

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Incremento del corte vertical y oscilaciones subinerciales por
la interacción de remolinos en el talud occidental del Golfo
de México**

Tesis

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

Presenta:

Lenna Oriana Ortiz Castillo

Ensenada, Baja California, México
2015

Tesis defendida por

Lenna Oriana Ortiz Castillo

y aprobada por el siguiente Comité


Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Director de tesis

Dr. Luis Zavala Sansón

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla



P.A. 

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Posgrado en
Oceanografía Física

Dr. Jesús Favela Vara
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Lenna Oriana Ortiz Castillo** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Incremento del corte vertical y de oscilaciones subinerciales por la interacción de remolinos en el talud occidental del Golfo de México

Resumen aprobado por:


Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Director de tesis

Con datos de altimetría en conjunto con mediciones de corrientes y de temperaturas del periodo 2008 - 2013, se estudia el avance hacia el talud de remolinos anticiclónicos en el Golfo de México. Estos remolinos se forman por estrangulamiento del meandro que forma la Corriente del Lazo y se trasladan con componente al oeste hasta comúnmente colisionar con el talud frente Tamaulipas y Veracruz. Dos efectos son muy notorios: el incremento en el corte vertical de la velocidad y la intensificación de oscilaciones subinerciales. También se observaron eventos esporádicos de flujos contrarios a los del remolino en superficie y la usual disminución de la uniformidad del perfil. El corte vertical, en perfiles verticales ajustados, linealmente, por mínimos cuadrados en los 500 m próximos a la superficie, es una propiedad global del perfil. Cuando los remolinos se encuentran en aguas de ~3500 m de profundidad, este corte muestra valores máximos próximos a $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ y cuando, continuando con su emigración, remontan a donde la profundidad es de ~500 m el corte se incrementa a $1.5 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-3} s^{-1}$. La uniformidad del perfil es alta en aguas profundas y disminuye, para el mismo remolino, cuando aborda aguas someras. Las observaciones muestran la intensificación de oscilaciones subinerciales, en profundidades de ~500 y ~130 m, cuando los remolinos, señalados por la altimetría, presentan una fracción de ellos en aguas de 500 m de profundidad o más someras y el resto en mayores profundidades (i.e. con flujos superficiales cruzando las isobatas del talud). Las oscilaciones subinerciales se observan menos intensas en aguas profundas. La velocidad del agua asociada a estas oscilaciones, que tienen periodos típicos entre 3 y 15 días, muestra polarización a lo largo de las isobatas solamente en aguas someras, lo que sugiere que son ondas topográficas atrapadas a la costa.

Palabras clave: Golfo de México, remolino, talud, corte vertical, oscilaciones subinerciales

Abstract of the thesis presented by Lenna Oriana Ortiz Castillo as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography with orientation in

Increased vertical shear and subinertial oscillations by the interaction of eddies in the western slope of the Gulf of Mexico.

Abstract approved by:


Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Thesis Director

The altimetry data along current and temperature measurements for the period 2008-2013 show the effects of anticyclonic eddies advancing over the continental slope in the Gulf of Mexico. These eddies pinch-off from the Loop Current and migrate westward, commonly colliding with the slope parallel to the coast of Tamaulipas and Veracruz. Two effects are quite noticeable: the increase in vertical shear of horizontal velocity and the intensification of subinertial oscillations. The ample data also shows sporadic events of flows opposite to near surface flows and a common decrease in profiles' uniformity. A linear least-square fit of the vertical profiles, in the top 500 m, provides a global measure of the shear. Eddies on ~3500m depth waters show a maximum shear of $\sim 1 \times 10^{-3} s^{-1}$ and when, continuing with their migration, reach shallow, ~500 m, waters the shear increases to $1.5 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-3} s^{-1}$. The near-linear depth velocity variation in deep waters is lost when over shallow waters. The observations show the intensification of subinertial oscillations when a fraction of an eddy is over 500 or 130 m water depth and the rest extends into deeper waters. Under this geometry the surface flows cross slope isobaths. The subinertial oscillations although present in deep waters are less intense. The flows associated with these subinertial oscillations, with periods from 3 to 15 days, show high polarization along the isobaths only for the shallow (500 and 130 m depth) measurements, thus suggesting that these are topographic coastally trapped waves.

Keywords: **Gulf of Mexico, eddy, slope, vertical shear, subinertial oscillations.**

Dedicatoria

*A mí,
a Dios y
a mi familia.*

Agradecimientos

Agradezco a Pepe por adentrarme al mundo de los LCEs. Ha sido toda una experiencia nueva para mí. Gracias por todo tu apoyo, por guiarme con paciencia y darme tan buenos consejos.

A Luis y Raúl que desde el principio se interesaron e involucraron en este trabajo. Sus sugerencias fueron pieza clave en la culminación de esta tesis.

A CONACyT por su apoyo económico.

A grupo CANEK por los datos compartidos.

A mis maestros, personal administrativo, técnicos y compañeros del DOF que hicieron más agradable mi estancia en CICESE.

A mis compañeros de generación: Caro, Tenoch, Ramsés, Héctor, Ixe, Ross, Nat, Javi, Rodney e Ivonne por todos los momentos únicos.

A mis compañeros de cubo Javi, Nat y Braulio quienes con sus pláticas mañaneras hacían cada día muy ameno.

A Caro por ser como una hermana. Muchas vivencias, confidencias y momentos muy divertidos que espero sigan sumándose.

A Ross por ser mi gran amiga. Gracias por siempre escucharme y darme tu ayuda incondicional.

A Ana y Martha por mostrarme el mundo del running y el gusto por correr. A mi queridísimo couch David, Teresita, Norma, Ely, Carmen, Vicky, Maite, Pancho, Marbe, Alex, Lic, Jaqui, Fer (el hermoso), Vane, Fer, Pily, Maristina y a todo el equipo Todos Santos por ser mi familia aquí en Ensenada. Han hecho mi estancia en Ensenada muy feliz y me ayudaron a vencer mis límites.

A los integrantes de mi casa, Alex, Boss y Camila quienes han estado ahí presentes en este proceso y hacen mi vida mejor.

A todos mis amigos que me han acompañado en estos tres años, han sido parte de este logro.

Tabla de contenido

	Página
Resumen español	ii
Resumen inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xiv

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes.....	1
1.1.1 Formación y migración de remolinos.....	1
1.1.2 Remolinos de la Corriente de Lazo y su estructura vertical.....	2
1.1.3 Interacción de remolinos contra fronteras.....	3
1.1.4 Algunos efectos de la interacción de remolinos con pendientes del fondo.....	4
1.2 Motivación.....	5

Capítulo 2. Mediciones disponibles

2.1 Altimetría.....	6
2.2 Anclajes.....	6
2.3 Procesamiento de datos de anclajes.....	9

Capítulo 3. Cálculos y Resultados

3.1 Componentes de velocidad utilizadas.....	12
3.1.1 Bajas frecuencias.....	12
3.1.1.1 Promedio vertical.....	12
3.1.1.2 Componente de velocidad en la dirección del vector promedio.....	14
3.1.1.3 Ajuste del perfil.....	14
3.1.2 Altas frecuencias.....	15
3.2 Remolinos en aguas profundas.....	17
3.2.1 Remolinos transitando sobre un anclaje.....	18
3.2.1.1 Caso Cameron.....	19
3.2.1.2 Caso Ekman.....	22
3.2.2 Corte en múltiples remolinos como función al centro.....	24
3.2.3 Resultados relevantes de remolinos en aguas profundas.....	28
3.3 Remolinos sobre la plataforma.....	31
3.3.1 Periodo de interacción.....	31

3.3.2	Censo de los periodos de interacción.....	36
3.3.3	Pérdida de la uniformidad del perfil.....	38
3.3.4	Incremento del corte vertical.....	40
3.4	Oscilaciones Subinerciales.....	42
3.4.2	Ejemplo de OSis.....	42
3.4.3	Series largas.....	45
3.4.4	Polarización de la velocidad.....	48
 Capítulo 4. Discusiones.....		51
 Capítulo 5. Conclusiones.....		58
 Lista de referencias bibliográficas.....		60
 Anexos.....		64

Lista de figuras

Figura	Página
1 a) Línea de costa y contornos de topografía suavizada (-1km, -2 km, -3km) del Golfo de México (GoM), donde están colocados el conjunto de anclajes ARE (puntos azules), LMP (puntos verdes) y PER (puntos rojos). Los cuatro anclajes en cada transecto se encuentran en tirantes de ~130, ~500, ~2000 y ~3500 m. b) Posición de los anclajes PER500 (rojo), LMP500 (verde) y ARE500 (azul) con respecto al relieve del fondo marino en los transectos mostrados en el mapa del mismo color (línea roja, verde y azul)	8
2 Valores de BI para el perfil de V que cuantifican qué tanto el ajuste lineal reproduce el perfil original, (de menor a mayor es de izquierda a derecha). Cuando BI=35.6%, que es un valor bajo, se reproduce pobremente al perfil medido, en contraste cuando BI=99.8%, que es un valor alto, se reproduce fielmente el perfil de velocidad.....	15
3 Promedio vertical de las velocidades $v_{\sin mareas}$, V_F y v_H registradas por el anclaje LMP500 durante Abril – Agosto 2012.....	16
4 Mapas de altimetría con contornos de 0 cm y 25 cm y adjunto los perfiles de la componente V (azul) y su ajuste lineal (rojo). Para cada par de perfiles se muestra el valor de BI. El LCE Cameron es medido simultáneamente por AVISO y el anclaje LMP3500 (ubicado en el vértice de la escuadra roja).....	18
5 Arriba, contornos de 0 cm de nivel del mar que muestran la posición del LCE Cameron con respecto al anclaje ARE3500 en tres fechas distintas. Los puntos en negro son la estimación del centro del remolino cada semana, desde el primero de enero al 12 de febrero del 2009. Abajo, evolución temporal de la componente v de la velocidad en profundidad. Las líneas roja, negra y azul corresponden a las fechas de los contornos mostrados arriba.....	20
6 a) Evolución temporal de $ \bar{v} $ del LCE Cameron observado en ARE3500 en el periodo Diciembre 2008 – Marzo 2009. b) Evolución temporal de $ \bar{v}_F $ en el mismo periodo. Las líneas roja, negra y azul corresponden a las fechas de los	

