será corroborado utilizando las estadísticas de los radios de los remolinos que contribuyen a los compuestos (sección 3.4). A diferencia de la región de la CL, las anomalías extremas entre los compuestos de los RCs y RAs del Oeste del GOM son prácticamente iguales, indicando que contienen masas de agua con características térmicas

similares.

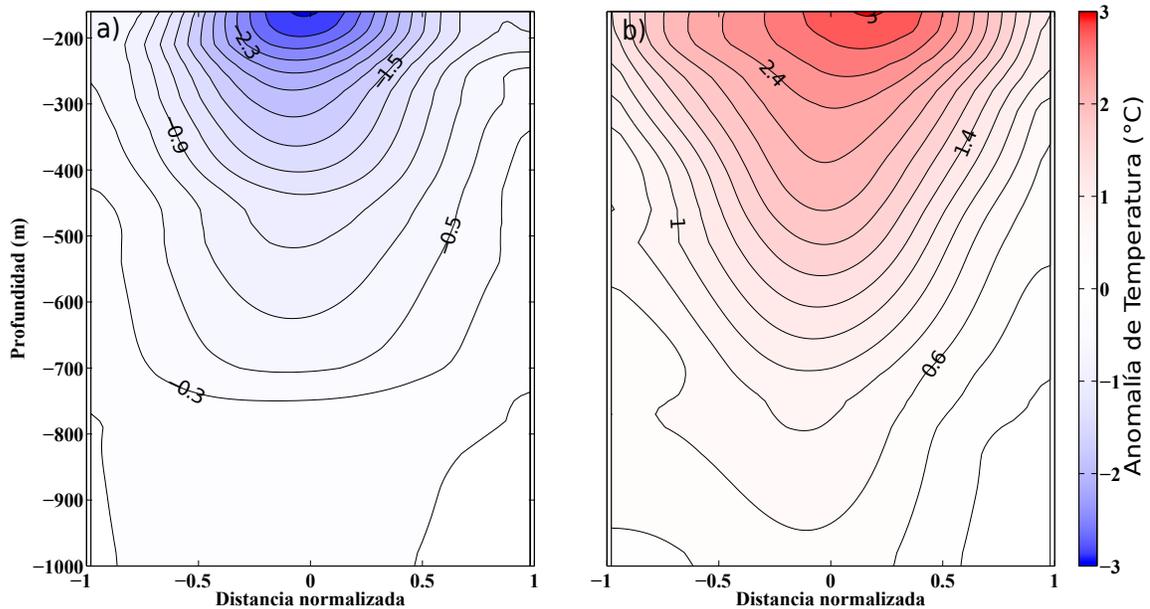


Figura 21: Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de temperatura en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.

Las anomalías de salinidad extremas de los compuestos de RCs son también parecidas (Fig. 22), de -0.35 ppm ($+0.3$ ppm), pero se localizan a diferentes profundidades: $z = -200$ m ($z = -400$ m). La anomalía de S en los RCs (RAs) está superficialmente (subsuficialmente) intensificada. En las figuras sólo se muestra la S' para los primeros 800 m debido a la ausencia de datos de conductividad por debajo de esa profundidad.

En los compuestos de los RCs, la anomalía extrema de T y de S coinciden en profundidad, centrada aproximadamente a $180 - 200$ m, congruente con el origen de formación local. Contrariamente, para los compuestos de los RAs la S' está desplazada hacia el fondo $\simeq 200$ m respecto a la anomalía extrema de T , lo que sugiere que los RAs del Oeste del GOM aún mantienen, en parte, las características salinas de las aguas del Caribe (ver secciones 4, y 5). De esto se concluye que los RAs formados en la región de la CL son los que más contribuyen al compuesto de los RAs de la región del Oeste del GOM.

Las anomalías extremas de rapidez son del orden de $0.20 - 0.22$ m s^{-1} ($0.18 - 0.28$ m s^{-1}) para los RCs (RAs), y se localizan aproximadamente en la periferia de los remolinos (Fig. 23). A pesar de que no se dispone de datos en el océano superior (primeros 70 m), los resultados

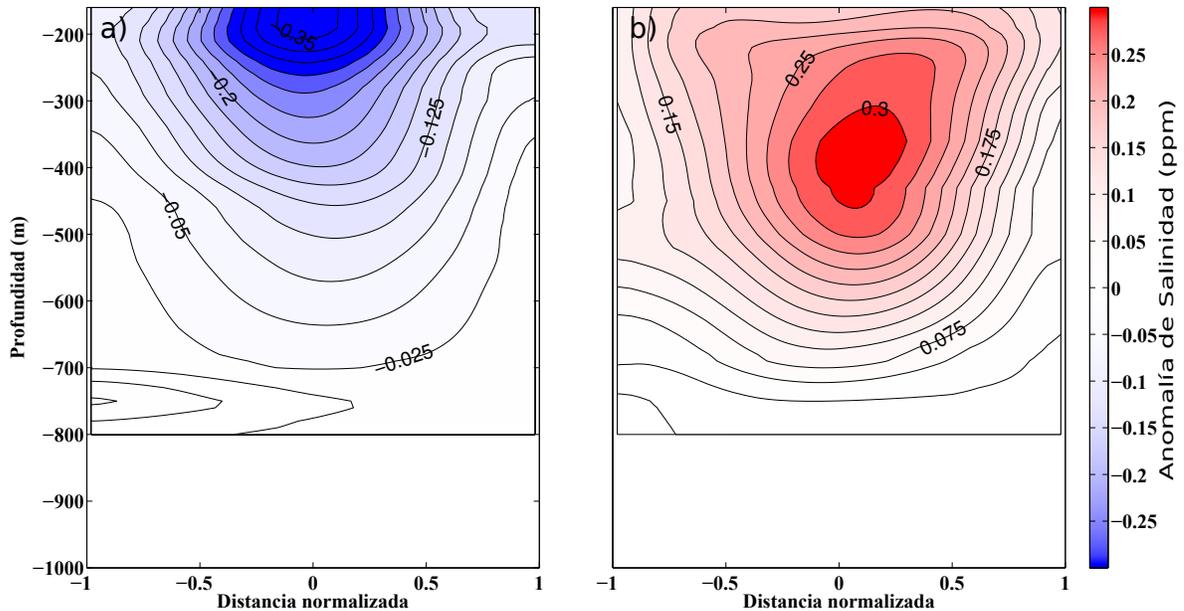


Figura 22: Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de salinidad en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.

sugieren que la anomalía de la rapidez se intensifica superficialmente.

Los compuestos están de acuerdo con la estructura esperada en los remolinos: anomalías extremas termohalinas localizadas en el centro del remolino ($r = 0$) y anomalías de rapidez localizadas en los bordes del remolino ($r = \pm 1$). Esto de alguna forma confirma que el método de identificación de remolinos (Chaigneau *et al.*, 2009) detectó correctamente tanto el centro como la periferia del mismo, aunque se deben mantener en mente los errores asociados a la baja resolución de los productos de altimetría de AVISO ($1/4^\circ$).

Para el compuesto de los RCs (RAs) las anomalías de S , T , y $|\mathbf{u}|$ no son significativas ($T'_{min} < 0.5^\circ\text{C}$; $S'_{min} < 0.05\text{ ppm}$; y $|\mathbf{u}'|_{min} < 0.05\text{ m s}^{-1}$) a $\simeq 700\text{ m}$ ($\simeq 800\text{ m}$) de profundidad, indicando que la extensión vertical de los remolinos es parecida pero ligeramente más grande para los RAs.

Las distribuciones horizontales de la anomalía de T (Fig. 24) para el compuesto 3D del RC (RA) a las profundidades de $z = -160\text{ m}$ presenta valores mínimos (máximos) de -3°C ($+3^\circ\text{C}$) correspondientes al núcleo de la anomalía extrema de T (Fig. 21). Para el caso de la anomalía de S (Fig. 24) a las profundidades de $z = -200\text{ m}$ ($z = -400\text{ m}$) se observan anomalías mínimas (máximas) de -0.35 ppm ($+0.30\text{ ppm}$) de nuevo correspondientes al núcleo

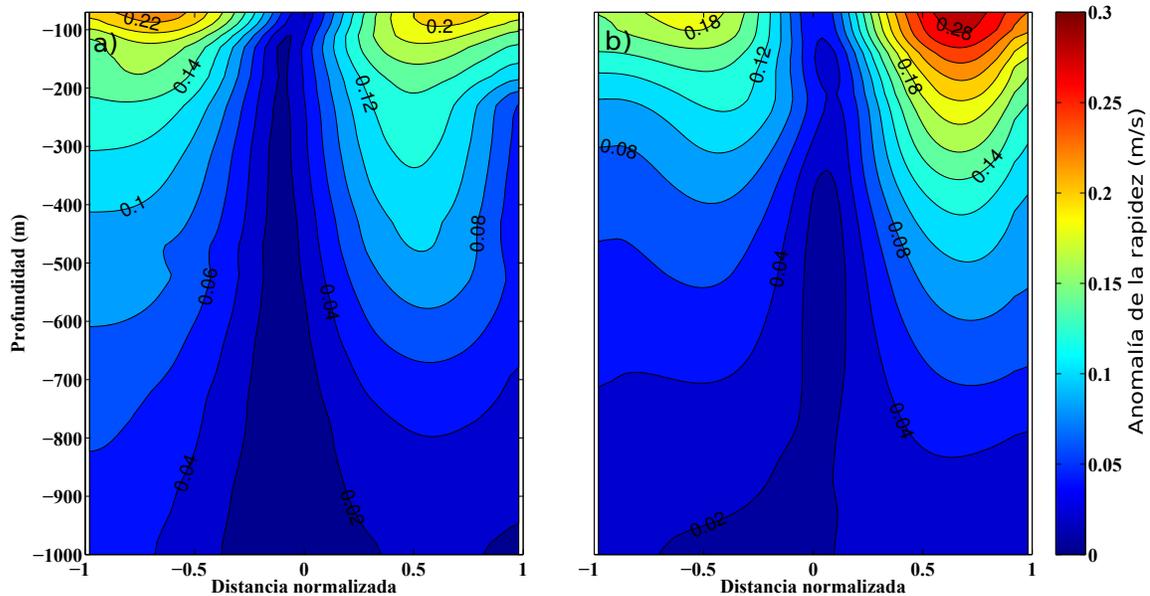


Figura 23: Sección vertical Este-Oeste de los compuestos 3D de la anomalía de rapidez en la región del Oeste del GOM para (a) RCs y (b) RAs.

de la anomalía extrema de S (Fig. 22). Los campos horizontales de T' y S' para los RAs son bastante isotrópicos, mientras que los RCs poseen mayor elipticidad: (i) las anomalías extremas de T y S están localizadas ligeramente al Norte del centro del remolino ($x = y = 0$) y (ii) los RCs están deformados en la dirección NE-SO. A pesar de estas pequeñas asimetrías espaciales, la suposición de isotropía es adecuada para la T' y S' .

Finalmente, las distribuciones horizontales de la anomalía de $|\mathbf{u}|$ (Fig. 25) para el compuesto 3D del RC (RA) a las profundidades de $z = -70$ m para ambos, presenta valores máximos de $+0.25 \text{ m s}^{-1}$ ($+0.33 \text{ m s}^{-1}$) asociados al núcleo de la anomalía extrema de $|\mathbf{u}|$ que es de esperar que suceda en superficie o cerca de ella (Fig. 23). Por otro lado, el mínimo de rapidez ocurre en el centro del remolino ($r = 0$). La rapidez no es exactamente máxima en la periferia ($|r| = 1$) sino que un poco más hacia el interior: $|r| \simeq 0.8$. Esto es una característica que ya se ha observado en otros remolinos de otras regiones del mundo (e.j., Figs. 3 y 4 de Chaigneau *et al.* 2011; Figs 2 y 3 en Pallàs-Sanz y Viúdez 2005). A diferencia de las características termohalinas, el campo horizontal de velocidad de los compuestos no es isotrópico ya que la velocidad se encuentra intensificada en la parte Norte para los RCs y toda la mitad Norte para los RAs.

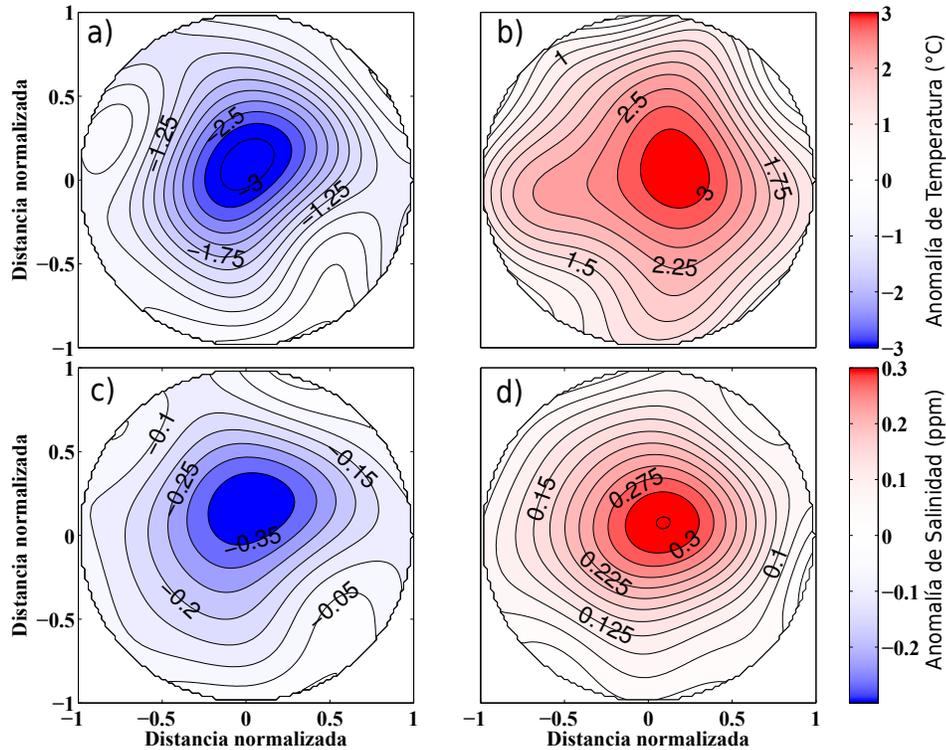


Figura 24: Distribuciones horizontales de la anomalía de Temperatura para el compuesto 3D de (a) un RC a $z = -160$ m y (b) un RA a $z = -160$ m; y de la anomalía de Salinidad para el compuesto 3D de (c) un RC a $z = -200$ m y (d) un RA a $z = -400$ m.

Los resultados presentados en esta sección sustentan el hecho que se logró realizar exitosamente la reconstrucción de la estructura 3D de los RCs y RAs para la región del Oeste del GOM a partir de medidas puntuales y la suposición de que todos los remolinos de radio > 40 km tienen estructura 3D parecida.