	contornos de la Figura 5.....	21
7	a) Contorno de 0 cm de nivel del mar del LCE Cameron registrado el 22 de enero de 2009. La sección que corta por el centro el contorno (línea magenta) está en la dirección de la trayectoria promedio del remolino. b) Evolución temporal de la componente perpendicular a la sección en magenta, que es la dirección del vector magenta en el centro del contorno y que coincide con la posición del anclaje. Sobrepuesto, se grafica $\partial V_F / \partial z$ (también en magenta) con su escala a la derecha en 10^{-3} s^{-1} . La escala superior en b) es la <i>distancia al centro</i> del LCE en kilómetros. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas especificadas en la Figura 5.....	22
8	Arriba, contornos de 0 cm de nivel del mar que muestran la posición del LCE Ekman con respecto al anclaje LMP3500 en tres fechas distintas. Abajo, evolución temporal de la componente v de la velocidad en profundidad. Las líneas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas de los contornos mostrados arriba.....	23
9	a) Contorno de 0 cm de nivel del mar del LCE Ekman registrado el 12 de marzo de 2010 con LMP3500 próximo al centro del contorno. La sección que corta por el centro el contorno (línea magenta) está en dirección de la trayectoria promedio del remolino. b) Evolución temporal de la componente en dirección del vector magenta en el mapa. Sobrepuesto, $\partial V_F / \partial z$ (también en magenta) cuya escala está a la derecha en 10^{-3} s^{-1}). La escala superior es la <i>distancia al centro</i> del LCE en kilómetros. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a los contornos respectivos de las fechas especificadas en la Figura 8.....	24
10	a) Contornos de 5 cm de nivel del mar del LCE Cameron con el anclaje LMP3500 (círculo cian) en su interior. Para los tres contornos (líneas punteadas negra, roja y azul) se indica la <i>distancia al centro</i> (estrellas negra, roja y azul). b) Serie de tiempo de $C = \partial V_F / \partial z$, en el periodo Diciembre 2008 – Febrero 2009. En círculos rojos se indica el corte en las fechas correspondientes a los contornos, los valores se especifican en la Tabla 2. c) Valores de BI que corresponden al mismo periodo. El eje de tiempo está en formato MM/DD.....	26

11	a) Relación entre C y la <i>distancia al centro</i> para 6 LCEs próximos a anclajes en tirantes de 3500 m. b) Diagrama de valores de BI contra valores de C	28
12	a) Evolución temporal de $ \vec{C} $ (líneas negras) para el LCE Cameron registrado en ARE3500 en el periodo Diciembre 2008 – Marzo 2009. Sobrepuesto, $\partial \bar{v}_F / \partial z$ (línea magenta) descrito en Fig. 7b. b) Promedios cuadráticos de $ \bar{v} $ (azul), $ \bar{v}_F $ (verde) y $ \bar{v} - \bar{v}_F $ (negro) que nos muestra que la anomalía es casi nula. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas en que los contornos del mismo color aparecen en la Figura 5.....	29
13	a) Evolución temporal de $ \vec{C} $ (líneas negras) para el LCE Ekman registrado por LMP3500 en el periodo Enero 2010 – Mayo 2010. Sobrepuesto, $\partial \bar{v}_F / \partial z$ (línea magenta) descrito en Fig. 9. b) Promedios cuadráticos con mismo orden y sentido que Fig. 9b. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas en que los contornos del mismo color aparecen en la Figura 8.....	30
14	Diagrama de astillas de $\frac{\partial \bar{v}_F}{\partial z}$ (rojo) y $\langle \bar{v} \rangle$ (azul) correspondientes al paso de Cameron en el periodo Dic 08 – Mar 09 mismo que en la Fig. 4. El intervalo de muestreo en estas series es de 1 día con 18 horas, y estas dos series tienen una correlación compleja de $ \rho = 0.85$	31
15	a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados por PER500. b) Perfil de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.....	33
16	a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados por LMP500. b) Perfil de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.....	34

17	a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados por ARE500. b) Perfil de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.....	35
18	a) Evolución temporal de la componente a lo largo de la isobata para el LCE Cameron medido en LMP500, en el periodo Enero – Mayo 2009. b) Evolución temporal de V_F correspondiente a Cameron, registrado en el mismo anclaje y periodo. c) Evolución temporal de la componente a lo largo de la isobata para el LCE Ekman medido en ARE500, en el periodo Enero – Abril 2010. d) Evolución temporal de V_F correspondiente a Ekman, registrado en el mismo anclaje y periodo.....	39
19	Valores de BI. a) LCE Cameron medido en LMP500, en el periodo Enero – Mayo 2009. b) LCE Ekman medido en ARE500, en el periodo Febrero – Abril 2010. El eje de tiempo está en formato MM/DD.....	40
20	a) Serie de tiempo de C del LCE Cameron medido por el anclaje LMP500 (círculo cian) en el periodo Enero – Mayo 2009. b) Contornos de 0 cm y 25 cm de altimetría del LCE Cameron en la fecha 11-marzo-2009 cuando el valor máximo es $C = 1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$. c) Serie de tiempo de C del LCE Ekman medido por el anclaje ARE500 (círculo cian) en el periodo Enero – Abril 2010. d) Contornos de 0 cm y 25 cm de altimetría del LCE Ekman en la fecha 03-marzo-2010 cuando C alcanza el valor máximo $1.75 \times 10^{-3} s^{-1}$. Se resalta el valor máximo del corte en LCEs en aguas profundas que es $C = 1 \times 10^{-3} s^{-1}$ (línea punteada roja). El eje de tiempo está en formato MM/DD en los paneles a y c.....	41
21	Perfil de velocidad de la componente v_H del trimestre Mayo – Julio de 2011. a) ARE500. b) ARE3500.....	43
22	Serie de tiempo de $C_H = \frac{\partial v_{HF}}{\partial z}$ en los anclajes ARE500 (negro) y ARE3500 (magenta) en el trimestre Mayo – Julio de 2011.....	44

23	Serie de tiempo de v_M en los anclajes ARE500 (negro) y ARE3500 (magenta) en el trimestre Mayo – Julio de 2011...	45
24	A la izquierda, suma de las densidades espectrales de u_M y v_M , multiplicada por la frecuencia, separando, de arriba abajo las líneas PER, LMP y ARE, y los tirantes de ~3500 m en trazo azul, ~2000 m en verde y ~500 m en rojo. Se marca la frecuencia inercial con la línea punteada azul y con el recuadro en rojo la banda de frecuencias correspondiente a OSis. A la derecha se muestra la amplificación de la banda de frecuencias de OSis. Los trazos en líneas delgadas corresponden a los límites de confianza al 80%.....	46
25	Fluctuaciones observadas en la serie de tiempo C_H para los tres anclajes a profundidad de ~500 m, comparando el tiempo de permanencia de los RA y LCEs (cajas amarillas) descrito en Tabla 3. a) PERDIDO, b) LAMPREA y c) ARENQUE.....	48
26	Diagrama de dispersión de las componentes U y V de la velocidad para los tres grupos de anclajes PER, LMP, ARE, LNK a profundidades 130 m (cian), 500 m (azul), 2000 m (verde) y 3500 m (rojo). Las elipses sobrepuestas indican la dirección de las componentes U y V de las OSis que tienden a polarizarse en dirección a la isobata cerca de la costa, en la parte superior, el valor de la excentricidad de cada elipse.....	50
27	Evolución temporal de la componente de la velocidad a lo largo de la isobata medido desde PER500; a) Velocidades filtradas solo para mareas y con ajuste lineal del LCE Jumbo en el periodo Mayo – Septiembre 2013. b) Velocidades filtradas solo para mareas y con ajuste lineal del LCE Darwin en el periodo Agosto – Noviembre 2009. c) Evolución temporal de V_F del mismo periodo que a. d) Evolución temporal de V_F del mismo periodo que b.....	53
28	a) Perfiles de velocidad observadas en 91.1 °W, 27.7 °N en la isobata de 600 m. Se muestran chorros subsuperficiales (líneas rojas) en 9 – 10 Abr/1998. Velocidades máximas <0.45 m/s (líneas azules) y perfil correspondiente a 5 días después el 15 Abr (líneas azul punteada) cuando la velocidad a $z=-200$ m aun es mayor que en superficie (Gráfica cortesía de Chevron Inc, Oey y Zhang (2004)). b) Vectores de velocidad simulados a $z=-50$ m (negro) y $z=-300$ m (colores: rojo >0.45 m/s y azules <0.05 m/s) el 5	

	Sep/1998 sobre la plataforma del oeste de Florida. El chorro subsuperficial se indica con círculos rojos. Los contornos son a 200, 500 y 3000 m.....	54
29	Chorro generado por la interacción de un anticiclón con la topografía en dirección keliniana. Se graficaron Velocidades geostroficas derivadas de hidrografia observadas al oeste de Florida en Agosto de 1998 por Hamilton y Lee (2005).....	54
A1	Detalle de la distribución de instrumentos de los anclajes con tirante de 500 m en el GOM (ARE500).....	66
B1	Figura tomada de https://www.projectrhea.org/rhea/images/9/9f/CoordinateSystems.jpg	68
C1	Diagrama T/S (izquierda) de un conjunto de mediciones en el Golfo de México, cada perfil a ~6 hrs. 20 min. del anterior, 500 de los 508 perfiles rebasan los 200 m de profundidad y más de 450 son hasta 1000 m de profundidad; en el mapa (derecha) se muestra el trazo conectando las posiciones de los perfiles, con algunos de ellos numerados en su orden cronológico El conjunto de perfiles se tomaron en un total de 130 días.....	73
C2	Comparación del corte vertical obtenido a partir de la ecuación de viento térmico (línea azul punteada) contra los anclajes con tirante a ~500 m (línea roja) y ~130 m (línea negra). Serie de tiempo de C del a ~500 m se calculó con ajustes de 200 m a 50 m de profundidad.....	75

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Grupos de anclajes utilizados para este estudio. Para cada uno se detalla el tirante de agua (en su nombre), su ubicación, la fecha inicial y final de la toma de datos y el total de tiempo (en años) que se midió entre esas fechas.....	7
2	Fechas, <i>distancia al centro</i> , cortes verticales y valores de <i>BI</i> medidos durante el paso del remolino Cameron en la proximidad de LMP3500. Las distancias d_1 , d_2 , d_3 son las distancias al centro de los contornos ejemplificados en la Fig. 9a.....	27
3	Tabla 3. Registro de LCEs y RAs medidos en cada anclaje de ~ 500 m. Se indica la fecha inicial y final de interacción con el talud y la duración del periodo de interacción. Los impactos que tuvieron dos periodos están especificados con 1° o 2.....	37

Capítulo 1. Introducción

Los remolinos en el océano son un tema de interés por sus múltiples efectos e interacciones. Un factor que limita y obliga ciertos comportamientos en los remolinos es la topografía del fondo del océano. Cuando los remolinos son afectados por la topografía se deforman e inducen interacciones diferentes a las posibles en mar profundo, razón que vuelve más complicado el entender estos procesos y parametrizarlos.