3.4. Estadísticas de los remolinos con base en altimetría satelital

En las secciones anteriores se mostraron las características verticales termohalinas y cinemáticas de los remolinos de mesoescala presentes en el GOM. Puesto que la parte superior del océano no fue muestreada con los anclajes debido al movimiento vertical de los mismos, en esta sección se analizan las características superficiales calculadas a partir de (i) imágenes satélite de la anomalía del nivel del mar (SLA) obtenidas de AVISO, (ii) mapas derivados de la velocidad superficial, y (iii) la posición del núcleo y la periferia de los remolinos.

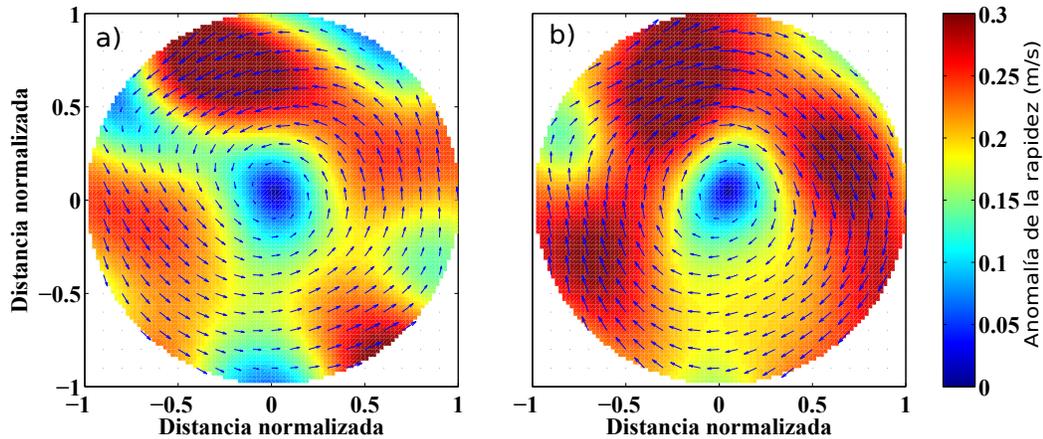


Figura 25: Distribuciones horizontales de la anomalía de rapidez para el compuesto 3D de (a) un RC y (b) un RA a $z = -70$ m (mapa de color). Las flechas indican el campo de velocidad horizontal, sentido de giro antihorario para los RCs y horario para los RAs.

Se lograron calcular ciertos parámetros de los remolinos que contribuyeron a los compuestos de las dos regiones de estudio, es decir, únicamente se consideran en las estadísticas los remolinos usados en la construcción de los compuestos. En específico se calcula:

(1) Radio (R): la distancia entre el centro y la periferia de los remolinos calculados con el método de detección.

(2) Amplitud de la SLA (A): la diferencia entre la SLA en la periferia y en el centro

$$A = |SLA_{periferia} - SLA_{centro}| \quad (7)$$

(3) Vorticidad vertical (ζ)

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (8)$$

donde $u = \frac{-g}{f} \frac{\partial}{\partial y}(SLA)$ y $v = \frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial x}(SLA)$ (f es el parámetro de Coriolis; g es la aceleración de la gravedad) son las componentes horizontales de la velocidad superficial en balance con los gradientes horizontales de SLA.

(4) Energía cinética (EKE)

$$EKE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (9)$$

3.4.1. Características de los remolinos que contribuyen a los compuestos de la región de la CL

En las Figs. 26a (27a) se muestran las estadísticas de las características superficiales de los RCs (RAs) que contribuyeron a los compuestos de la región de la CL. Los RCs y RAs ubicuos en esta región presentan un amplio rango de radios $R \in [40 - 220]$ km que corresponde a la mesoescala. El radio promedio para los RCs y RAs es similar de $\bar{R} \simeq 160$ km aunque la distribución de probabilidad está sesgada hacia radios mayores de ~ 160 km.

El rango de amplitudes de los RCs (RAs) es de $A \in [2.1 - 65]$ cm ($A \in [2.2 - 55.3]$ cm) (Figs. 26b; 27b) con una amplitud promedio de 43.7 cm (33.3 cm). Los RCs son en promedio más intensos, en términos de SLA, que los RAs debido a que la distribución de probabilidad para los RCs está sesgada hacia las amplitudes mayores de 45 cm (tipo ji-cuadrado) mientras que la distribución de probabilidad para los RAs es más tipo normal o Gaussiana.

Las distribuciones de probabilidad de ζ para RCs y RAs son muy parecidas (Figs. 26c; 27c). La ζ de los remolinos de la región de la CL tienen rangos parecidos de $|\zeta| \in [0.4 - 1.5] \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, con una vorticidad promedio de $|\bar{\zeta}| = 0.75 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Estos valores promedio corresponden a remolinos con números de Rossby de $Ro = \zeta/f \simeq 0.12$ (para $f \simeq 6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a la latitud de 24°), es decir, remolinos cuasi-geostróficos. Sin embargo, cabe resaltar que algunos remolinos que contribuyen a los compuestos ($< 5\%$) tienen $Ro \in [0.16 - 0.25]$ y por tanto son remolinos más ageostróficos.

De igual modo, el rango de valores para la EKE de los RCs y RAs es parecida $EKE \in [0 - 0.3] \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Figs. 26d; 27d), aunque los valores promedio son ligeramente diferentes: $\overline{EKE} \simeq 0.16 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (para RCs) y $\overline{EKE} \simeq 0.11 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (para RAs). En la región de la CL, los RCs son más intensos superficialmente en términos de EKE que los RAs.

3.4.2. Características de los remolinos que contribuyen a los compuestos de la región del Oeste del GOM

A continuación se mostrarán las características superficiales de los RCs (RAs) presentes en la región del Oeste. En las Figs. 28a y 29a se observa un rango de $R \in [40 - 230]$ km similar al rango de los RCs y RAs de la región de la CL. Sin embargo, los radios más frecuentes para

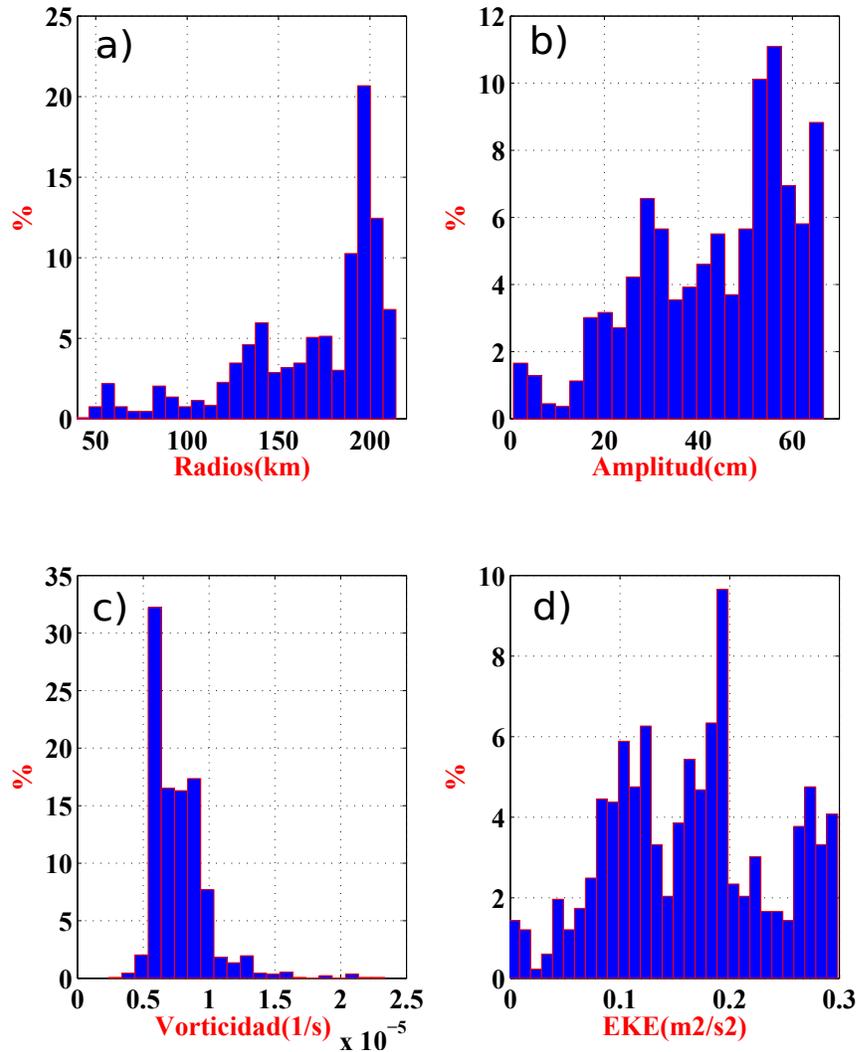


Figura 26: Histogramas de las características superficiales de los RCs presentes en la región de la CL para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abscisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RCs. Nótese que el radio mínimo mostrado es de 40 km ya que únicamente se consideraron remolinos con $R \geq 40$ km para no incluir remolinos pequeños en los compuestos finales.

los RCs (RAs) del Oeste del GOM se encuentran en $R \in [80 - 120]$ km ($R \in [80 - 180]$ km), con un radio promedio de $\bar{R} \simeq 115.5$ km ($\bar{R} \simeq 129$ km), menor que el valor promedio de 160 km encontrado para los RCs y RAs de la región de la CL. Es decir, los remolinos de la región de la CL son, estadísticamente, más grandes que los de la región del Oeste del GOM.

El rango de amplitudes de los RCs (RAs) es de $A \in [2 - 29]$ cm ($A \in [2 - 37]$ cm) (Figs. 28b; 29b), con una amplitud promedio de 10.5 cm (13.5 cm). En promedio, las ampli-

tudes de los RCs y RAs son parecidas, aunque ligeramente mayores para los RAs.

Las distribuciones de probabilidad de ζ para los RCs (RAs) se muestra en la Fig. 28c (Fig. 29c). La ζ de los RCs (RAs) de la región del Oeste del GOM tienen rangos ligeramente diferentes de $\zeta \in [0.15-1.15] \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($\zeta \in -[0.25-0.85] \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), aunque con vorticidades promedias similares de $|\bar{\zeta}| = 0.40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para ambos remolinos. Estos valores promedio corresponden a remolinos con números de Rossby de $\overline{Ro} \simeq 0.07$ (para $f \simeq 5.46 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a la latitud de 22°), es decir, remolinos más cuasi-geostróficos que los de la región de la CL. Sin embargo, algunos remolinos que contribuyen a los compuestos ($< 5\%$) tienen $Ro \in [0.15 - 0.20]$ y por tanto son remolinos más ageostróficos.

Finalmente, el rango de valores para la EKE de los RCs y RAs es parecida $EKE \in [0 - 0.1] \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Figs. 28d; 29d), así como sus valores promedio de $\overline{EKE} \simeq 0.025 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

Tabla 2: Características superficiales de los RCs y RAs en la región de la CL y del Oeste del GOM.

	Corriente Lazo				Oeste GOM			
	R (km)	A (cm)	$\zeta \times 10^{-5} (\text{s}^{-1})$	$EKE (\text{m}^2 \text{s}^{-2})$	R (km)	A (cm)	$\zeta \times 10^{-5} (\text{s}^{-1})$	$EKE (\text{m}^2 \text{s}^{-2})$
RCs	160	43.7	0.75	0.16	115.5	10.5	0.40	0.025
RAs	160	33.3	-0.75	0.11	129	13.5	-0.40	0.025

En resumen, en la región del Oeste del GOM (Figs. 28; 29) los remolinos son más pequeños y menos intensos que en el caso de la región de la CL (Figs. 26, 27 y Tabla 2). Los radios característicos de los compuestos del Oeste del GOM son un $[19 - 28]\%$ más pequeños que los radios característicos de los compuestos de la región de la CL. En las otras características superficiales, i.e., A , ζ , y EKE , las diferencias son más evidentes. La amplitud, vorticidad, y energía cinética de los remolinos del Oeste del GOM se reducen un $[60-75]\%$, 45% , $[77-84]\%$ respecto los remolinos de la CL, respectivamente. En la región de la CL las características superficiales de los RCs y RAs difieren ligeramente, siendo un poco más intensos en términos de amplitud y energía cinética que los RAs. Por el contrario, las características superficiales de los RCs y RAs de la región del Oeste del GOM son prácticamente iguales.

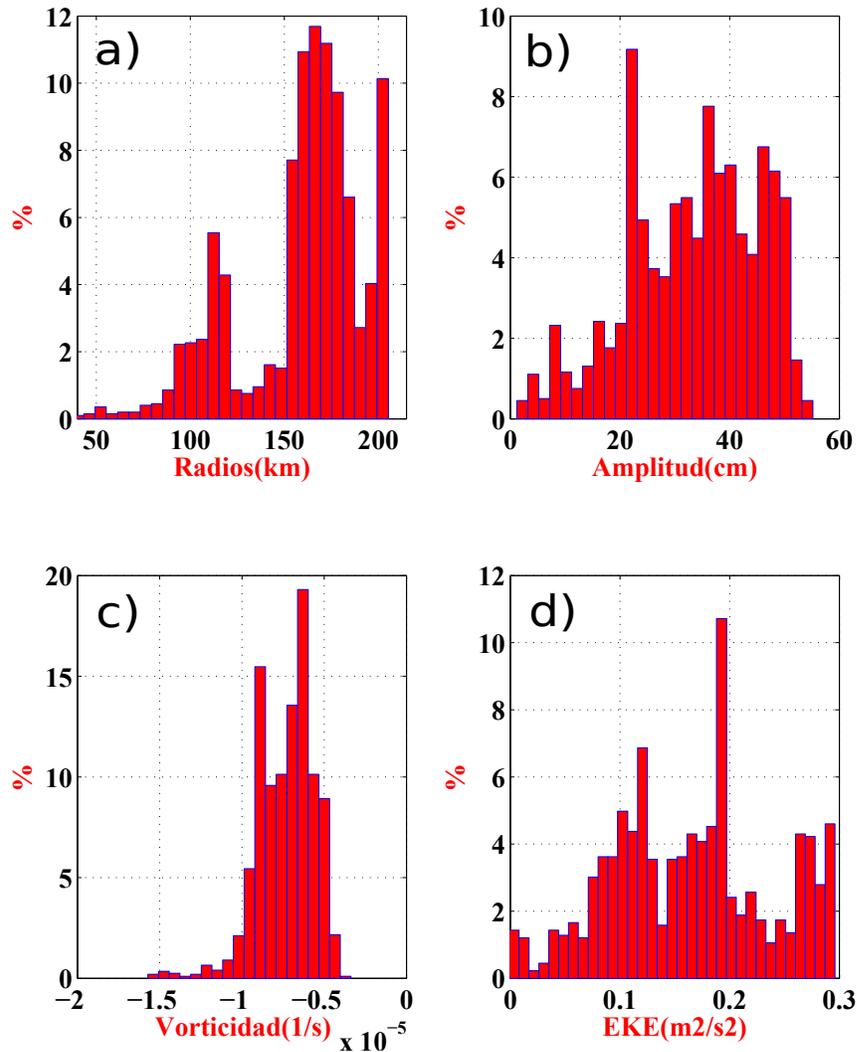


Figura 27: Histogramas de las características superficiales de los RAs presentes en la región de la CL para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RAs.