En este capítulo se describen brevemente los trabajos previos sobre interacción de remolinos con la topografía y sus efectos los cuales están relacionados con nuestro estudio. Además, se plantea la motivación de este tema de tesis y se hace una descripción breve de los capítulos posteriores.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Formación y migración de remolinos

Existen tres fuerzas que gobiernan la circulación oceánica a gran escala, estas son: la fuerza de Coriolis (generada por la rotación de la Tierra), la fuerza de presión y la gravedad que se traduce en fuerzas de flotabilidad por la estratificación. Sumado a estas fuerzas, el viento produce corrientes superficiales que en ocasiones causan convergencias o divergencias en áreas con escala de decenas a centenas de kilómetros. La producción de bajas o altas presiones relativas a su vecindad horizontal circundante, en escalas de cientos de kilómetros (menores a las globales), genera remolinos. Estas bajas y altas presiones tienen orígenes diversos, como puede ser la estrangulación de meandros en corrientes intensas como la Corriente del Golfo (en inglés 'Gulf Stream') en el Atlántico del Norte o en la Corriente del Lazo ('Loop Current' o LC) en el Golfo de México. Hay remolinos producidos por el esfuerzo del viento, como son los generados por los 'tehuanos'. Los remolinos determinados por una alta presión, relativa al medio circundante, son anticiclónicos (RA) y los de baja presión son ciclónicos (RC).

Una vez formado estos remolinos tienden a trasladarse en un sentido. El efecto beta, que se deriva de la variación con latitud del ángulo que forman la gravedad y la rotación de la Tierra, induce una traslación de los remolinos hacia el oeste, sean RAs o RCs como demostró Nof (1983). Este efecto usa como nombre efecto- β por la nomenclatura convencional para designar la variación del parámetro de Coriolis respecto la latitud.

1.1.2 Remolinos de la Corriente de Lazo y su estructura vertical

En el Golfo de México (GoM) la circulación oceánica de mesoescala está dominada principalmente por la Corriente de Lazo (CL) y los remolinos que irregularmente se desprenden de ella. La CL entra por el canal de Yucatán con un transporte de 23 a 27 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) y sale entre la península de Florida y Cuba (p. ej. Sheinbaum et al., 2002; Candela et al., 2003) con prácticamente el mismo transporte (pues los aportes y fluctuaciones por ríos, precipitación y evaporación son despreciables; $O(0.02 \text{ Sv})$). De la CL se desprenden remolinos cálidos, llamados Loop Current Eddies (LCEs) en intervalos de 3 a 17 meses (Sturges y Leben, 2000; Oey y Lee, 2005). Los LCEs tienen diámetros que van de 100 a 250 km, su extensión vertical puede llegar a 1000 m y una velocidad de traslado de 2 a 5 km d^{-1} hasta encontrarse con el talud en la parte oeste del GoM (Elliot, 1982; Vukovich y Crissman, 1986; Sosa, 2014). Que la extensión de estos remolinos alcanza los ~1000m se conoce desde los estudios de Elliot (1982).

El talud continental corresponde a la zona, generalmente de pendiente suave, que une la plataforma continental, o zona desde la costa hasta los 200 m de profundidad, con las profundidades abisales (léase mayores a 2000 m) marinas (Seibold et al., 1996).

En años recientes, con más datos en mar profundo se ha podido caracterizar la extensión vertical de los remolinos (Chaigneau et al., 2011; Amores y Marcos, 2013; Yang et al., 2013; Sosa, 2014) Dependiendo de la región donde se generan estos remolinos, son las características que éstos presentan. En el Golfo de México un estudio realizado por Sosa (2014), muestra observaciones de los LCEs en la zona de la CL que presenta características algo distintas, esencialmente por decaimiento, una vez

que emigran a la parte occidental del GoM. Los LCEs presentan las anomalías máximas de temperatura a una profundidad de $\sim 350\text{m}$, con valores de $3.25\text{ }^{\circ}\text{C}$, el máximo de anomalías de salinidad se localizó a $\sim 450\text{ m}$ de profundidad con valores de 0.39 ppm . En contraste con los LCEs, en la parte occidental del GoM los LCEs mostraron el máximo de temperatura a $\sim 160\text{ m}$ de profundidad y anomalías máximas de 2.25°C y el máximo de anomalías de salinidad a $\sim 450\text{ m}$ con valores de 0.27 ppm . El rango de máximos de rapidez de los LCEs en la proximidad de la CL está entre $0.52 - 0.6\text{ m s}^{-1}$, mientras que en la parte oeste del GOM está entre $0.26 - 0.28\text{ m s}^{-1}$.

1.2.3 Interacción de remolinos contra fronteras

Diversos trabajos han abordado el tema de la interacción de los remolinos con la topografía y sus efectos a través de modelos analíticos, numéricos y observaciones.

Los primeros modelos estudiaron el efecto de un remolino en presencia de una pared vertical meridional (Shi and Nof, 1993; Zavala-Sansón et al., 1998; Nof, 1999, Sansón et al., 1999). Por ejemplo, en los experimentos de Zavala et al. (1998) se muestra el choque de remolinos con una pérdida de masa, la cual se traslada a lo largo de la pared en dirección sur. Posterior al choque hay una recuperación parcial de la forma circular del vórtice y una traslación meridional cuya dirección es condicionada por la distribución de masa del remolino.

Modelos con topografía más compleja siguieron a los modelos con pared vertical; se utilizaron modelos con pendientes suaves y abruptas, que ayudaron a identificar los efectos dominantes y sus parámetros de control en la interacción (LaCasce, 1998; Sutyrin, 2003; Frolov, 2004). Por ejemplo, una configuración más realística del talud del GoM la hizo Frolov (2004), representando las pendientes a 23° N (plataforma continental ancha y pendiente del talud angosta) y 25° N (plataforma continental angosta y pendiente ancha). Él mostró que el ancho de la pendiente de la plataforma

es un parámetro crítico que controla la fuerza con la que interaccionan un LCE y un RC profundo formado durante la interacción del LCE con la pendiente.

1.2.4 Algunos efectos de la interacción de remolinos con pendientes del fondo

Sobre los efectos producidos por la interacción de remolinos con la plataforma mencionaremos dos muy importantes que son generación de: chorros subsuperficiales y ondas subinerciales.

Acerca de chorros subsuperficiales se sabe que se forman flujos a lo largo de isobatas y en dirección con la costa a la derecha. Alcanzan velocidades mayores a 0.4 m s^{-1} a una profundidad cercana a 300 m en aguas de 500 – 1000 m de profundidad (Hamilton y Lee, 2005; Oey y Zhang, 2004).

La interacción de remolinos con la topografía produce ondas topográficas de Rossby con periodos de 10 - 25 días y cuya amplitud depende de la intensidad del remolino (Louis y Smith, 1982; Shaw y Divakar, 1991; Hamilton y Lugo-Fernández, 2001). Este tipo de ondas ha sido estudiado por Smith & O'Brien (1983) con un modelo de dos capas y fondo con pendiente, y usando plano- f y plano- β (en el plano- f no hay variación del parámetro de Coriolis, en el plano β se toma en cuenta su variación con la latitud). La existencia de este tipo de ondas subinerciales se asocia a la pendiente no nula del fondo sin necesidad de alguna frontera costera o variación del parámetro de Coriolis (p.ej. Cushman-Roisin, 2011). También se ha observado generación de ondas atrapadas a la costa por efecto del choque de remolinos en el borde de la plataforma. Estas ondas viajan en sentido de las ondas Kelvin (Wang, 1992; Sutyrin et al., 2010). La existencia de estas ondas depende fundamentalmente del gradiente en la profundidad, aunque la estratificación también las afecta (p.ej. Gill, 1982).

1.2 Motivación

Nuestro trabajo es un estudio empírico que se centra en la observación de LCEs que chocan con el talud en la parte oeste del GoM, utilizando datos de anclajes y de altimetría.

Analizamos la estructura vertical de los remolinos en los 500 m próximos a la superficie cuando se encuentran en aguas profundas, de más de ~2000 m de profundidad, y cuando alcanzan los 500 m y 130 m de profundidad. También analizamos la intensificación de oscilaciones subinerciales (OSis) durante la interacción de los LCEs y RAs con el talud.

En el capítulo 2 se hace una descripción de la zona de estudio, las mediciones disponibles y preprocesamiento de datos. La definición de variables, cálculos y resultados acerca de LCEs y OSis, en su contraste entre aguas profundas y en la plataforma, se presentan en el capítulo 3. En tal capítulo se describe a detalle el incremento que se observa en el corte vertical de la velocidad y en la irregularidad del perfil mismo en el lado de LCEs que alcanza a quedar sobre aguas someras. Estos incrementos son notorios cuando se comparan el corte vertical de la velocidad y la regularidad de los perfiles en LCEs antes de arribar a aguas someras (en aguas profundas) y una vez que se ubican sobre aguas someras. También se muestran las características más relevantes de las OSis. Finalmente las discusiones y conclusiones de esta tesis se encuentran en los capítulos 5 y 6.

Capítulo 2. Mediciones disponibles

Dos bases de datos independientes se usan en este estudio; una de altimetría satelital y la otra de mediciones *in situ* en anclajes instrumentados.

2.1 Altimetría

Los datos de nivel del mar usados se obtuvieron de un producto proporcionado por “Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO)” (www.aviso.oceanobs.com). La malla de AVISO es de resolución uniforme en longitud ($1/3^\circ$) y aunque variable en latitud muy próxima a $1/3^\circ$. Para los propósitos de este estudio se extrajo de la base de datos completa de AVISO la región de $99^\circ 40'$ O a $85^\circ 00'$ O y de $17^\circ 13.39'$ N a $30^\circ 57.02'$ N, del periodo 2008 - 2013. En esta región la resolución en latitud varía de $19.8'$ en el extremo sur a $17.18'$ en el norte y la resolución temporal es de 7 días. El tiempo disponible de AVISO cubre todo el periodo de las mediciones de corrientes disponibles obtenidas a partir de los anclajes.

2.2 Anclajes

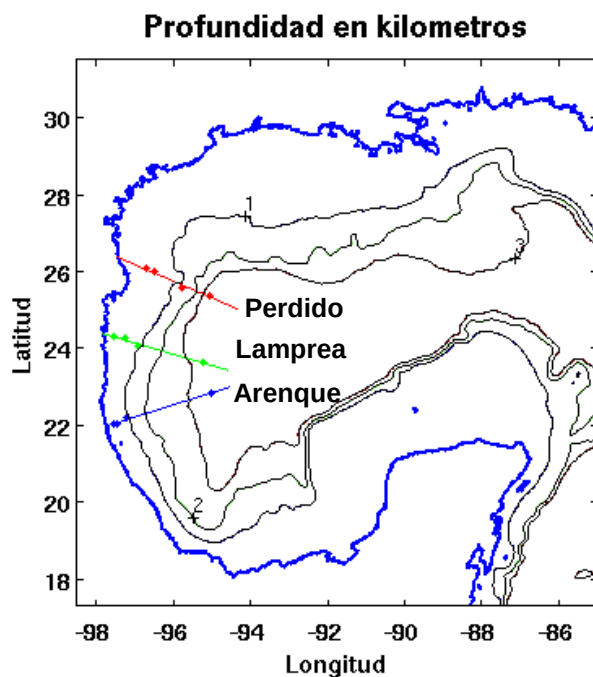
Las mediciones de corrientes fueron proporcionadas por el proyecto ‘Medición y análisis metoceanico del Golfo de México, etapa 2009-2013’ que el grupo CANEK encabeza.

De este proyecto, se cuenta con 33 anclajes distribuidos en el Golfo de México (GoM) de los cuales se usan 12 de ellos en este estudio. Estos 12 anclajes quedan agrupados en la parte oeste del Golfo, en tres grupos. Cada grupo cuenta con 4 anclajes aproximadamente alineados, en tirantes correspondientes a 3500, 2000, 500 y 130 m de profundidad. La distribución de estos se observa en la Figura 1a. El tirante de agua se exhibe en el nombre del anclaje, p.ej. PER130 tiene el fondo a ~ 130 m de profundidad. La nomenclatura para designarlos y ubicaciones correspondientes se muestran en la Tabla 1.

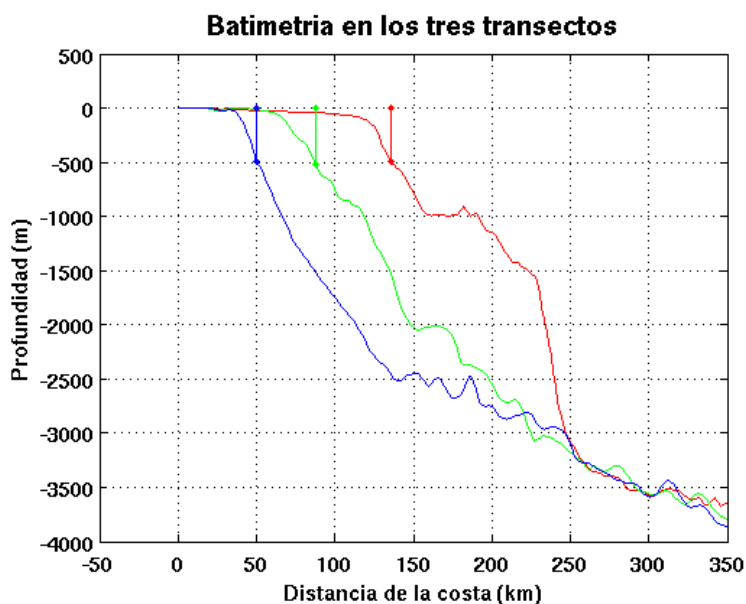
Los anclajes están ensamblados con instrumentos de medición de corrientes (Perfiladores Acústicos) y temperatura (MicroCATs). De los Perfiladores Acústicos (ADCPs por sus siglas en inglés) se obtuvieron velocidades en sus componentes zonales y meridionales. El detalle de ensamble de un anclaje CANEK con tirante a 500 m se encuentra en el Anexo A.

Tabla 1. Grupos de anclajes utilizados para este estudio. Para cada uno se detalla el tirante de agua (en su nombre), su ubicación, la fecha inicial y final de la toma de datos y el total de tiempo (en años) que se midió entre esas fechas.

Nombre	Latitud Norte	Longitud Oeste	Inicio (2008)	Fin (2013)	Años
• Grupo 1: PERDIDO (PER).					
PER130	25° 38.37'	96° 25.49'	24-Sep	15-Sep	5.0
PER500	25° 35.53'	96° 17.04'	24-Sep	15-Sep	5.0
PER2000	25° 21.26'	95° 27.23'	24-Sep	16-Sep	5.0
PER3500	25° 13.76'	95° 02.31'	25-Sep	16-Sep	5.0
• Grupo 2: LAMPREA (LMP).					
LMP130	23° 46.99'	97° 19.34'	26-Sep	18-Jul	4.8
LMP500	23° 45.73'	97° 08.71'	26-Sep	08-Sep	5.0
LMP2000	23° 38.37'	96° 33.44'	26-Sep	20-Sep	5.0
LMP3500	23° 23.17'	95° 8.83'	25-Sep	21-Sep	5.0
• Grupo 3: ARENQUE (ARE).					
ARE130	22° 01.06'	97° 19.36'	17-Jul	23-Sep	5.2
ARE500	22° 01.48'	97° 15.79'	17-Jul	23-Sep	5.2
ARE2000	22° 07.68'	96° 43.65'	18-Jul	22-Sep	5.2
ARE3500	22° 30.10'	95° 01.04'	18-Jul	21-Sep	5.2



a)



b)

Figura 1. a) Línea de costa y contornos de topografía suavizada (-1km, -2 km, -3km) del Golfo de México (GoM), donde están colocados el conjunto de anclajes ARE (puntos azules), LMP (puntos verdes) y PER (puntos rojos). Los cuatro anclajes en cada transecto se encuentran en tirantes de ~130, ~500, ~2000 y ~3500 m. b) Posición de los anclajes PER500 (rojo), LMP500 (verde) y ARE500 (azul) con respecto al relieve del fondo marino en los transectos mostrados en el mapa del mismo color (línea roja, verde y azul) .

En la figura 1b se muestra la ubicación de los anclajes ARE500, LMP500 y PER500 con respecto al talud. El talud es más ancho (con una pendiente menos pronunciada) en la localidad de PER y se va angostando (aumentando la pendiente) en transectos más al sur (Figura 1b).

2.3 Procesamiento de datos de anclajes.

De los datos de velocidad obtenidos por los ADCPs, la componente de principal uso en este estudio es a lo largo de la isobata en los anclajes someros (~500 m y ~130 m) y a lo largo de la velocidad promedio en los primeros 500 m en los demás anclajes. Se construyeron, con base en los datos de ADCPs disponibles e interpolaciones lineales, series en las profundidades estándar de 10 m, 20 m, hasta el fondo en el caso de los anclajes en tirantes de ~130 m, y hasta los 500 m de profundidad en los demás. Para los anclajes de 130 m se usaron los datos de dos perfiladores, uno perfilando desde ~110 m hacia arriba de 300 kHz y el otro hacia el fondo de 600 kHz. En los anclajes de 500 m se usan los datos de tres ADCPs; uno de 300 kHz perfilando desde ~110 m hacia la superficie, otro de 75 kHz perfilando desde la misma profundidad hacia abajo, y uno más de 600 kHz perfilando desde ~20 m sobre el fondo hasta él. En los anclajes con tirantes de agua de ~2000 y ~3500 m se usan los datos de los dos ADCPs montados en la boya más somera del anclaje a ~110m; uno de 300 kHz perfilando hacia la superficie y el otro de 75 kHz perfilando hacia abajo con alcance más allá de los 500 m de profundidad.

Dado que los instrumentos en los anclajes sufren excursiones verticales, la profundidad de las variables medidas no es fija. Las excursiones verticales de las boyas que sostienen los ADCPs son debidas al arrastre lateral que las corrientes oceánicas ejercen sobre los elementos del anclaje. Con base en las mediciones disponibles, provenientes de 2 ADCPs en tirantes de 130, 2000 y 3500 m y de 3 ADCPs en los de 500 m, se llevaron a cabo interpolaciones lineales en el conjunto de profundidades estándar cada 10 m. Estas profundidades, una cada 10 m, se denotan por z_K donde el subíndice K toma el valor 1 para la profundidad de 10m, 2 para la de 20 m, y así en

sucesivo hasta 50 para la profundidad de 500 m. Por limitaciones técnicas de los ADCPs las interpolaciones hasta profundidades muy próximas a la superficie son irrealizables; se requeriría un algoritmo de extrapolación. En tales circunstancias (cuando no es posible una interpolación) se deja un valor centinela que indica la falta de la estimación. En algunas ocasiones uno o varios ADCPs no producen datos y las series con valores centinela (i.e. NaN en Matlab) hacen notar la ausencia de ellos.