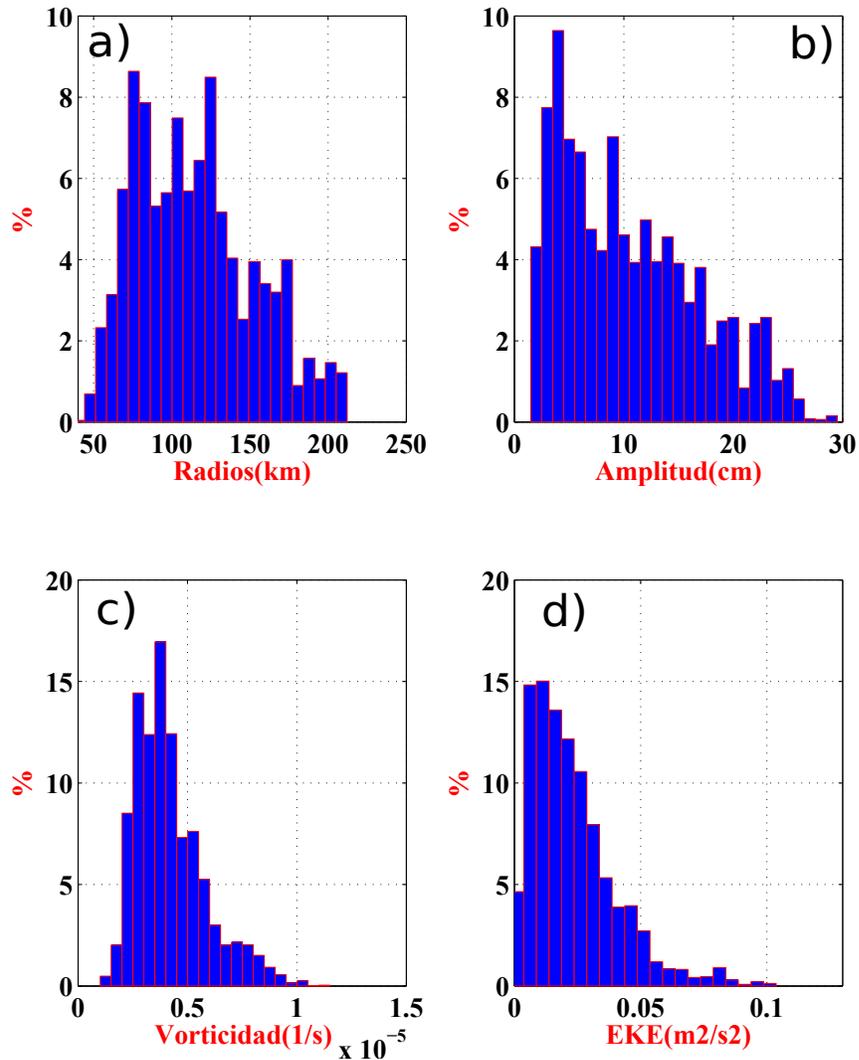


Figura 28: Histogramas de las características superficiales de los RCs presentes en la región del Oeste del GOM para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RCs.

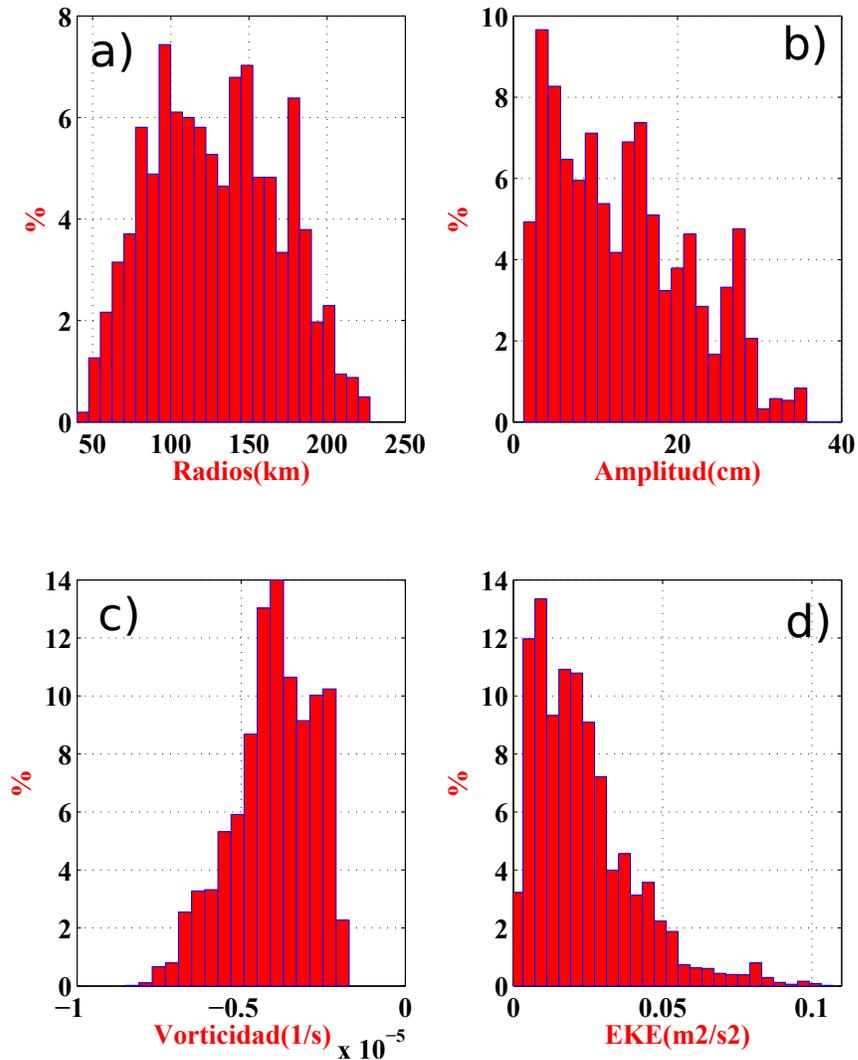


Figura 29: Histogramas de las características horizontales de los RAs presentes en la región del Oeste del GOM para a) Radio, b) Amplitud, c) Vorticidad vertical superficial, y d) Energía cinética superficial. En el eje de las abcisas se muestra el parámetro y en el eje de las coordenadas se indica la frecuencia de ocurrencia (%) respecto al número total de RAs.

Capítulo 4. Discusión

4.1. Diferencias entre los compuestos de las 2 regiones

Los resultados previos muestran diferencias significativas entre los compuestos de T' , S' y $|\mathbf{u}'|$ de la región de la CL y del Oeste del GOM. Es por ello que en esta sección se van a comparar los compuestos de los remolinos de ambas regiones con el fin de entender sus mecanismos de formación y en el caso de los RAs, la modificación de sus características termohalinas y cinemáticas desde su región de formación en la CL (jóvenes) hasta su región de disipación en el Oeste del GOM (maduros). Hay que recordar que en el caso de los RCs no se puede hablar de jóvenes y maduros ya que éstos se forman localmente en ambas regiones y tienen tiempos de vida de semanas.

Para ser congruentes en la comparación, los compuestos del Oeste del GOM se calculan utilizando la misma metodología descrita en la sección 3.1.1, es decir, colapsando todas las estaciones sobre una sección Este-Oeste que pasa por el origen del remolino, i.e., sin considerar el ángulo azimutal θ . Es importante mantener en mente que la condición de isotropía no es del todo válida para las componentes horizontales de la velocidad y rapidez (sección 3.3).

4.1.1. Ciclones de la región de la CL contra ciclones de la región del Oeste del GOM

Para el caso de los RCs, las dos regiones de estudio son zonas de generación para estos remolinos y por lo tanto los compuestos deben reflejar las características termohalinas y cinemáticas de dichas regiones. Esta comparación permite ver las diferencias existentes entre las zonas de generación en los compuestos de T' , S' , y $|\mathbf{u}'|$:

La Fig. 30a (30b) muestra el compuesto vertical de T' de los RCs de la región de la CL (Oeste del GOM) con un mínimo de $T'_{min} = -8.5^\circ\text{C}$ ($T'_{min} = -2.25^\circ\text{C}$) en la profundidad más superficial de 160 m y centrado en el origen del remolino ($r = 0$).

Las anomalías son muy débiles en el borde de los remolinos ($r = 1$), se reducen $\sim 80\%$ respecto los valores del núcleo. Las anomalías extremas de los RCs de la CL son ~ 3.4 veces más intensas que los RCs del Oeste del GOM. Como se mencionó en la sección 3.2, esta diferencia evidente se debe en parte a errores del método de detección de remolinos asociados a la baja resolución de los mapas de altimetría utilizados, aunque sí es real y significativa.

Los gradientes verticales de T' en la región de la CL son prácticamente 2 veces más intensos que en los RCs del Oeste del GOM y por ello las anomalías de T dejan de ser significativas a los 1000 m (~ 700 m) de profundidad para los RCs de la región de la CL (Oeste del GOM). Este resultado sugiere que los RCs de la región de la CL son más profundos que los RCs del Oeste del GOM. Así mismo, los resultados sugieren que los RCs de la región de la CL son más grandes que los RCs del Oeste del GOM debido a que presentan anomalías de T de 2-3 veces más intensas en la periferia ($|r| = 1$); esto se confirma estadísticamente (ver Tabla 2).

Este es un resultado interesante ya que en la literatura se discute la presencia de los remolinos ciclónicos frontales de pequeño tamaño pero no se ha prestado atención a los remolinos ciclónicos de mayor tamaño. En base a las observaciones satelitales, dichos RCs de mayor tamaño se localizan al Norte del Canal de Yucatán y se forman aparentemente tras la liberación de un remolino cálido por la CL y su retracción hacia el Sur (no mostrado). Estos RCs han sido reportados en simulaciones numéricas del GOM (Zavala-Hidalgo *et al.* 2006). Los autores sugieren que estos RCs retrasan la penetración de la CL hacia el Norte y puede aumentar el tiempo transcurrido entre el desprendimiento de dos remolinos cálidos consecutivos.

La Fig. 31a (31b) muestra el compuesto vertical de S' de los RCs de la región de la CL (Oeste del GOM). Los compuestos verticales de salinidad de los RCs de la CL (RCs del Oeste del GOM) tienen una anomalía mínima de $S'_{min} = -1.1$ ppm ($S'_{min} = -0.35$ ppm) y se localiza a las profundidades de $z = -250$ m ($z = -200$ m) en el centro del remolino ($r = 0$), mientras que en los extremos las anomalías son despreciables ($|r| = 1$). Al igual que para las anomalías de T , las S' de los RCs de la región de la CL son ~ 3 veces más intensas que en los RCs del Oeste del GOM.

La rapidez máxima, localizada en las primeras decenas de metros ($z > -100$ m), de los

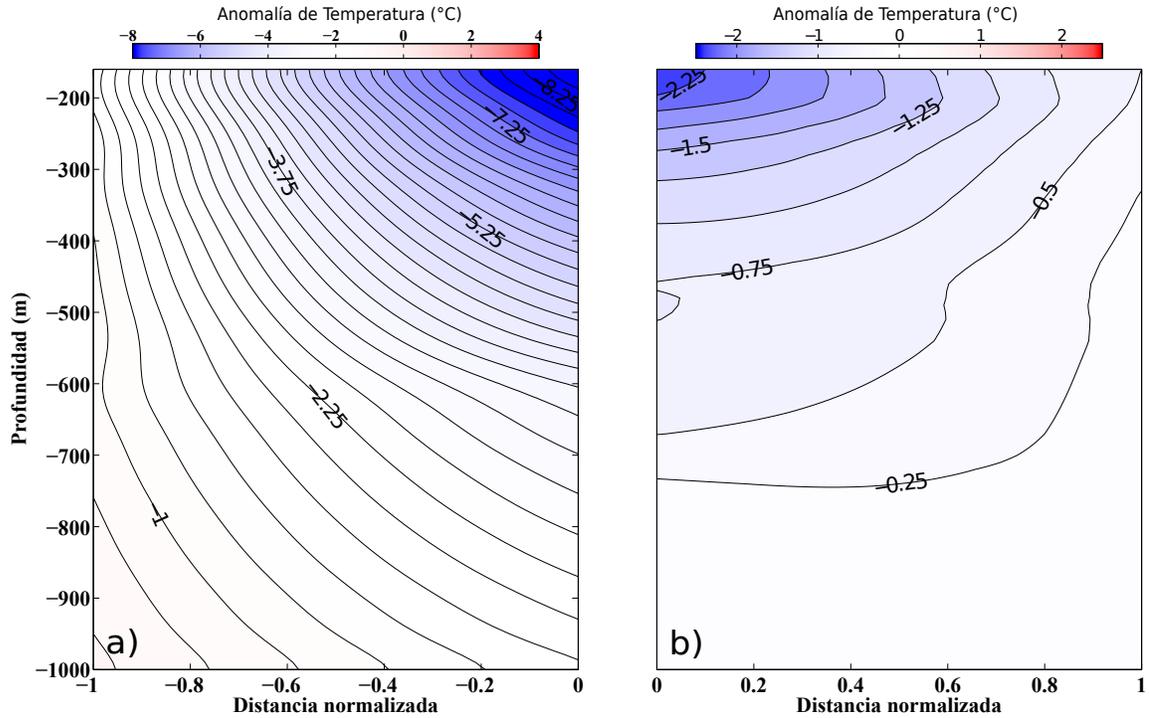


Figura 30: Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de Temperatura: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

RCs de la CL (Oeste del GOM) es de $\sim 0.6 \text{ m s}^{-1}$ ($\sim 0.26 \text{ m s}^{-1}$) en $r \simeq -1$ ($r \in [0.4 - 0.8]$); y las anomalías mínimas en el centro (Fig. 32). Las diferencias en $|\mathbf{u}'|$ entre las dos regiones de generación es evidente, los RCs en la región de la CL tiene anomalías de velocidad ~ 2.5 veces más intensa que los RCs del Oeste del GOM. Esto se debe a que los RCs en el sistema de la CL se generan por interacciones de la intensa CY ($\sim 1.2 \text{ m s}^{-1}$, Sheinbaum *et al.* (2002)) y la topografía de la región, dando lugar a RCs con corrientes asociadas también intensas. La rapidez de los RCs de la CL (Oeste del GOM) a $\sim 800\text{m}$ y a $|r| = 1$ es de $|\mathbf{u}'| = 0.18 \text{ m s}^{-1}$ ($|\mathbf{u}'| = 0.05 \text{ m s}^{-1}$), lo que está de acuerdo con el hecho que los RCs de la región de la CL tienen mayor extensión vertical.

4.1.2. Anticiclones de la región de la CL vs anticiclones de la región del Oeste del GOM

A continuación se muestran los compuestos de T' , S' , y $|\mathbf{u}'|$ de los RAs en las dos regiones de estudio (Figs. 33, 34, y 35). Hay que recordar que los RAs de la CL son considerados jóvenes porque se han desprendido recientemente del Lazo o incluso aún forman parte de él;

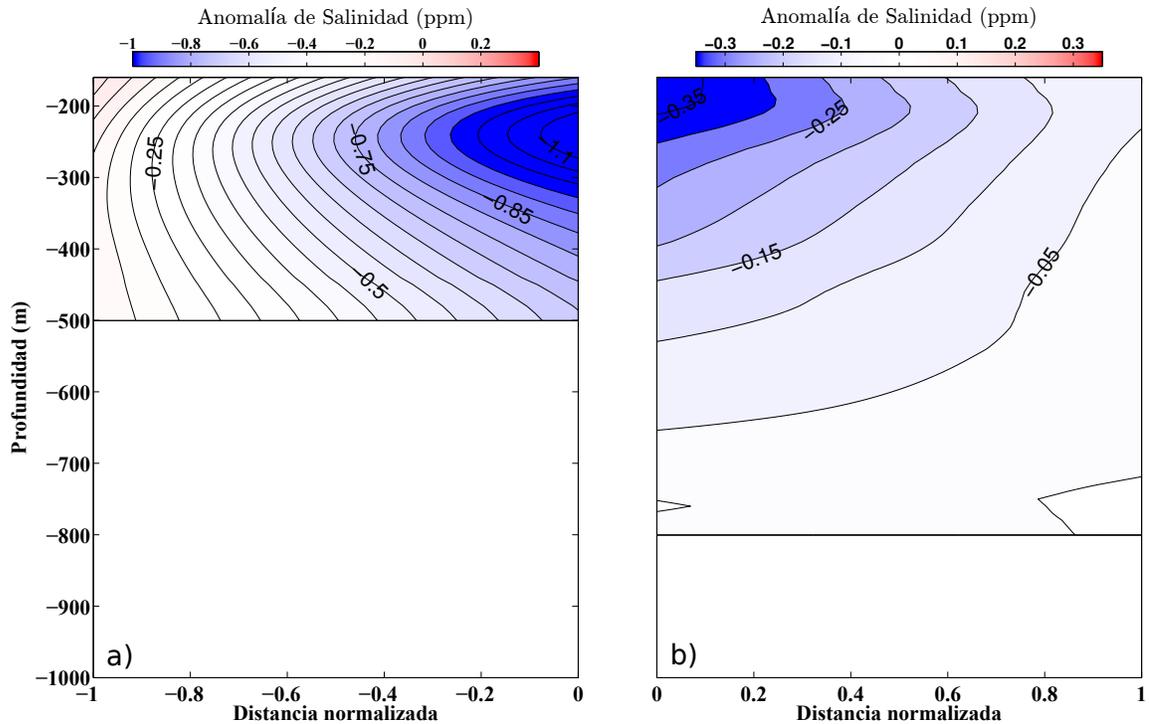


Figura 31: Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de Salinidad:
a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

los RAs del Oeste del GOM son considerados maduros porque han estado propagándose por varios meses hasta alcanzar la región del Oeste del GOM.

El compuesto del remolino joven (maduro) muestra un máximo de anomalía de T de $T'_{max} = 3.25^\circ\text{C}$ ($T'_{max} = 2.25^\circ\text{C}$) centrado en la profundidad de 350 m (~ 160 m) y en el origen del remolino ($r = 0$), siendo la T' para los remolinos jóvenes un 25 % mayor que los remolinos maduros. Los RAs en ambas regiones tienen extensiones verticales diferentes. Los RAs jóvenes son más profundos que los maduros: a $z = -1000$ m los RAs jóvenes tienen T' significativas de 1.5°C y los maduros tienen T' muy débiles de 0.5°C a $r = 0$. Esta comparación entre el compuesto joven y el maduro muestra diferencias significativas del máximo de la anomalía de T así como también de la localización del núcleo. Estas diferencias de una región a la otra se atribuyen a la mezcla vertical de las masas de agua del interior de los remolinos jóvenes con las aguas que los rodean durante su propagación hacia el Oeste del GOM.

El compuesto del remolino joven (maduro) de la anomalía de S se presenta en las Fig. 34,

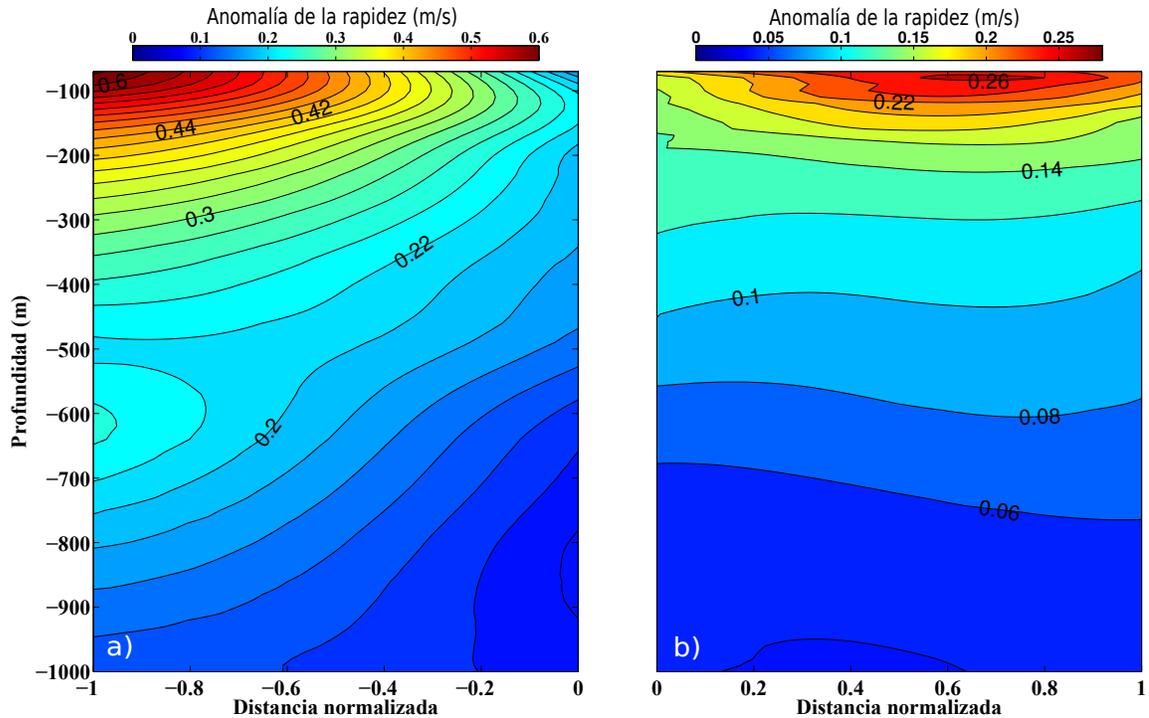


Figura 32: Comparación entre los compuestos del RC de las anomalías de $|\mathbf{u}|$: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

con máximos de S' de $+0.39$ ppm ($+0.27$ ppm) a la misma profundidad de $z \simeq -450$ m en el centro del remolino ($r = 0$). Es decir, los RAs jóvenes son casi 30% más salinos sub-superficialmente que los RAs maduros, congruente con la mezcla con aguas menos salinas del GOM durante su viaje hacia el Oeste del GOM que resulta en la dilución del máximo de salinidad sub-superficial característico de los RAs jóvenes.

El compuesto de la anomalía de $|\mathbf{u}|$ del remolino joven (maduro) muestra anomalías de 0.52 m s^{-1} (0.28 m s^{-1}) localizadas a $z \sim 100$ m (Fig. 35). Los RAs jóvenes tienen $|\mathbf{u}'|$ un 47% más intensas que los RAs maduros. Esta debilitación de los RAs maduros es atribuida a la interacción con otros remolinos y con la plataforma continental, reduciendo así las anomalías de velocidad.

Cabe mencionar que el compuesto de $|\mathbf{u}'|$ para los RAs maduros mostrado en la Fig. 35b muestra una estructura vertical diferente (aspecto de media banana) a la sección vertical del compuesto 3D (Fig. 23b). Estas diferencias se pueden explicar porque la condición de isotropía usada para calcular la sección 2D no es del todo válida para las componentes horizontales de

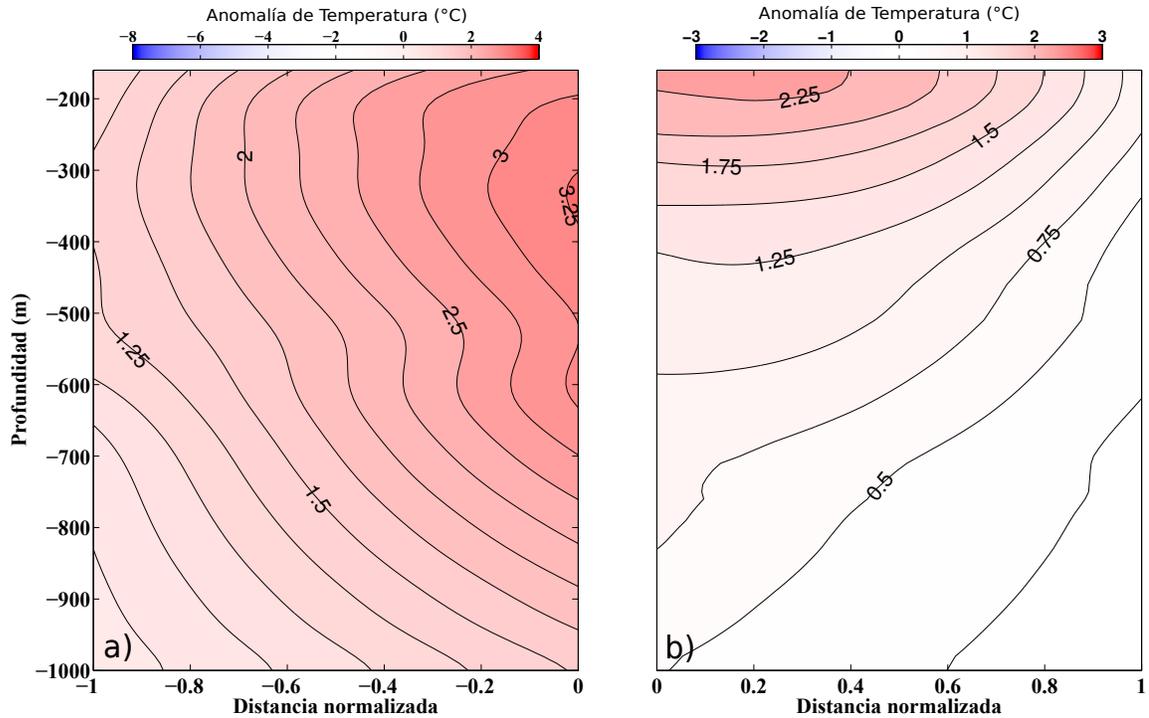


Figura 33: Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de Temperatura: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

velocidad como se puede ver en la Fig. 25. Sin embargo, la intensificación subsuperficial de la rapidez en el centro del RA “Cameron” se puede observar en la Fig. 47c del apéndice.

La menor extensión vertical de los remolinos de la región del Oeste del GOM respecto de los remolinos de la región de la CL puede ser debida a que han interactuado con la plataforma continental. Nótese que para la construcción de los compuestos del Oeste del GOM se incluyen perfiles verticales de anclajes instalados a partir de 500 m de profundidad.

Para que las anomalías de las masas de agua de un remolino se mantengan, las aguas que lo rodean no deben de entrar en el remolino durante su traslación. Se dice que un remolino mantiene el fluido en su interior cuando su rapidez es mayor que su velocidad de propagación (u_T), es decir, el remolino es capaz de transportar coherentemente, sin mezclar, ese volumen de agua (e.g., Flierl 1981). Por ello se ha calculado la profundidad de atrapamiento como aquella profundidad a partir de la cual el cociente

$$\frac{|\mathbf{u}|}{u_T} > 1.$$

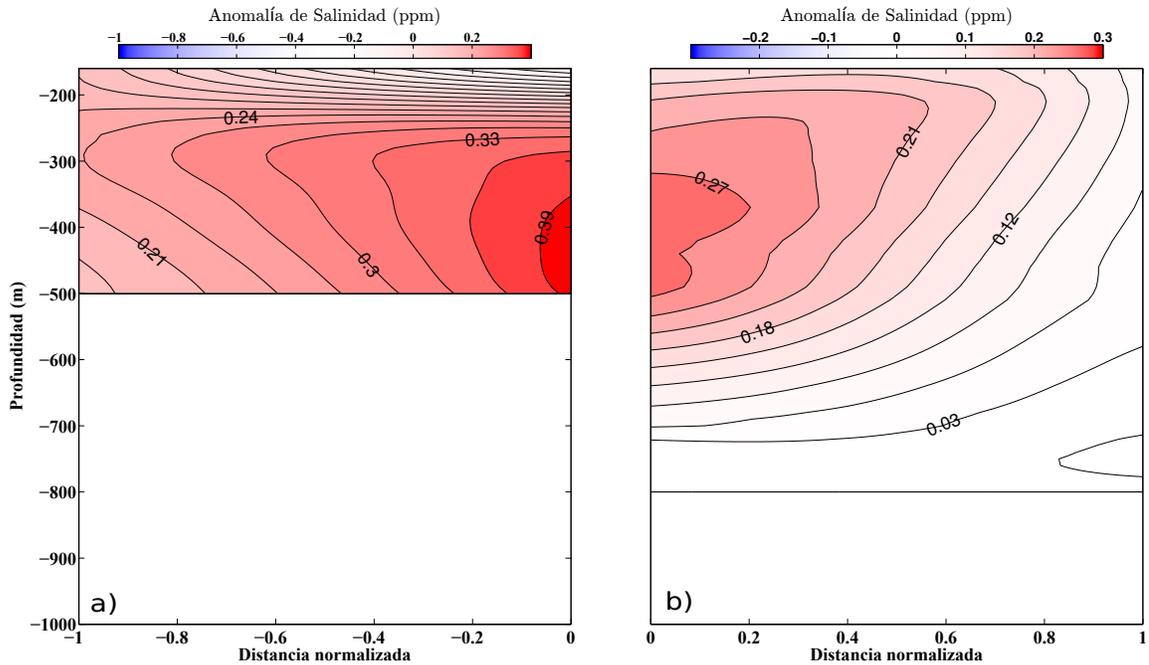


Figura 34: Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de Salinidad: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

A partir de las secciones de $|\mathbf{u}|$ de los compuestos de las dos regiones de estudio se han calculado los perfiles verticales promediados desde el centro hasta la periferia del remolino (Fig. 36). Para los RAs y RCs de la región de la CL, los perfiles nunca cruzan las líneas verticales que identifican las velocidades de propagación típicas de los RAs del GOM, indicando que toda la columna de agua, desde superficie hasta los ~ 1000 m, está atrapada en el remolino. Esto se debe a las intensas velocidades de los remolinos de la CL. Contrariamente, en la región del Oeste del GOM la rapidez ha disminuido significativamente y es por ello que sí existen profundidades de atrapamiento más someras: entre los $\sim [550 - 850]$ m para los RCs y entre los $\sim [650 - 1000]$ m para los RAs (con $u_T \in [2 - 5]$ km día $^{-1}$). Esto está de acuerdo con la idea de que los RCs son más someros que los RAs (ver, por ejemplo, la estructura termohalina en Figs. 21 y 22).