Los registros de mediciones relevantes inician en el momento que el anclaje queda colocado en posición y terminan alrededor de un año después, cuando son recuperados. Hay interrupciones de mediciones, entre la recuperación e instalación, que producen huecos en las series de tiempo y saltos en las profundidades en que las variables se miden. Los saltos en las profundidades no son un problema mayor y son eliminados, como se explicó, con las interpolaciones a profundidades estándar. Los huecos en las series de tiempo, que en su mayoría son de ~6 h o menos, también son eliminadas con interpolaciones lineales. Estas interpolaciones en tiempo tampoco son problema pues el interés es para variaciones en escalas que rebasan un día. Se utilizó el filtro PL64 (Beardsley et al., 1985) que elimina mareas diurnas, semidiurnas y variaciones en escalas menores a un día, y submuestreamos cada 6 hrs. A estas velocidades las denotamos con el tipo de notación como $v_{\sin mareas}$.

Como uno de los intereses es el análisis de fenómenos de mesoescala (i.e. remolinos) filtramos estas velocidades $v_{\sin mareas}$ aún más, eliminando fluctuaciones con periodos de y menores a 14 días. Como estas velocidades son las más referenciadas en este estudio no se les añade un subíndice calificativo extra. Las anomalías o fluctuaciones menores a 14 días pero mayores a diurnas (sin mareas) también se utilizaron para analizar fenómenos subinerciales (i.e. oscilaciones subinerciales) y son reconocidas por el subíndice H . Con esto, la descomposición $v_{\sin mareas} = v + v_H$ separa las fluctuaciones que aun siendo subinerciales (v_H) son de alta frecuencia comparadas con las fluctuaciones de baja frecuencia (v) propias de fenómenos de mesoescala.

La base de mediciones para los análisis en este estudio (ver Tabla 1) se forma con las observaciones desde julio o septiembre de 2008, con las instalaciones durante los cruceros CNK14 y CNK15, hasta septiembre de 2013, con las recuperaciones en CNK30.

Capítulo 3. Cálculos y Resultados

3.1 Componentes de velocidad utilizadas

3.1.1 Bajas frecuencias

En los anclajes de tirantes en ~ 130 y ~ 500 m la componente de mayor variabilidad es aquella en la dirección paralela a las isobatas y es la componente a la que se presta particular atención en este estudio. En aguas profundas, o sea para las observaciones en tirantes de agua de ~ 2000 o ~ 3500 m, la componente de velocidad natural para estudiar en remolinos es la ‘acimutal’.

Es fácil construir soluciones exactas de modelos en el plano- f , es decir de las ecuaciones de Euler modificadas por rotación uniforme en el eje vertical (Anexo B). Estas soluciones son muy representativas de observaciones oceánicas (Olson, 1991). Con base en esta comparación favorable entre observaciones de remolinos y soluciones exactas, estacionarias y con simetría acimutal en la dinámica del plano- f , se argumenta que tales balances son una aproximación robusta a primer orden de la dinámica de remolinos oceánicos.

En estos remolinos circulares teóricos la única componente no nula es la acimutal, y en consecuencia la dirección del vector velocidad coincide con la del promedio vertical (i.e. para una localidad horizontal fija, cualquiera que sea, los vectores velocidad pueden variar en la vertical pero sin cambiar su dirección; son paralelos entre sí). En este estudio se consideran, principalmente aunque no únicamente, los perfiles verticales de la componente de velocidad en la dirección del promedio vertical del perfil.

3.1.1.1 Promedio vertical

Consideraremos el conjunto de profundidades z_K descritas en la sección 2.1.2, el promedio vertical de tales profundidades se denota como z_M y se define

$$z_M = \frac{1}{50} \sum_{K=1}^{K=50} z_K = 255 \quad (1)$$

(que no resulta 250 pues $z=0$ no está en el conjunto $\{z_K, K = 1, 2, \dots, 50\}$). También consideramos la velocidad en sus dos componentes horizontales; la zonal denotada con u_K y la meridional o v_K e, igualmente, el subíndice K toma los valores de 1 a 50 a las profundidades correspondientes. Entonces, de forma similar, denotamos con u_M al promedio de la componente zonal de velocidad, es decir:

$$u_M = \frac{1}{50} \sum_{K=1}^{K=50} u_K \quad (2)$$

y, denotamos con v_M al promedio de velocidad en dirección meridional, o:

$$v_M = \frac{1}{50} \sum_{K=1}^{K=50} v_K \quad (3)$$

Como se hace uso repetitivo de promediar verticalmente, resulta conveniente definir esta operación con una simbología. Se define el operador $\langle . \rangle$ como $\langle A \rangle = \frac{1}{50} \sum A_K \approx \frac{1}{H} \int_{-H}^0 A dz$ donde se ha hecho notar que es aproximadamente el promedio con una integral. Podemos entonces definir/calcular promedios como

$$\langle |\bar{v}|^2 \rangle \equiv \frac{1}{50} \sum_{K=1}^{K=50} |\bar{v}(z_K)|^2 \quad (4)$$

donde $\bar{v} \equiv (u, v)$ es el vector de velocidad horizontal.

3.1.1.2 Componente de velocidad en la dirección del vector promedio

Los registros de velocidades procesadas (i.e mediciones interpoladas a profundidades estándar) están en un sistema coordenado 'cartesiano'. Calculamos entonces la componente en la dirección de la velocidad promediada verticalmente (Ec. 5), que sería análoga a la componente acimutal en un remolino ideal, solución de las ecuaciones en plano- f (ver Anexo B). Denotando con V esta componente, la calculamos haciendo el producto punto con el vector unitario en la dirección y sentido de la velocidad promedio vertical, de modo que

$$V(z, t) = (u(z, t), v(z, t)) \cdot (u_M(t), v_M(t)) / |(u_M, v_M)| \quad (5)$$

Donde (u_M, v_M) solo depende del tiempo. Esta componente se usará para analizar remolinos en aguas profundas, donde están los anclajes con tirantes a ~2000 m y ~3500 m.

3.1.1.3 Ajuste del perfil

Para caracterizar el perfil de velocidad, cada uno del conjunto de ellos depende del tiempo y localidad, se le realizó un ajuste por mínimos cuadrados con dependencia lineal en la vertical. Indistintamente para perfiles en aguas profundas o someras usaremos la nomenclatura V para el perfil y V_F para el perfil ajustado. La variación de V_F en profundidad, por haber escogido un ajuste lineal, es constante, se conoce como corte vertical y lo denotamos con:

$$C = \frac{\partial V_F}{\partial z} \quad (6)$$

Los valores de C se caracterizan, como función del tiempo, los perfiles medidos.

Para conocer qué tanto el ajuste lineal se parece al perfil medido, calculamos la bondad del ajuste. Nos interesa saber y mostrar en qué porcentaje el ajuste lineal refleja o reconstruye los datos originales, para lo cual calculamos BI (o bondad del ajuste en porcentaje).

Para un perfil de cualquier variable en consideración, por ejemplo la componente meridional (u) de velocidad, el ajuste por mínimos cuadrados obliga que $\langle u^2 \rangle = \langle u_F^2 \rangle + \langle \delta u^2 \rangle$ donde $\delta u = u - u_F$. O sea, el promedio en la vertical del cuadrado de la variable es la suma de los cuadrados de la variable ajustada más la suma del cuadrado de su diferencia. Esta situación es independiente de en cual variable se haga el ajuste. Por esta condición, la relación para calcular la bondad del ajuste en porcentaje (BI) es, en el ejemplo de la componente meridional,

$$BI = \frac{\langle u_F^2 \rangle}{\langle u^2 \rangle} \times 100 \quad (7)$$

Esta razón (BI) nos ofrece un valor porcentual (de 0 a 100) que califica el grado de la ‘pequeñez’ del conjunto de δu ’s (y δu ’s en su caso). En resumen, cuando la contribución aditiva u_F reproduce en gran medida al perfil original $u = u(z)$, BI es alto próximo a 100 (i.e. las δu ’s son ‘pequeñas’), cuando δu es la contribución mayor BI es bajo, próximo a 0 (Figura 2).

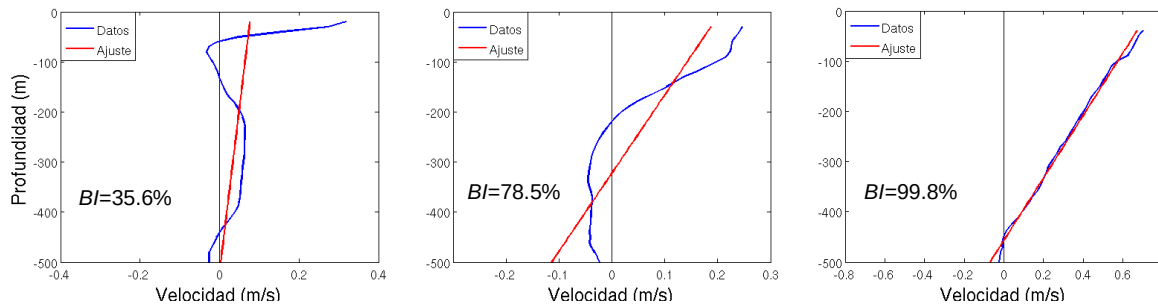


Figura 2. Valores de BI para el perfil de V que cuantifican qué tanto el ajuste lineal reproduce el perfil original, (de menor a mayor es de izquierda a derecha). Cuando BI=35.6%, que es un valor bajo, se reproduce pobremente al perfil medido, en contraste cuando BI=99.8%, que es un valor alto, se reproduce fielmente el perfil de velocidad.