En compuestos de remolinos del sistema de corrientes de Perú-Chile (Chaigneau *et al.* 2011) se han reportado profundidades de atrapamiento de 240 m (RCs) y 530 m (RAs) para velocidades de propagación de 3.7 km día $^{-1}$; Zhang *et al.* (2013) en un compuesto de un RA del Suroeste de Taiwán muestran profundidades de atrapamiento de ~ 900 m para una velocidad de traslación bastante elevada de 7 km día $^{-1}$. Las diferencias con las estimaciones

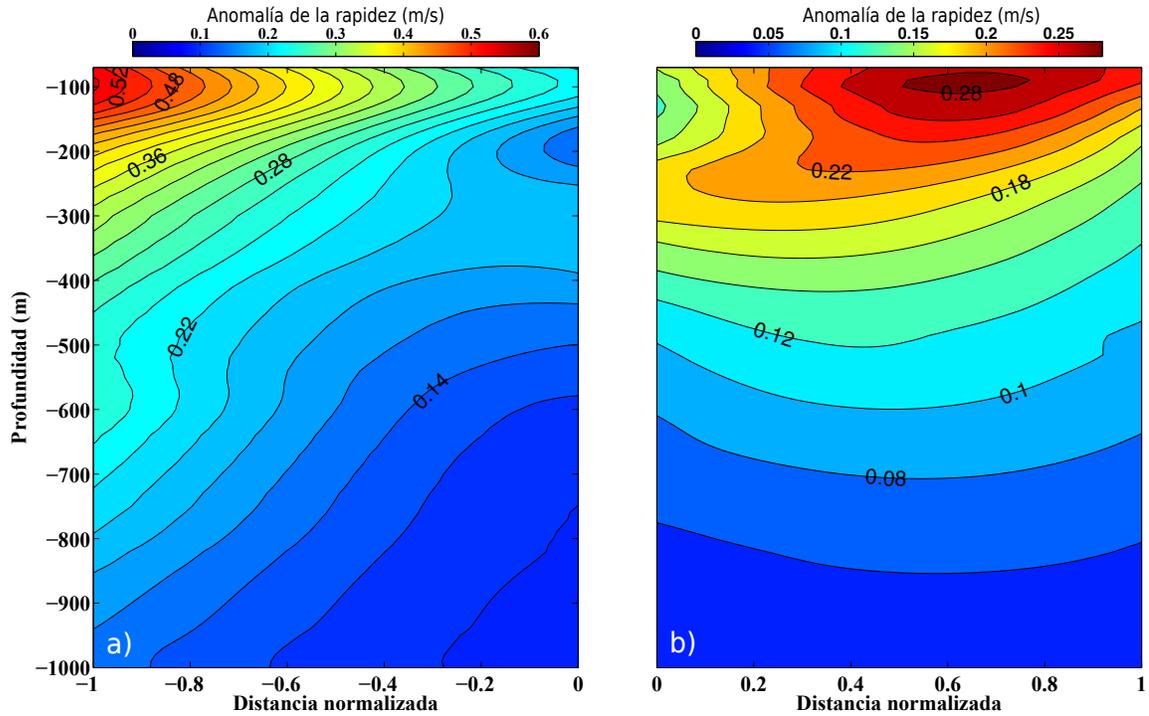


Figura 35: Comparación entre los compuestos del RA de las anomalías de $|u|$: a) Compuesto para la región de la CL y b) Compuesto para el Oeste del GOM.

de esta tesis se deben: (i) en el sistema de corrientes de Perú-Chile los perfiles verticales de $|u|$ promedio no superan los 0.1 m s^{-1} y (ii) en SO de Taiwán la velocidad de propagación del RA es muy elevada, de 7 km día^{-1} .

4.2. Comparación de los compuestos del GOM con compuestos de otras regiones del mundo

Para discutir los resultados mostrados en este trabajo se van a comparar los compuestos obtenidos para la región de la CL con respecto a otras regiones del mundo, como por ejemplo el Sistema de Corriente de California, el Sistema de Corrientes de Perú-Chile, y la Corriente de Kuroshio. únicamente se comparan con los compuestos de la región de la CL porque los remolinos de esos estudios están recién formados (jóvenes).

Para el Sistema de Corrientes de California la generación de los remolinos están asociados a las perturbaciones de las corrientes costeras (Kurian *et al.*, 2011). Por ejemplo, la generación de los RCs es principalmente por la inestabilidad de la Corriente superficial de California con

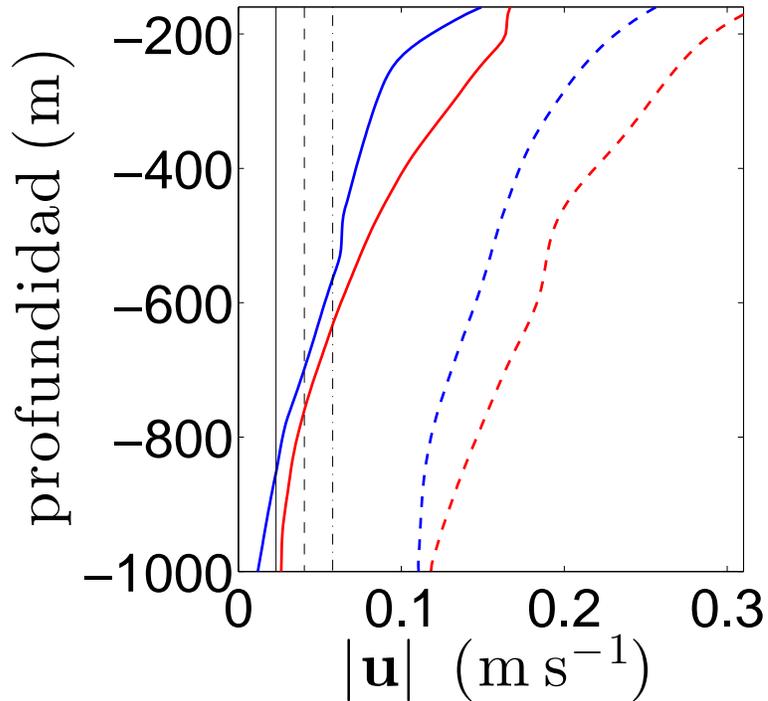


Figura 36: Perfiles verticales de la rapidez promediados desde el centro hasta la periferia del remolino para los RAs (líneas rojas) y RCs (líneas azules) de la región de la CL (líneas discontinuas) y del Oeste del GOM (líneas continuas). Las líneas verticales indican el rango de velocidades de propagación típicas de los RAs del GOM: 2 km día^{-1} (continua), 3.5 km día^{-1} (discontinua), y 5 km día^{-1} (punteada discontinua).

un núcleo superficial de T' por encima de los 150 m, mientras que los RAs se asocian a la corriente subsuperficial de California, con un núcleo profundo de T' a los 400 m (Cornuelle *et al.* 2000; ver Fig. 37A).

De igual forma, para el Sistema de Corrientes de Perú-Chile el mecanismo de formación de los remolinos es por la inestabilidad de las corrientes costeras (Colas *et al.*, 2011). Los RCs (RAs) tienen su núcleo de T' localizado a los 150 m (400 m) (ver Fig. 37B).

Estas profundidades de las anomalías extremas de temperatura aproximadamente coinciden con los compuestos de T' para los RCs y RAs de la región de la CL (Fig. 16) donde las anomalías extremas para los RCs (RAs) se sitúan en $z = -160 \text{ m}$ ($z = -350 \text{ m}$).

De igual forma las anomalías extremas de S de los compuestos para la región de la CL ($z = -250 \text{ m}$ para RCs y $z = -450 \text{ m}$ para RAs, ver Fig. 19) se localizan sub-superficialmente como en los remolinos de la Corriente de California y el Sistema de Corrientes de Perú-Chile

($z = -400$ m para RAs, ver Fig. 17 en Kurian *et al.* (2011); $z = -150$ m ($z = -400$ m) para RCs (RAs), ver Fig. 5 en Chaigneau *et al.* 2011).

La localización de las anomalías extremas de T y S coinciden en gran medida, pero no en magnitud. Los remolinos generados en la región de la CL tienen anomalías mucho más amplias ($\sim [3-8]$ veces mayor) que en los sistemas de corrientes mencionados anteriormente.

La mayor rapidez encontrada en los remolinos de la CL se debe a que la corriente que los genera, i.e. la CL, es mucho más intensa que la Corriente de California ($|\mathbf{u}| \in [0.1-0.3] \text{ m s}^{-1}$, Kurian *et al.* 2011) o la Corriente Perú-Chile ($|\mathbf{u}| \in [0.1-0.15] \text{ m s}^{-1}$, e.j., Chaigneau *et al.* 2013). Esto está de acuerdo con los resultados de Zhang *et al.* (2013) quienes reconstruyen un compuesto de un RA del Sistema de la Corriente de Kuroshio ($> 1 \text{ m s}^{-1}$, e.j., Hsin *et al.* 2013 y encuentran anomalías de velocidad meridional parecidas a las de los compuestos de la región de la CL, de $|\mathbf{u}| \simeq 0.6 \text{ m s}^{-1}$.

Las diferencias en la magnitud de T' y S' entre los remolinos de la CL y los dos sistemas de afloramiento tienen que ser debidas a diferencias de los gradientes horizontales de temperatura y salinidad a través de las corrientes. Aunque no se ha podido verificar, el contraste de T y S entre las aguas Caribeñas y las aguas comunes del Golfo o las YUW deben de ser mayores que los contrastes entre las aguas del afloramiento costero y las aguas de fuera de la costa en el sistema de la Corriente de California y de Perú-Chile.

En la región de la CL, los RAs son liberados recurrentemente de la CL. Los mecanismos de liberación han sido investigados por diversos autores (Pichevin y Nof 1997, Sturges *et al.* 2010, Candela *et al.* 2002). Por esto las masas de agua presentes en el interior de los remolinos recién formados poseen características termohalinas de las masas de agua del Caribe. Por el contrario, los RCs de la región del Lazo son generados en el borde Oeste de la CY y por ello contienen masas de agua características de las aguas de la plataforma Oeste de Yucatán y/o de las aguas que rodean la CL.

4.3. Masas de agua presentes en los compuestos de los remolinos del GOM

Para discutir las características de las masas de agua presentes en los compuestos de los RCs y RAs del GOM, se han calculado los diagramas de Temperatura-Salinidad ($T - S$) en

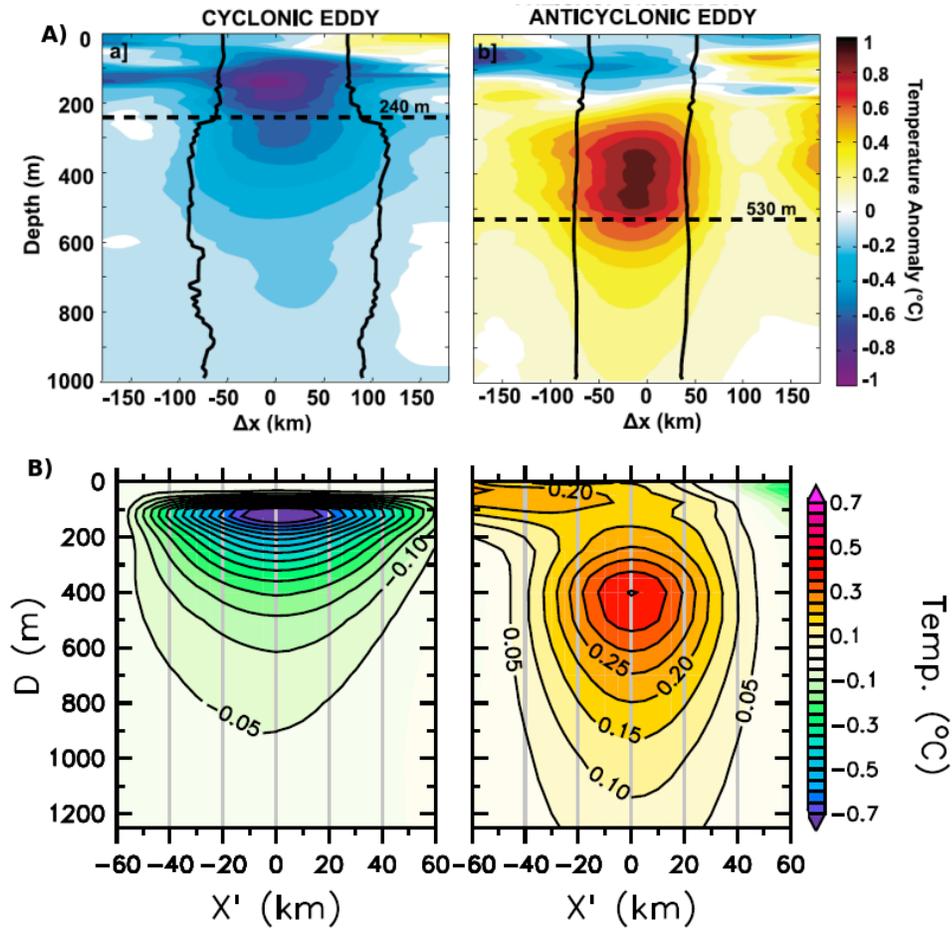


Figura 37: Sección vertical de la anomalía de T de los compuestos para RCs y RAs en dos Sistemas de Corrientes de borde Este: A) Sistema de Corrientes de Perú-Chile (Chaigneau *et al.* (2011)) y B) Sistema de la Corriente de California (Kurian *et al.*, 2011).

el centro de los remolinos (Fig. 38). Para ello, se han construido compuestos de las variables T , S , y $|\mathbf{u}|$ utilizando la misma metodología que para las anomalías.