3.1.2 Altas frecuencias

Las velocidades con las que se hacen los análisis para oscilaciones subinerciales son las fluctuaciones de velocidad con periodos entre 14 días y un día y las denotamos con

el subíndice H . La velocidad en que se eliminaron las mareas y fluctuaciones con periodos de y menores a 1 día (por medio del filtro PL64 y submuestreando cada 6 h) se distingue por el subíndice calificativo '*sin mareas*'. Eliminando por medio de filtros pasa bajos fluctuaciones con periodos de y menores a 14 días se construyeron las series de baja frecuencia. Por resta entre las series '*sin mareas*' y las de baja frecuencia se definieron las contribuciones de alta frecuencia o sea

$$v_H = v_{\text{sin mareas}} - v \quad (8)$$

Esta contribución v_H de la velocidad contiene entonces las fluctuaciones con periodos entre 14 y 1 día.

En la Figura 3 se ejemplifica las tres velocidades expresadas en la Ec. 8 (aunque promediadas en la vertical como la Ec. 3) para el anclaje LMP500 durante Abril – Agosto 2012. Es notoria la diferencia en contenido de frecuencias y en la amplitud de las oscilaciones.

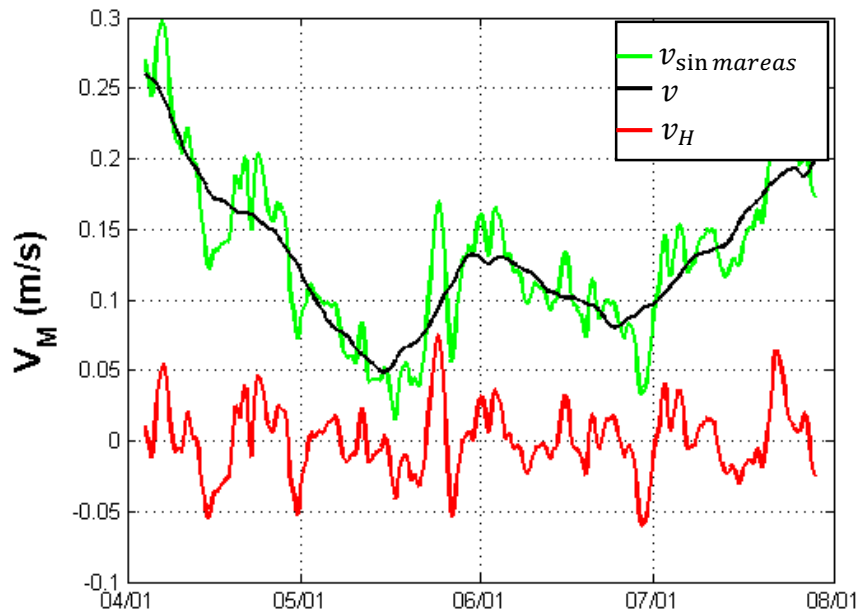


Figura 3. Promedio vertical de las velocidades $v_{\text{sin mareas}}$, v y v_H registradas en el anclaje LMP500 durante Abril – Agosto 2012.

Entonces el ajuste por mínimos cuadrados de v_H queda análogamente definido con v_{HF} y el corte vertical para éstas altas frecuencias como

$$C_H = \frac{\partial v_{HF}}{\partial z} \quad (9)$$

3.2 Remolinos en aguas profundas

Debido a que nos interesa mostrar que el corte de velocidad (C) es afectado conforme los remolinos avanzan sobre aguas someras, necesitamos primero mostrar los valores típicos de C en aguas profundas.

Se usaron los mapas de AVISO para identificar los LCEs (recordemos que son los remolinos que se desprenden de la Corriente de Lazo) en el periodo 2008 - 2013. Diferentes autores han reportado que estos remolinos tienen radios de ~ 100 a ~ 250 km que se trasladan en trayectorias con dirección variable entre el noroeste y suroeste a velocidades promedio de 2 a 5 km d⁻¹ hasta impactar con el talud continental (p. ej. Elliot 1982, Vukovich et al. 1986). En la altimetría también se identifican otros remolinos anticiclónicos (RA) que no se desprenden de la CL (formados en la parte oeste del Golfo de México) y remolinos ciclónicos. Los mapas altimétricos permiten localizar la CL, LCEs y RAs en un momento dado, elegimos contornos cerrados de 0 cm de altura de nivel del mar en los mapas de AVISO que en su interior tuviera solo valores positivos (anticiclones) y un máximo local altimétrico, a este contorno lo consideramos el *borde del remolino*. Así definido, este *borde del remolino* no implica que su influencia y velocidades asociadas a él sean despreciables en su exterior.

3.2.1 Remolinos transitando sobre un anclaje

En la Figura 4 se presenta un ejemplo de un LCE que es registrado por AVISO y que transita lentamente sobre uno de los anclajes a 3500 m de profundidad (sobre LMP3500). La Fig. 4 muestra mapas en cuatro fechas distintas. Las corrientes fueron medidas en distintas zonas del remolino y se aprecia la uniformidad del perfil de velocidad (azul) que es muy similar al perfil ajustado (rojo), uniformidad que se evalúa con *BIs* mayores a 93%.

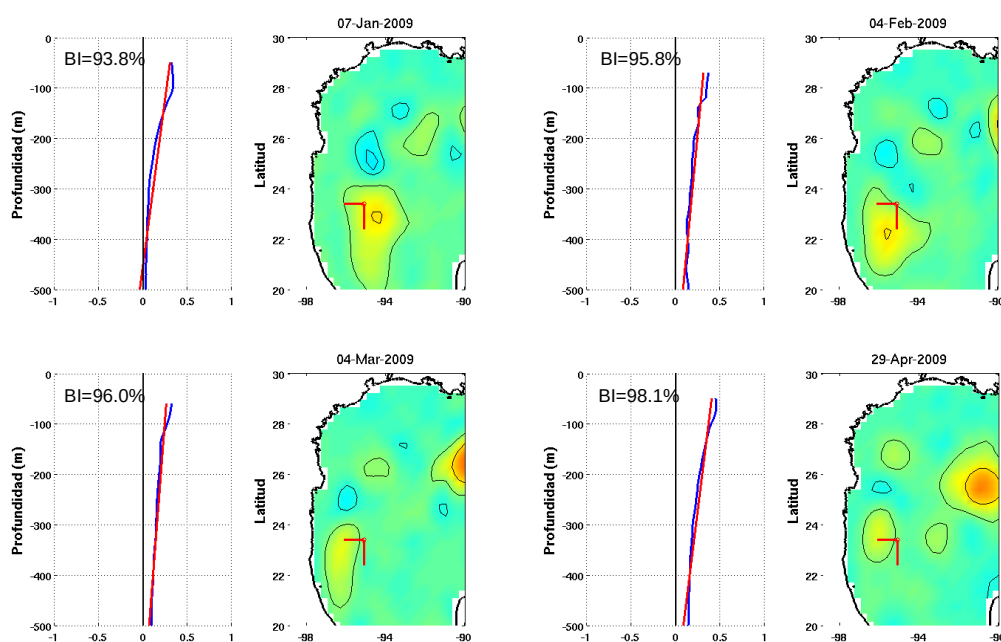


Figura 4. Mapas de altimetría con contornos de 0 cm y 25 cm y adjunto los perfiles de la componente *V* (azul) y su ajuste lineal (rojo). Para cada par de perfiles se muestra el valor de *BI*. El LCE Cameron es medido simultáneamente por AVISO y el anclaje LMP3500 (ubicado en el vértice de la escuadra roja).

A continuación, se muestra como el traslado paulatino sobre un anclaje a 3500 m proporciona información casi equivalente a una sección vertical de lado a lado en un tiempo dado. Para ambos ejemplos el tiempo aproximado de transito de los LCEs Cameron y Ekman sobre los anclajes ARE3500 y LMP3500 respectivamente, fue de 3 meses.

3.2.1.1 Caso Cameron

Cameron está catalogado de tamaño “*grande*” por *Horizon Marine*, las corrientes alcanzan velocidades de 0.5 m/s en superficie.

Se hizo un seguimiento de la trayectoria de Cameron en aguas profundas donde es registrado por el anclaje ARE3500. En la figura 5 se resaltan tres fechas que corresponden a distintas posiciones del anclaje respecto al remolino, según lo indican los contornos. En las primera y última fechas (1° de Enero (contorno rojo) y 12 de Febrero '09 (contorno azul)), el anclaje registra la corriente intensa del remolino. En la segunda fecha (22 de Enero '09 (contorno negro)), el anclaje queda en el centro de Cameron. Los puntos en negro son estimaciones de la posición del centro del remolino. La estimación del centro se hizo promediando los puntos del contorno más al norte, más al sur, más al este y más al oeste. La trayectoria de este punto promedio es menos irregular que la que marca la posición del máximo de altimetría en el interior del contorno. Considerando las velocidades de estos 4 puntos extremos del contorno la velocidad promedio de traslado es de 5.4 km/día (i.e. 227 km en 42 días). En la sección temporal, debajo del mapa con contornos, se muestran las corrientes en los primeros 500m durante el paso de Cameron por ARE3500. En este diagrama se observa la dirección anticiclónica del flujo e intensidad de la corriente.