Los RAs de la región de la CL (Fig. 38a) presentan características de las aguas presentes en el Canal de Yucatán (Fig. 4): (i) El máximo subsuperficial de salinidad característico de la SUW centrado en $z = -225$ m y (ii) el 18°SSW situada por debajo de la SUW centrada aproximadamente en $z = -400$ m. No se ha podido calcular la relación entre T y S por debajo de 500 m debido a la falta de datos de salinidad, pero es de esperar encontrar la TACW y la AAIW por debajo (ver descripción masas de agua en sección 1.1).

Puesto que gran parte de los RCs de la región de la CL se generan por interacciones de

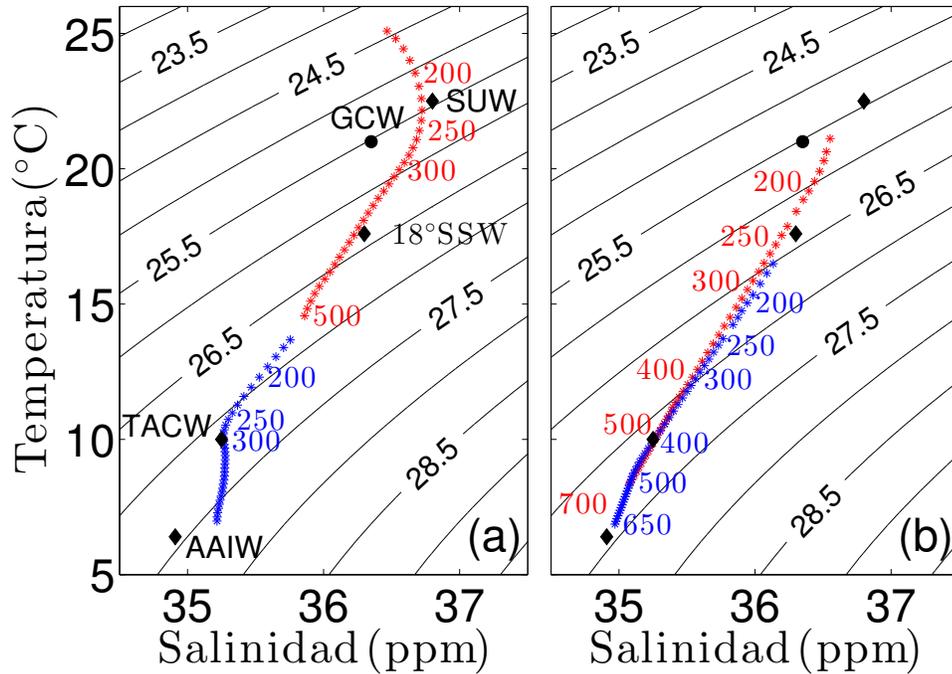


Figura 38: Diagrama Temperatura-Salinidad en el centro de los compuestos de los RCs (asteriscos azules) y RAs (asteriscos rojos) de (a) la región de la CL y (b) la región del Oeste del GOM. Las líneas negras indican la densidad potencial para referencia. Los diamantes negros indican las características termohalinas de las masas de agua en el interior del remolino (ver texto en sección 1.1). La localización del núcleo de la GCW encontrada en un RA del Oeste del GOM Vidal *et al.* (1994), con $\sigma_\theta = 25.5 \text{ kg m}^{-3}$, $T = 21 \text{ }^\circ\text{C}$, y $\bar{S} = 36.35 \text{ ppm}$, esta indicada con un círculo negro.

la corriente y el banco de Campeche (e.j., Hurlburt 1986, Chérubin *et al.* 2006, Merino 1997) es conveniente comparar el diagrama $T - S$ observado en el interior de los compuestos de los RCs de la región de la CL (asteriscos azules, Fig. 38a) con los diagramas $T - S$ de la región del Oeste del Canal de Yucatán (Fig. 39).

El diagrama $T - S$ de los RCs de la región de la CL entre los 160 m y 300 m se corresponde bien con el diagrama $T - S$ de la zona de afloramiento descrita en Merino (1997) (Fig. 39c), lo que sugiere que los RCs al formarse en esa región incorporan aguas más frías y menos salinas de debajo de la SUW, que en Merino (1997) la denominan YUW. Por debajo de los 300 m el diagrama $T - S$ parece un tanto anómalo debido a que presenta una capa de salinidad relativamente constante pero un cambio de temperatura de $\sim 3 \text{ }^\circ\text{C}$ en 200 m de profundidad. Si esta porción del diagrama $T - S$ es real, sugeriría que, en la capa de $z \in [300 - 500] \text{ m}$, los RCs contienen aguas que resultan de la mezcla entre la TACW y la AAIW. Los RCs de la región de la CL son muy fríos y poco salinos, algo que ya se vió por las intensas anomalías

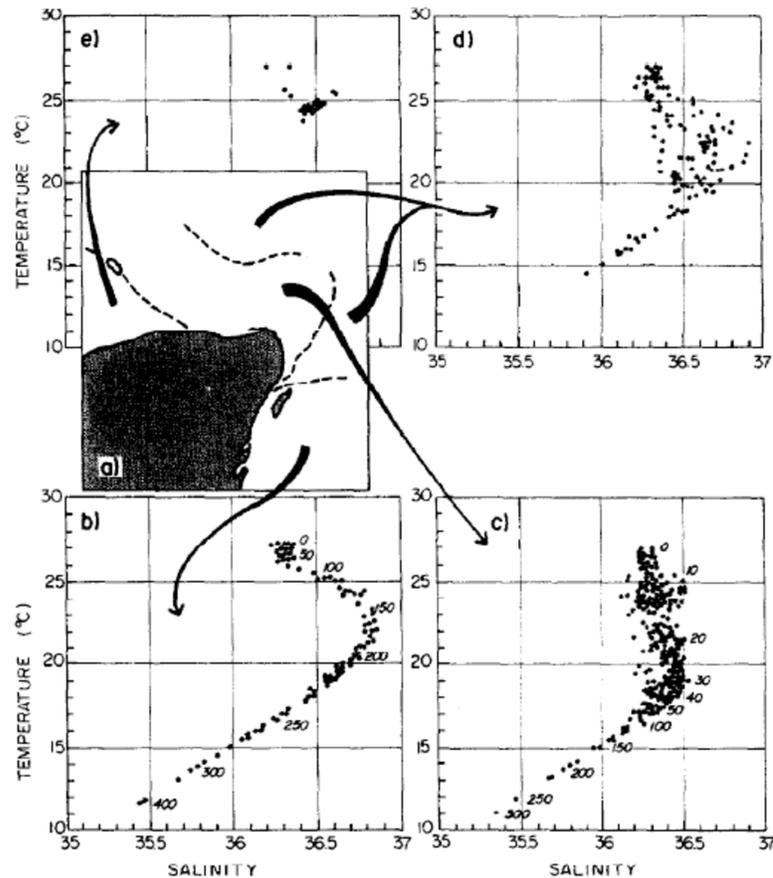


Figura 39: Diagramas Temperatura-Salinidad durante un crucero de Primavera para regiones del Oeste del Canal de Yucatán. a) Localización de las regiones de cada diagrama $T - S$, b) diagrama $T - S$ de la zona no alterada del Caribe, c) diagrama $T - S$ de la zona de afloramiento, d) diagrama $T - S$ de la zona de transición, y e) diagrama $T - S$ de la zona de mezcla (extraído de Merino (1997)).

de T (-8.5°C) y S (-1.1 ppm) obtenidas en los compuestos verticales (Figs. 16 y 19 para $r < 0$).

Los compuestos de RCs (asteriscos azules, Fig. 38b) y RAs (asteriscos rojos, Fig. 38b) de la región del Oeste del GOM contienen las mismas masas de agua. Esto es evidente porque los diagramas $T - S$ de ambos remolinos aproximadamente se superponen, aunque el diagrama $T - S$ de los RCs esta desplazado hacia menores temperaturas y salinidades, es decir, para una misma profundidad los RCs son más fríos y menos salinos que los RAs. Esto se explica simplemente por la estructura vertical termohalina característica de los remolinos de vorticidad potencial de signo opuesto: las isotermas e isohalinas de los RCs y RAs estan abombadas hacia arriba (convexas) y hacia abajo (cóncavas), respectivamente (Figs. 40 y 41). Esta semejanza de las características termohalinas de ambos tipos de remolinos también

se refleja en los compuestos verticales de las anomalías ya que presentan el mismo orden de magnitud (Figs. 21 y 22). A modo de validación, en el apéndice se comparan las secciones cuasi-instantáneas de T , S , y $|\mathbf{u}|$ de los remolinos Cameron y Ekman liberados por la CL con los compuestos obtenidos en esta tesis para los RAs de ambas regiones de estudio.

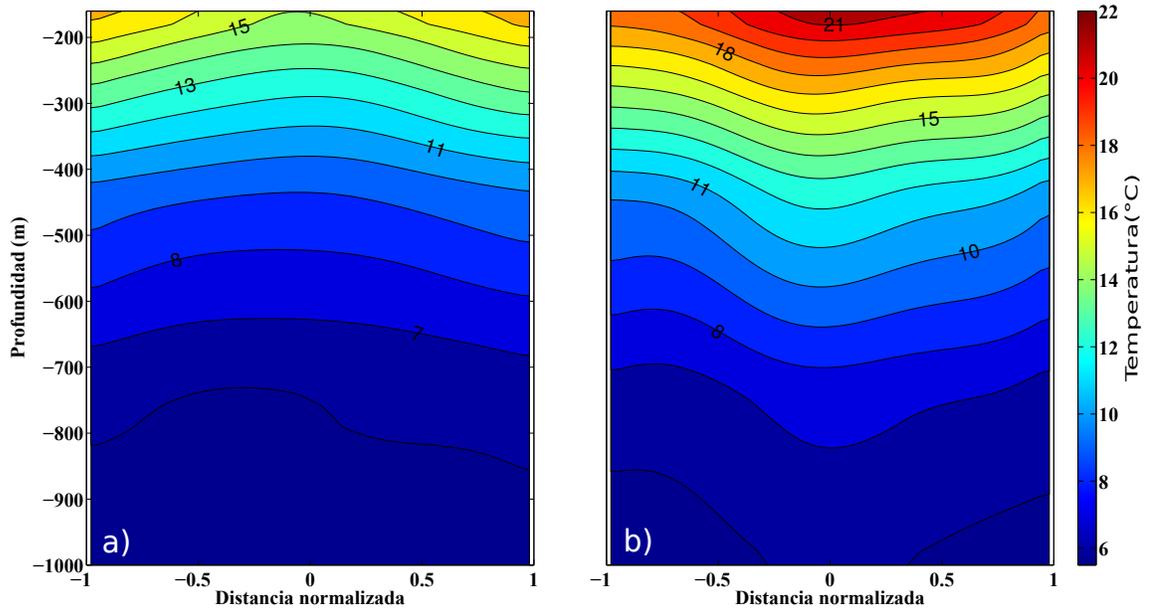


Figura 40: Sección vertical del compuesto 3D de Temperatura para: a) RCs y b) RAs de la región del Oeste del GOM.

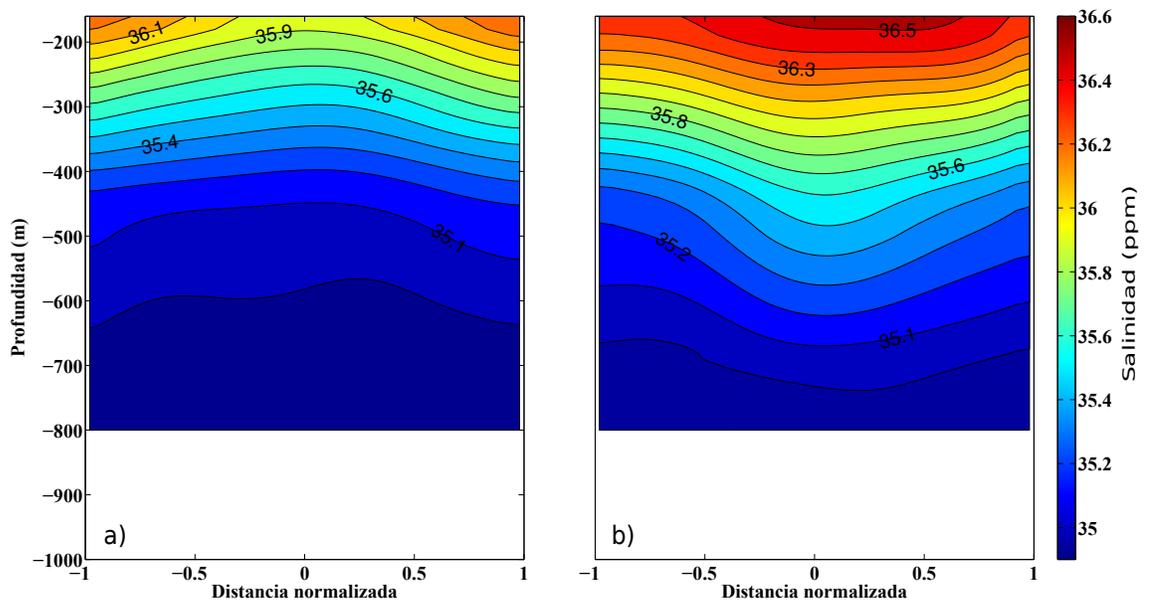


Figura 41: Sección vertical del compuesto 3D de Salinidad para: a) RCs y b) RAs de la región del Oeste del GOM.

Capítulo 5. Conclusiones

En este estudio se han investigado las características en la vertical de los remolinos de mesoescala en el GOM en base a mapas de altimetría satelital y perfiles verticales de temperatura, salinidad y velocidad horizontal medidos durante el periodo de 2007-2012 por los anclajes del grupo CANEK. La región del Oeste del GOM cuenta con 23 anclajes con los cuales se lograron obtener compuestos verticales 3D de T , S , $|\mathbf{u}|$ y de sus anomalías respecto un océano en reposo, a diferencia de la región de la CL donde se utilizaron 9 anclajes y solamente se obtuvieron compuestos verticales 2D. Para el cálculo de los compuestos 2D se supuso isotropía horizontal de los remolinos. Los resultados indican que esta suposición sí es válida para las distribuciones horizontales de T' y S' (Fig. 24), pero no se cumple para el caso de la anomalía de la velocidad horizontal donde se observa que la rapidez es mayor en los cuadrantes Norte (Fig. 25).