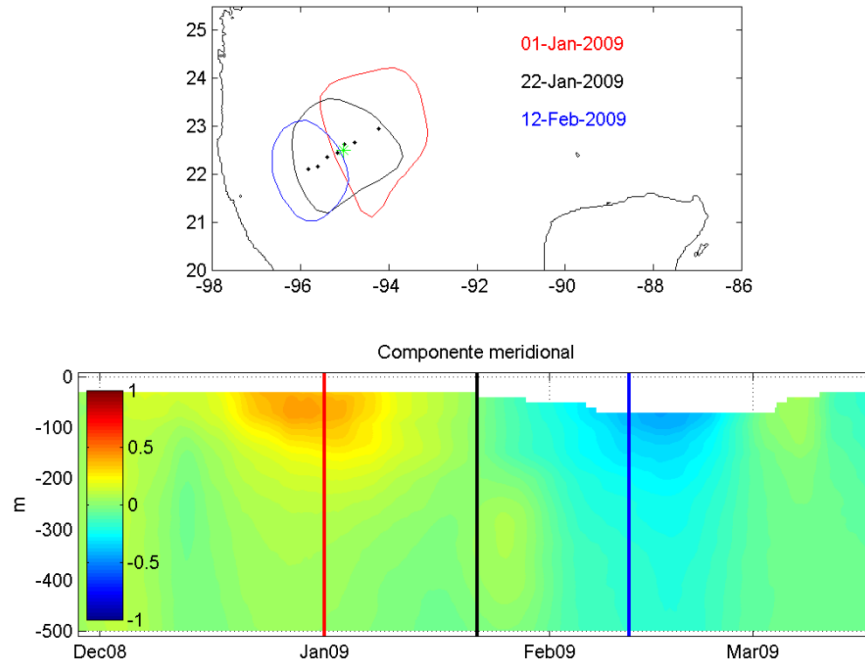


Figura 5. Arriba, contornos de 0 cm de nivel del mar que muestran la posición del LCE Cameron con respecto al anclaje ARE3500 en tres fechas distintas. Los puntos en negro son la estimación del centro del remolino cada semana, desde el primero de enero al 12 de febrero del 2009. Abajo, evolución temporal de la componente v de la velocidad en profundidad. Las líneas roja, negra y azul corresponden a las fechas de los contornos mostrados arriba.

Graficamos la magnitud de la velocidad $|\vec{v}|$ del LCE Cameron (Figura 6a) y la magnitud de la velocidad del ajuste lineal con profundidad $|\vec{v}_F|$ mostrada en la Figura 6b (ver subsección 3.1.3), para observar sus diferencias. En la evolución temporal de $|\vec{v}|$ se observan corrientes mayores a 0.25 m/s hasta ~ 300 m, con velocidades intensificadas hacia la superficie. Para el caso de $|\vec{v}_F|$ la magnitud es menor que $|\vec{v}|$ en superficie y por construcción su atenuación con profundidad es uniforme, cabe notar que luce más simétrico y más profundo.

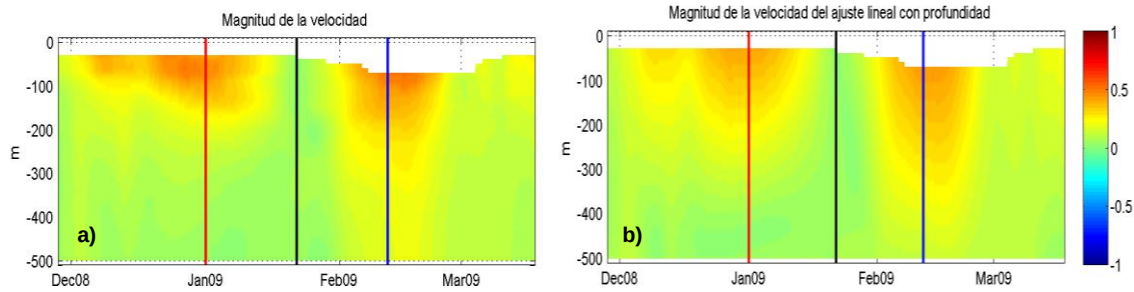


Figura 6. a) Evolución temporal de $|\bar{v}|$ del LCE Cameron observado en ARE3500 en el periodo Diciembre 2008 – Marzo 2009. b) Evolución temporal de $|\bar{v}_F|$ en el mismo periodo. Las líneas roja, negra y azul corresponden a las fechas de los contornos de la Figura 5.

La dirección promedio de la trayectoria se ejemplifica en la figura 7a, mostrada con el trazo magenta en el contorno de altimetría del LCE Cameron. Esta sección magenta se representa en la Figura 7b con la evolución temporal de la componente de velocidad perpendicular a la sección magenta (componente cuya dirección está representada por el vector magenta próximo al centro del contorno, Figura 7a). En la Figura 5 se aprecia como Cameron emigra hacia el suroeste entre los meses de enero y febrero.

También se calculó la *distancia al centro* (d) tomando la diferencia del tiempo a aquel en que el centro del remolino está lo más próximo al anclaje (i.e. el 22 de enero), multiplicada por la rapidez promedio de traslación del remolino (5.4 km/d). En referencia a esta *distancia al centro* los valores máximos del corte vertical dados por $\partial V_F / \partial z$ (Figura 7b) se observaron cuando el contorno seleccionado cruzaba por la posición del anclaje, a más de ~ 100 km del centro y tal valor máximo no rebasa $\pm 1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

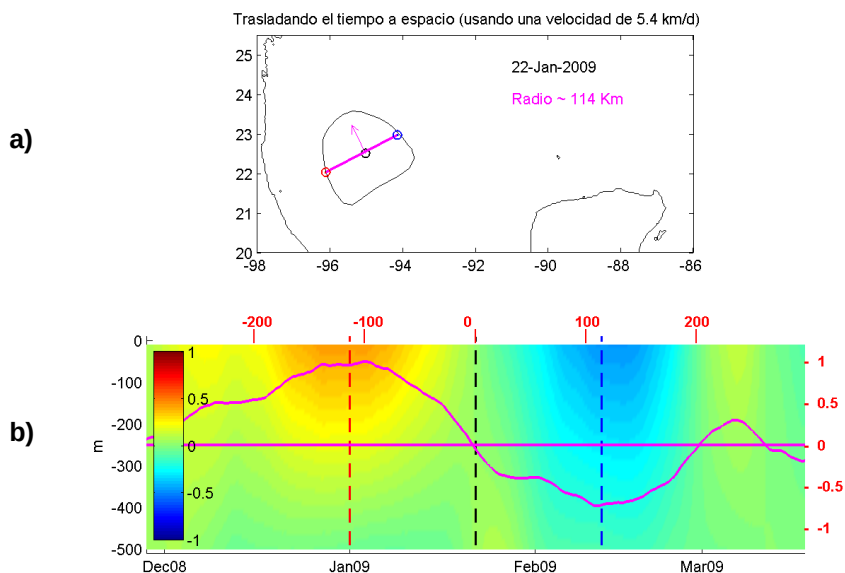


Figura 7. a) Contorno de 0 cm de nivel del mar del LCE Cameron registrado el 22 de enero de 2009. La sección que corta por el centro el contorno (línea magenta) está en la dirección de la trayectoria promedio del remolino. b) Evolución temporal de la componente perpendicular a la sección en magenta, que es la dirección del vector magenta en el centro del contorno y que coincide con la posición del anclaje. Sobrepuesto, se grafica $\partial V_F / \partial z$ (también en magenta) con su escala a la derecha en 10^{-3} s^{-1} . La escala superior en b) es la *distancia al centro del LCE* en kilómetros. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas especificadas en la Figura 5.

3.2.1.2 Caso Ekman

En el caso de Ekman de tamaño “*enorme*” las corrientes alcanzan velocidades de 0.7 m/s en superficie.

De manera análoga al ejemplo con Cameron, se hizo un seguimiento de la trayectoria de Ekman en aguas profundas, donde es registrado por el anclaje LMP3500. En la Figura 8 se resaltan tres fechas que corresponden a distintas posiciones del anclaje en relación al remolino representado por contornos. En las primera y última fechas (19 de Febrero (contorno rojo) y 2 de Abril '10 (contorno azul)), el anclaje registra la corriente en el borde del contorno altimétrico. En la segunda fecha (12 de Marzo '10 (contorno negro)), el anclaje queda en el centro del contorno. En la sección temporal mostrada debajo de los contornos, se muestran las corrientes como función de la profundidad durante el paso de Ekman por LMP3500.

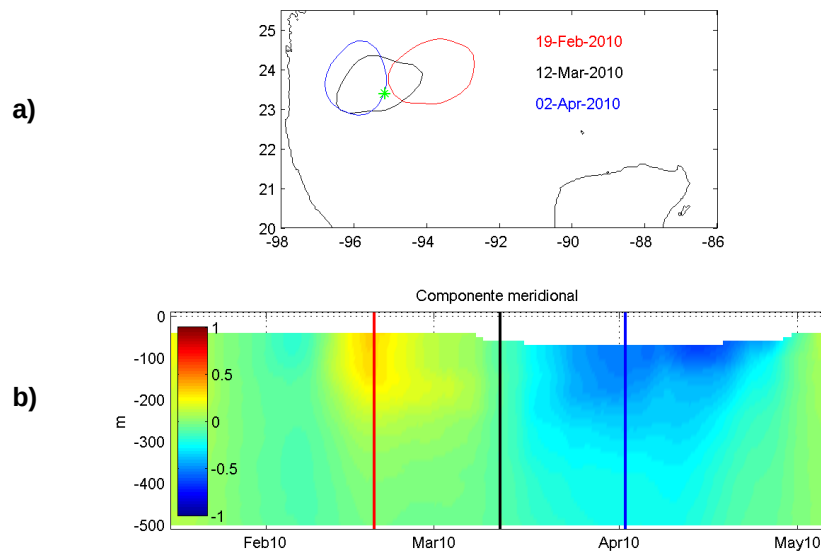


Figura 8. Arriba, contornos de 0 cm del nivel del mar que muestran la posición del LCE Ekman con respecto al anclaje LMP3500 y a la costa en tres fechas distintas. Abajo, evolución temporal de la componente v (de sur a norte) de la velocidad en profundidad. Las líneas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas de los contornos mostrados arriba.

La dirección promedio de la trayectoria de Ekman se ejemplifica en la figura 9a, mostrada con la sección recta en magenta, interior al contorno. Nuevamente, como se hizo con el LCE Cameron, en la Figura 9b se muestra la evolución temporal de la componente de velocidad perpendicular a la sección magenta, o sea, al flujo que es perpendicular a la trayectoria promedio de Ekman. En la Figura 8 se aprecia como Ekman emigra principalmente hacia el oeste entre los meses de febrero y marzo.