Los RAs que arriban al Oeste del GOM (Fig. 22) aún mantienen vestigios del máximo de salinidad característico de los RAs liberados por la CL (Fig. 38a y Fig. 43b). Los RAs liberados de la CL contienen características de las aguas del Caribe (Figs. 4 y 38a) y durante su propagación hacia el Oeste modifican sus propiedades termohalinas y cinemáticas: (i) la SUW se ha mezclado con la GCW ya que el máximo de salinidad se ha diluido de $\sim [36.7 - 36.8]$ ppm a 36.5 ppm y la temperatura ha disminuido de 22.5°C a 21°C como se puede ver en el diagrama $T - S$ (Figs. 38a,b) y en las secciones cuasi-instantaneas del RA Ekman (Figs. 45b y 46b) y (ii) la temperatura y salinidad en toda la columna de agua ha disminuido (Figs. 42a,b). Elliott (1982) y Vidal *et al.* (1994) sugieren que la mezcla vertical del océano superior se asocia al efecto del esfuerzo del viento (*Nortes*). En nuestros compuestos el enfriamiento y disminución de la T y S no se limita al océano superior sino que se observa en toda la columna de agua. Aunque no se puede decir exactamente cuáles son los mecanismos responsables de esta reducción de S y T , debe ser una combinación de los siguientes procesos: (i) la interacción entre remolinos (fusión/división), (ii) afloramiento de aguas frías (e.g., Viúdez y Dritschel 2003, Pallàs-Sanz y Viúdez 2005), y (iii) interacción de los remolinos con

la plataforma Oeste del GOM (e.g., Vidal *et al.* 1994). Elliott (1982) también muestra que el enfriamiento se extiende hasta los 500 m de profundidad, que es el límite inferior de sus perfiles verticales de temperatura (ver su Fig. 11), pero esto no explica la causa.

Los RCs de la región de la CL, muestran intensas anomalías de T y S respecto a los RCs del Oeste del GOM (Figs. 33 y 34), indicando que los remolinos de ambas regiones tienen mecanismos de generación diferentes. Los RCs de la región de la CL son más fríos y menos salinos en comparación con los RCs del Oeste del GOM. Estas diferencias se atribuyen a que los RCs de la CL contienen aguas afloradas de la YUW (Merino 1997), mientras que los RCs del Oeste del GOM contienen masas de agua propias de esa región.

Las diferencias en rapidez están asociadas a las intensidades de las corrientes que los generan. Las corrientes débiles (intensas) generan remolinos débiles (intensos). Por ello los remolinos de las zonas de afloramiento (Corriente de California y Perú-Chile) y del Oeste del GOM son débiles (Chaigneau *et al.* 2011 y Kurian *et al.* 2011; Fig. 44), y los remolinos desprendidos de la corriente de Kuroshio (Zhang *et al.*, 2013) y de la CL son intensos (Fig. 20 y Fig. 42c). A excepción de los RAs de la región del Oeste del GOM (maduros) cuya disminución de la rapidez (de un 50 %; Fig. 42c) está asociada a la interacción con otros remolinos y con la plataforma continental del Oeste del GOM.

Los compuestos de RCs y RAs de la región del Oeste del GOM contienen las mismas masas de agua a pesar de haberse formado en diferentes regiones del GOM (Fig. 38b). Esto se asocia a la transformación de las masas de agua de los RAs durante su propagación al Oeste del GOM.

Los RCs de la CL son más grandes, con mayor extensión vertical, más salinos, más fríos, y más intensos, en términos de rapidez, que los RCs del Oeste del GOM; los RAs jóvenes (de la CL) son más grandes, con mayor extensión vertical, más salinos sub-superficialmente, más cálidos, y más intensos, en términos de rapidez, que los RAs maduros del Oeste del GOM (Figs. 30, 31, 32, 33, 34, 35, Tabla 2).

En la región de la CL los RCs y RAs tienen tamaños parecidos y abundan los remolinos grandes (Tabla 2). La vorticidad vertical es parecida para los RAs y RCs pero los RCs tienen mayor amplitud (10 %) y EKE asociada (30 %) en superficie.

En la región del Oeste del GOM los RCs y RAs tienen radios promedio ligeramente diferentes, siendo más grandes los RAs (Tabla 2). Mientras que la amplitud, vorticidad vertical, y EKE es similar en ambos remolinos. Esto corrobora que los RCs y RAs de la región del Oeste del GOM tienen características similares tanto en superficie como en la vertical.

Desde un punto de vista estadístico, todos los remolinos de la región de la CL son más grandes, con mayor amplitud, vorticidad vertical, y EKE que los remolinos de la región del Oeste del GOM, independientemente de su sentido de rotación.

En los compuestos de los remolinos de la región de la CL, las profundidades de atrapamiento de fluido se extienden desde superficie hasta los ~ 1000 m debido a las intensas velocidades de los remolinos de la CL. En la región del Oeste del GOM la rapidez es menor y, por ello, existen profundidades de atrapamiento de $\sim [550 - 850]$ m ($\sim [650 - 1000]$ m) para RCs (RAs) (Fig. 36). Esto está de acuerdo con la menor extensión vertical de los RCs respecto de los RAs.

Con base en los resultados mostrados en esta tesis, los esfuerzos de una futura investigación deben de ser encaminados a entender mejor los mecanismos de generación de los remolinos ubicuos en el GOM y los mecanismos de mezcla vertical en el interior de los RAs durante su propagación hacia el Oeste del GOM. Así mismo, debido a la falta de datos no se pudo describir las características termohalinas y cinemáticas del océano superior. Por ello, se recomienda el muestreo insitu y/o el uso de un modelo numérico para investigar la capa de los primeros ~ 200 m de los remolinos del GOM.

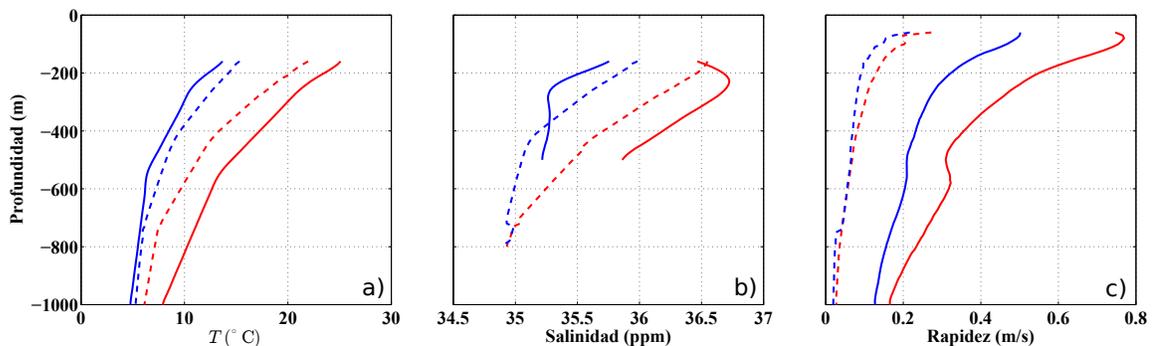


Figura 42: Perfiles verticales de Temperatura, Salinidad, y Rapidez correspondiente al centro de los RAs (líneas rojas) y RCs (líneas azules) para la región de la CL (líneas continuas) y del Oeste del GOM (líneas discontinuas).

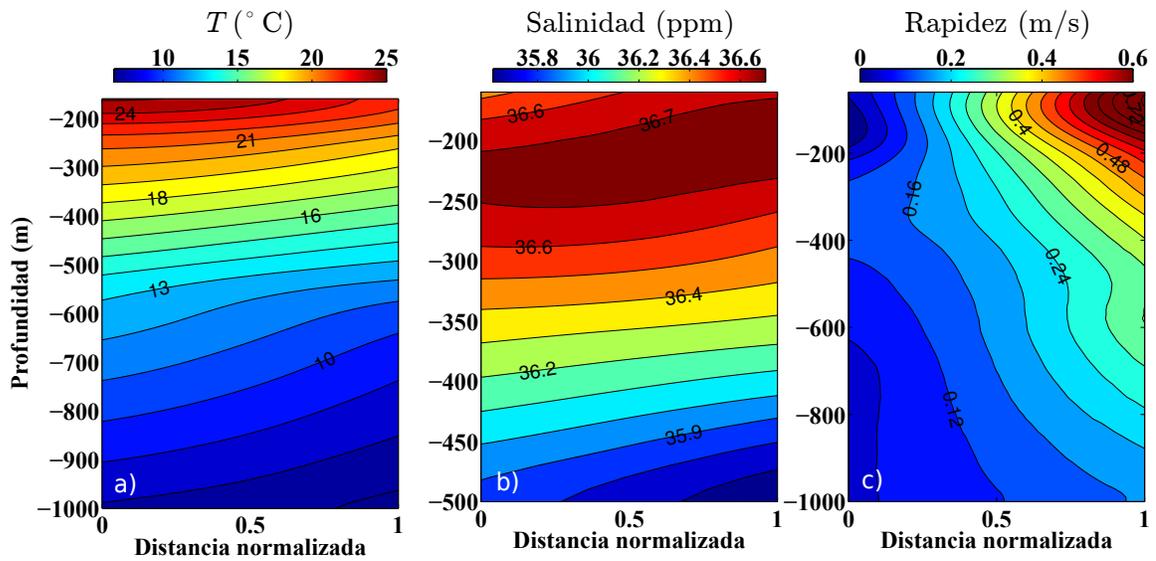


Figura 43: Sección vertical del compuesto de: a) Temperatura , b) Salinidad, y c) Rapidez para los RAs de la región de la CL.

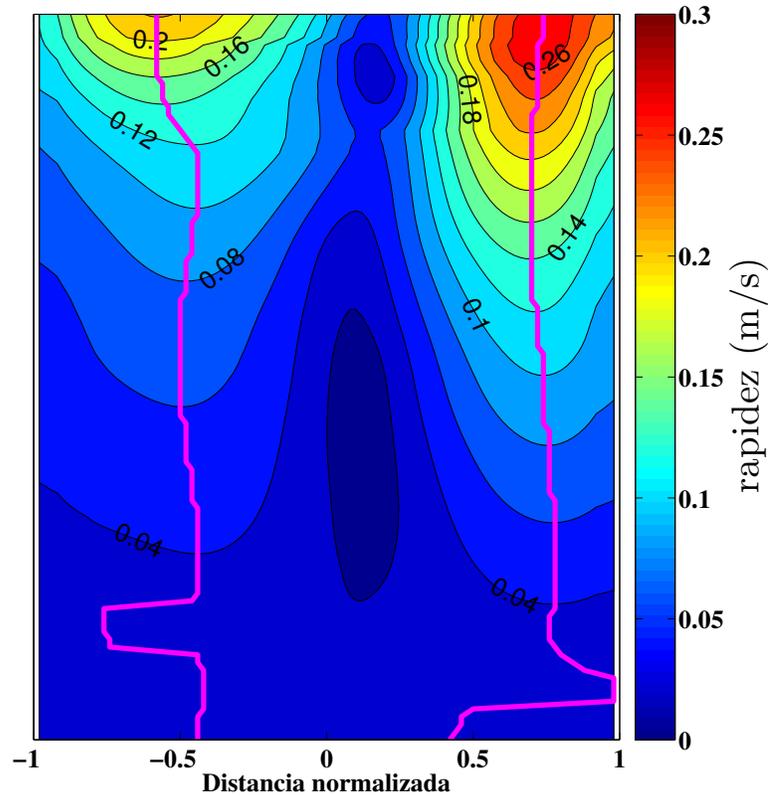


Figura 44: Sección vertical del compuesto 3D de la rapidez para los RAs de la región del Oeste del GOM. Las líneas rosa oscuro indican la distancia r a la cual la rapidez es máxima a cada profundidad. Esto es una medida de la extensión horizontal del núcleo del remolino (L_n). Asumiendo un diámetro medio de los RAs del Oeste de 260 km, obtenemos una $L_n = 0.7 \cdot 260 = 195$ km.

Lista de referencias

- Allen, C. B., Kanda, J., y Laws, E. A. (1996). New production and photosynthetic rates within and outside a cyclonic mesoscale eddy in the north Pacific subtropical gyre. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **43**(6): 917–936.
- Bakun, A. (2006). Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina*, **70**(2): 105–122.
- Behringer, D. W. y Festas, M. (1977). The variability of anticyclonic current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*.
- Bretherton, F. P., Davis, R. E., y Frandry, C. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research.*, **23**(7): 559–582.
- 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.
- Carton, X. (2010). *Fronts, Waves and Vortices in Geophysical Flows*. Springer., primera edición. 199 pp.
- Chaigneau, A., Eldin, G., y Dewitte, B. (2008). Mesoscale eddies off peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, **79**: 106–119.
- Chaigneau, A., Eldin, G., y Dewitte, B. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Progress in Oceanography*, **83**(1): 117–123.
- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., y Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific ocean: a composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *Journal of Geophysical Research*, **116**(11025): 1–16.
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., y Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research*, **118**(10): 5251–5266.
- 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.
- Cochrane, J. D. (1972). Separation of an anticyclone and subsequent developments in the Loop Current (1969). *Gulf Publishing Co*, **2**: 91–106.
- Colas, F., McWilliams, J., Capet, X., y Kurian, J. (2011). Heat balance and eddies in the Peru Chile current system. *Climate Dynamics*, **39**(1): 509–529.

- Cooper, C., Forristall, G. Z., y Joyce, T. M. (1990). Velocity and hydrographic structure of two Gulf of Mexico warm-core rings. *Journal of Geophysical Research*, **95**(2): 1663–1679.
- Cornuelle, B., Chereskin, T., Niiler, P., y Morris, M. (2000). Observations and modeling of a California undercurrent eddy. *Journal of Geophysical Research*, **105**(1): 1227–1243.
- Cotté, C., Dovidio, F., Chaigneau, A., Lévy, M., Taupier-Letage, I., Mate, B., y Guinet, C. (2011). Scale-dependent interactions of resident mediterranean whales with marine dynamics. *Limnology and Oceanography*, **51**(1): 219–232.
- Domokos, R., Seki, M., Polovina, J., y Hawn, D. (2007). Oceanographic investigation of the American Samoa albacore (*Thunnus alalunga*) habitat and longline fishing grounds. *Fisheries Oceanography*, **16**(6): 555–572.
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, **12**: 1292–1309.
- Falkowski, P., Zieman, D., Kolber, Z., y Bienfang, P. (1991). Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature*, **352**: 55–58.
- Flierl, G. (1981). Particle motions in large amplitude wave fields. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **18**: 39–74.
- Forristall, G., Schaudt, K., y Cooper, C. (1992). Evolution and kinematics of a Loop Current eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **97**(2): 2173–2184.
- Fratantoni, P., Lee, T., Podesta, G., y Muller-Karger, F. (1998). The influence of Loop Current perturbations on the formation and evolution of Tortugas eddies in the southern Stratis of Florida. *Journal of Geophysical Research*, **103**(11): 24,759–24,779.
- Hamilton, P. (2007). Eddy statistics from Lagrangian drifters and hydrography for the northern Gulf of Mexico slope. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **112**(9): 1180–1207.
- Hamilton, P., Fargion, G., y Biggs, D. (1999). Loop Current eddy paths in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, **29**(6): 1180–1207.
- Hogg, N. (1991). Mooring Motion Corrections Revisited. *J. Atmos.*, **8**: 289–295.
- Hoskins, B., Draghici, I., y Davies, H. (1978). A new look at the w equation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**: 31–38.
- Hsin, Y., Qiu, B., Chiang, T., y Wu, C. (2013). Seasonal to interannual variations in the intensity and central position of the surface Kuroshio east of Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(9): 4305–4316.
- Hurlburt, H. (1986). Dynamic transfer of simulated altimeter data into subsurface information by a numerical ocean model. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **91**(2): 2372–2400.

- Kinard, F., Atwood, D., y Giese, G. (1974). Dissolved oxygen as evidence for 18°C Sargasso Sea Water in the eastern Caribbean Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **21**(1): 79–82.
- Klein, P. y Lapeyre, G. (2009). The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence. *Annual Review Of Marine Science.*, **1**: 351–375.
- Kurian, J., Colas, F., Capet, X., McWilliams, J., y Chelton, D. (2011). Eddy properties in the California Current System. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **116**(8): 1–18.
- Le Traon, P., Nadal, F., y Ducet, N. (1998). An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.*, **15**(2): 522–534.
- Leben, R. (2005). Altimeter-derived Loop Current metrics. *Geophysical Monograph*, **161**: 181–201.
- Leben, R. y Bom, G. (1993). Tracking Loop Current eddies with satellite altimetry. *Advances in Space Research*, **13**(11): 325–333.
- Liu, Y., Dong, C., Guan, Y., Chen, D., McWilliams, J., y Nencioli, F. (2012). Eddy analysis in the subtropical zonal band of the North Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **68**: 54–67.
- Martin, A. y Richards, K. (2001). Mechanisms for vertical nutrient transport within a north atlantic mesoscale eddy. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **78**(4): 757–773.
- Maul, G. y Vukovich, F. (1993). The relationship between variations in the Gulf of Mexico loop current and straits of florida volume transport. *Journal of Physical Oceanography*, **23**(5): 785–796.
- McGillicuddy, D., Johnson, R., Siegel, D., Michaels, A., Batters, N., y Knap, A. (1999). Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **104**(6): 13381–94.
- McNeil, J., Jannasch, H., Dickey, T., D., M., Brzezinski, M., y C., S. (1999). New chemical, bio-optical, and physical observations of upper ocean response to the passage of a mesoscale eddy off Bermuda. *Journal of Geophysical Research*, **104**(7): 15,537–15,548.
- Merino, M. (1997). Upwelling on the Yucatan shelf: hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems*, **13**(1): 101–121.
- Morrison, J. y Nowlin, W. (1982). General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **87**(6): 4207–4229.
- Nowlin, W. (1972). Winter circulation pattern and property distributions. Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico.

- Nowlin, W., Jochens, A., DiMarco, S., Reid, R., y Howard, M. (2001). Deepwater physical oceanography reanalysis and synthesis of historical data: Synthesis report. *OCS Study MMS 2001-064, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA.*, p. 528.
- Oey, L.-Y., Lee, H.-C., y Schmitz, W. (2005). Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **108**(10): 1–25.
- Pallàs-Sanz, E. y Viúdez, A. (2005). Diagnosing Mesoscale Vertical Motion from Horizontal Velocity and Density Data. *Journal of Physical Oceanography*, **35**: 1744–1762.
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., y Candela, J. (2013). Direct observations of the upper layer circulation in the Southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **85**: 182–194.
- Pichevin, T. y Nof, D. (1997). The momentum imbalance paradox. *Tellus*, **49**(2): 298–319.
- Rivas, D., Badan, A., y Jose., O. (2005). The Ventilation of the Deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, **35**: 1763–1781.
- Robinson, A., McGillicuddy, D., Calman, J., Ducklow, H., y Fasham, M. (1993). Mesoscale and upper ocean variabilities during the 1989 JGOFS bloom study. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **40**(1): 9–35.
- 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.
- Sturges, W. y Kenyon, K. (2008). Mean flow in the Gulf of Mexico. *American Meteorological Society.*, **38**: 1501–1514.
- Sturges, W., Lugo-Fernandez, A., y Shargel, M. (2005). Introduction to Circulation in the Gulf of Mexico. *American Geophysical Union*, **161**: 1–10.
- Sturges, W., Hoffmann, N., y Leben, R. (2010). A Trigger Mechanism for Loop Current Ring Separations. *Journal of Physical Oceanography*, **30**(5): 1814–1818.
- Vidal, V., Vidal, F., Hernandez, A., Meza, E., y Zambrano, L. (1994). Winter Water Mass Distributions in the Western Gulf of Mexico Affected by a Colliding Anticyclonic Ring. *Journal of Oceanography.*, **50**(5): 559–588.
- Viúdez, A. y Dritschel, D. (2003). Mesoscale vertical velocity in mesoscale geophysical flows. *J. Fluid Mech.*, **483**: 199–223.
- Vukovich, F. (1995). An updated evaluation of the Loop Currents eddy-shedding frequency. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **100**(15): 8655–8659.
- Vukovich, F. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico using satellite remote sensing data. *Journal of Physical Oceanography*, **37**(3): 689–707.
- Vukovich, F. y Crissman, B. (1986). Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, **91**(2): 2645–2660.

- Yang, G., Wang, F., Li, Y., y Lin, P. (2013). Mesoscale eddies in the northwestern subtropical Pacific Ocean: Statistical characteristics and three-dimensional structures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(4): 1906–1925.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S., y O’Brien, J. Zamudio, L. (2006). On the Loop Current eddy shedding variability. *Atmósfera*, **19**(1): 41–48.
- Zhang, Z., Zhao, W., Tian, J., y Liang, X. (2013). A mesoscale eddy pair southwest of Taiwan and its influence on deep circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(12): 6479–6494.

Apéndice A. Secciones verticales cuasi-sinópticas para los remolinos Cameron y Ekman: validación de los compuestos

En este apéndice se muestran secciones verticales cuasi-sinópticas de temperatura, salinidad y rapidez para dos remolinos anticiclónicos que cruzaron algún anclaje profundo (> 1000 m). Específicamente se muestran las secciones para el RA Ekman en la región de la CL (Fig. 45) y en el Oeste del GOM (Fig. 46); y el RA Cameron solo para la región del Oeste del GOM (Fig. 47).

El remolino anticiclónico Cameron fue un RA grande ($\bar{R} \simeq 170$ km) que se desprendió de la CL en Julio 2008 y se disipó en el Oeste del GOM en Mayo de 2009. El remolino Ekman fue un RA muy grande ($\bar{R} \simeq 200$ km) que se liberó de la CL en Julio de 2009 y se disipó en el Oeste del GOM en Marzo del 2011. Cameron (Ekman) cruzó el anclaje ARE3500 (LMP3500) en ~ 2 meses a una velocidad de ~ 5 km día⁻¹ (~ 6 km día⁻¹). Para esta velocidad de traslación se obtiene un radio de $\bar{R} = 5 * 30 \sim 150$ km ($\bar{R} = 6 * 30 \sim 180$ km) que es cercano al radio promedio (129 km) del compuesto de los RAs en el Oeste del GOM. Estas diferencias se deben a que el compuesto considera todos los RAs de radios contenidos entre [40 – 220] km y por ello el radio promedio disminuye respecto al radio de un RA grande o muy grande liberados por la CL. Adicionalmente, Ekman cruzó el anclaje HD13300 ubicado en la región de la CL y se quedó alrededor del núcleo durante ~ 2 meses para dejar el anclaje en Agosto del 2010, 4 meses más tarde.

Las propiedades termohalinas y cinemáticas de Cameron y Ekman en el Oeste del GOM son las características de un RA maduro que ya se ha mezclado con las aguas comunes del GOM y el máximo subsuperficial de salinidad, característico de las aguas Atlánticas Caribeñas, se ha erosionado (Figs. 47 y 46): (i) Temperaturas de $\sim [21 - 22]$ °C (~ 7 °C) a $z = -200$ m ($z = -800$ m), (ii) máximo de salinidad de [36.1 – 36.4] ppm en subsuperficie

para $z \in -[200 - 250]$ m, y (iii) rapidez máxima de $\sim 0.6 \text{ m s}^{-1}$ alrededor de $z = -100$ m. Estos valores contrastan con el máximo subsuperficial de salinidad de ~ 36.8 ppm para $z \in -[200 - 250]$ m, temperatura de $\sim 24^\circ\text{C}$ ($\sim 10^\circ\text{C}$) a $z = -200$ m ($z = -800$ m), y rapidez máxima de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ a $z = -100$ m para el remolino Ekman en la región de la CL (Fig.45). Esto es, la temperatura (salinidad) se ha reducido $[2 - 3]^\circ\text{C}$ ($[0.4 - 0.7]$ ppm) y la rapidez $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$ en ~ 9 meses.

Estos valores de T y S de las secciones cuasi-instantáneas (Figs. 47a,b y 46a,b) están de acuerdo con los compuestos obtenidos para los RAs en el Oeste del GOM: (i) Temperaturas de $\sim 20^\circ\text{C}$ ($\sim 7^\circ\text{C}$) a $z = -200$ m ($z = -800$ m) y (ii) salinidad de $[36.2 - 36.4]$ ppm a $z \in -[200 - 250]$ m (Figs. 40b y 41b). Al tratarse de un compuesto de muchos remolinos de diferentes tamaños (> 40 km de radio) y rapidezces máximas, las secciones cuasi-instantáneas (Figs. 47c y 46c) muestran mayor $|\mathbf{u}|$ (50 %) que en el compuesto del Oeste del GOM (Fig. 44b). De igual forma la sección cuasi-instantánea de Ekman en la CL (Fig. 45) tiene rangos de T , S , y $|\mathbf{u}|$ similares al compuesto de la región de la CL (Fig. 43): (i) Temperaturas de $\sim 23^\circ\text{C}$ ($\sim [9 - 10]^\circ\text{C}$) a $z = -200$ m ($z = -800$ m), (ii) salinidad de ~ 36.7 ppm a $z \in -[200 - 250]$ m, y (iii) rapidez máxima de $\sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$ a $z = -100$ m. De esta forma se puede concluir que los compuestos de los RAs obtenidos en esta tesis tienen las características termohalinas y cinemáticas típicas de los RAs de la región de la CL y del Oeste del GOM.

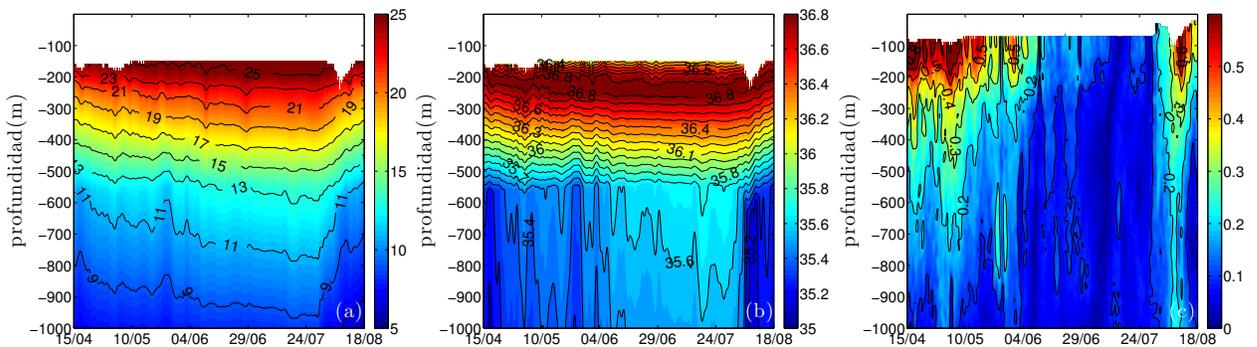


Figura 45: Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Ekman en la región de la CL medidas por el anclaje HD13300.

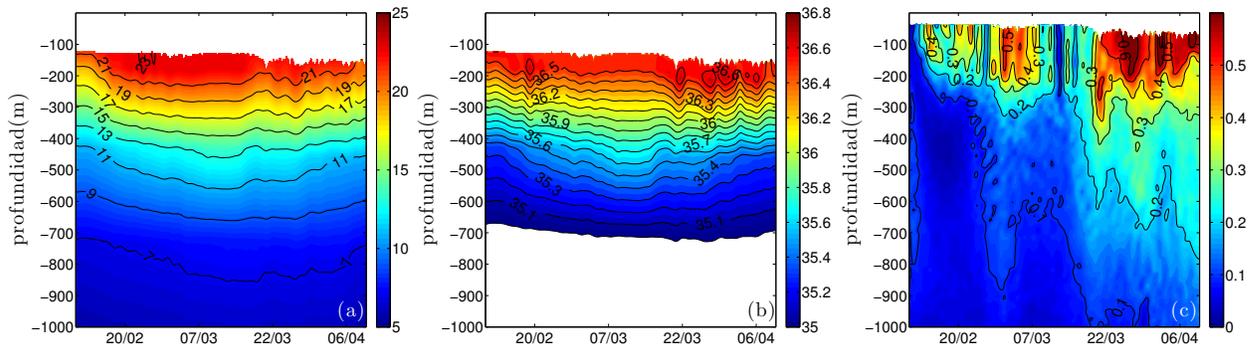


Figura 46: Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Ekman en el Oeste del GOM medidas por el anclaje LNK3500.

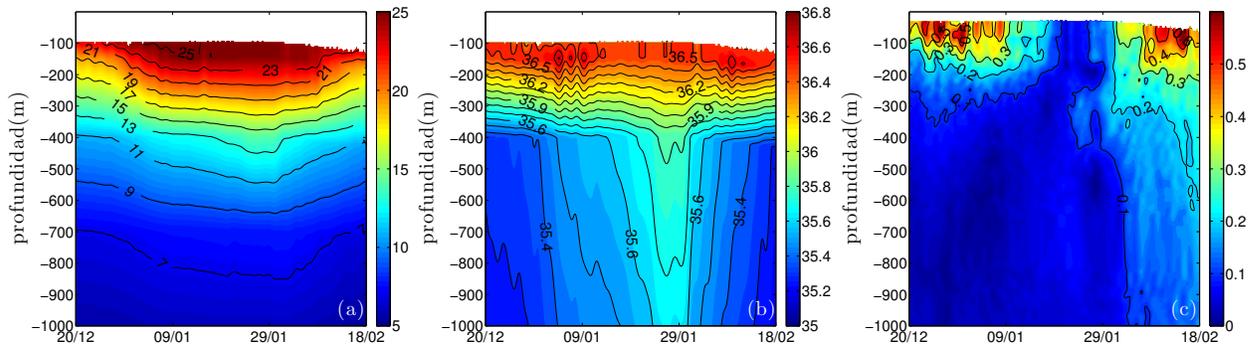


Figura 47: Secciones verticales cuasi-sinópticas de (a) Temperatura, (b) Salinidad, y (c) Rapidez para el remolino anticiclónico Cameron en el Oeste del GOM medidas por el anclaje ARE3500.