En las fechas mostradas en la Fig. 9a Ekman se traslada con rapidez promedio de ~ 6.1 km/d. En referencia a la *distancia al centro* los valores máximos del corte vertical (Figura 9b) se observaron de manera similar a Cameron, en la zona del contorno de 0 cm en altimetría, a más de ~ 100 km del centro y el valor máximo del corte nuevamente no rebasa $\pm 1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

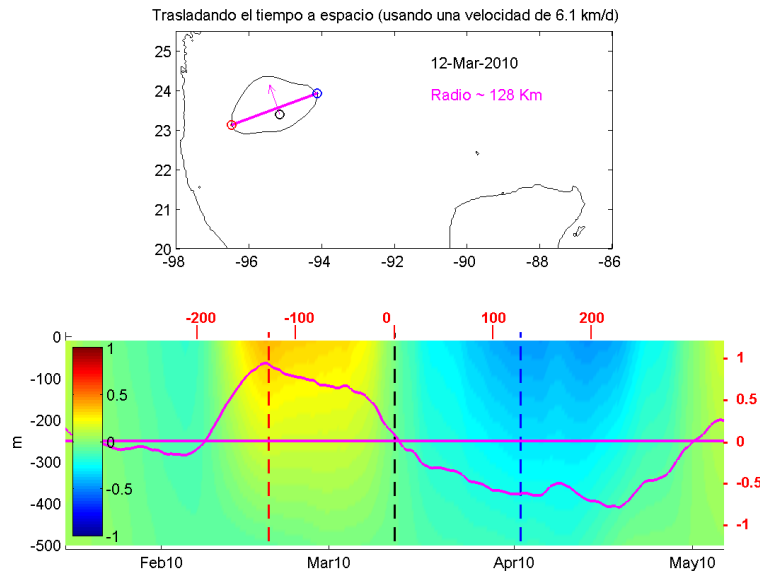


Figura 9. a) Contorno de 0 cm de nivel del mar del LCE Ekman registrado el 12 de marzo de 2010 con LMP3500 próximo al centro del contorno. La sección que corta por el centro el contorno (línea magenta) está en dirección de la trayectoria promedio del remolino. b) Evolución temporal de la componente en dirección del vector magenta en el mapa. Sobrepuesto, $\partial V_F / \partial z$ (también en magenta) cuya escala está a la derecha en 10^{-3} s^{-1} . La escala superior es la *distancia al centro* del LCE en kilómetros. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a los contornos respectivos de las fechas especificadas en la Figura 8.

3.2.2 Corte en múltiples remolinos como función de la distancia al centro

Para saber qué zona del remolino presenta el corte máximo, tomamos de referencia la distancia al centro del remolino. Para remolinos anticiclónicos el máximo local de altimetría en el interior del borde del remolino, es el centro del remolino.

En la Figura 10a mostramos la secuencia de tres contornos del LCE Cameron medido desde LMP3500 en fechas específicas. De la componente V se calculó C , o sea $\partial V_F / \partial z$ (Figura 10b) y la bondad del ajuste (Figura 10c). El 14/01/2009 (contorno de en medio en rojo) se observó el máximo corte con un valor de $0.75 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (Figura 10b), cuando la *distancia al centro* era de 53.9 km. La bondad del ajuste lineal (BI) en este ejemplo está en un rango entre 90 – 100% (Figura 10c), el error o diferencia según el ajuste es pequeño, como se explicó en la sección 3.1.4

En la sección 3.2.1.1, este mismo remolino fue medido por ARE3500 como se mostró en las Figuras 5, 6 y 7. Presentaba un máximo corte de $\sim 1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (i.e. de $\partial V_F / \partial z$) a $\sim 115 \text{ km}$ del centro (ver Fig. 7b).

En la Tabla 2 se recopiló cronológicamente la evolución de Cameron con resolución semanal durante el tiempo que LMP3500 estuvo en su interior. (i.e. en el interior del contorno de 5 cm en altimetría). En este ejemplo cabe aclarar que se tomaron contornos de 5 cm en altimetría, los cuales envuelven menos área que los contornos de 0 cm mostrados en la Figura 5 también para Cameron.

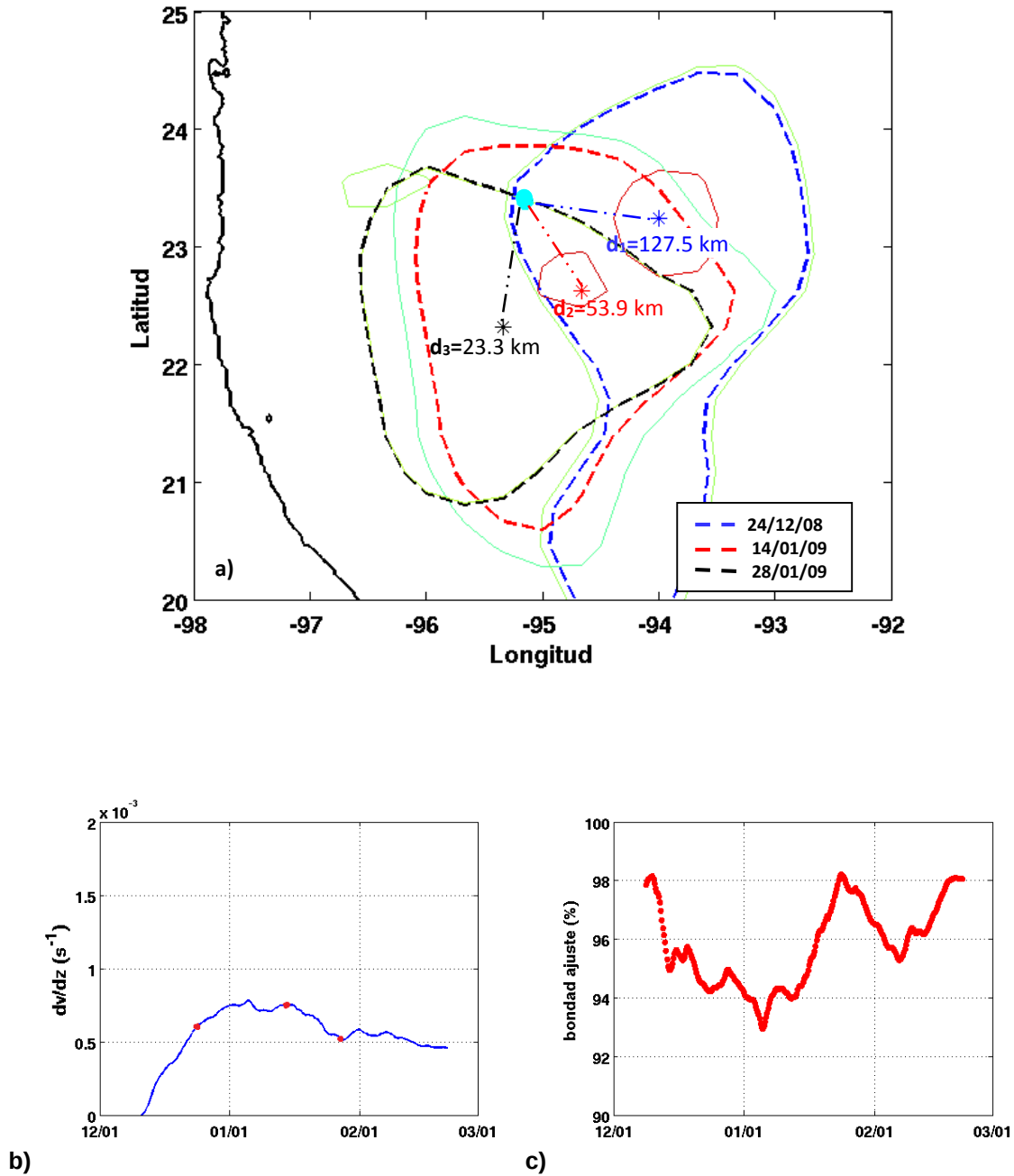


Figura 10. a) Contornos de 5 cm de nivel del mar del LCE Cameron con el anclaje LMP3500 (círculo cian) en su interior. Para los tres contornos (líneas punteadas negra, roja y azul) se indica la *distancia al centro* (estrellas negra, roja y azul). b) Serie de tiempo de $C = \partial V_F / \partial z$, en el periodo Diciembre 2008 – Febrero 2009. En círculos rojos se indica el corte en las fechas correspondientes a los contornos, los valores se especifican en la Tabla 2. c) Valores de BI que corresponden al mismo periodo. El eje de tiempo está en formato MM/DD.

Tabla 2. Fechas, *distancia al centro*, cortes verticales y valores de *BI* medidos durante el paso del remolino Cameron en la proximidad de LMP3500. Las distancias d_1 , d_2 , d_3 son las distancias al centro de los contornos ejemplificados en la Fig. 10a.

Fecha dd/mm/yyyy	Distancia al Centro d_i (km)	Corte vertical C ($10^{-3}s^{-1}$)	BI (%)
24/12/2008	127.5 (d_1)	0.60	94.2
31/12/2008	90.5	0.74	94.4
07/01/2009	90.5	0.73	93.8
14/01/2009	53.9 (d_2)	0.75	94.4
21/01/2009	18.0	0.67	96.8
28/01/2009	23.3 (d_3)	0.51	97.6

La Figura 11 relaciona d_i , C y BI para el caso de tres LCEs que pasaron por los anclajes de ~ 3500 m. Con un total de 176 ajustes se muestra la relación entre los valores del corte vertical y su distancia al centro del remolino (Figura 11a), así también de corte *versus* la bondad del ajuste (Figura 11b). Para los datos graficados en la Figura 10b se eliminaron los perfiles de muy baja intensidad, de aquellos que cumplen la condición $\langle u_F^2 \rangle + \langle v_F^2 \rangle < 0.016 \text{ m}^2/\text{s}^2$ o cuya *raíz cuadrática media (rcm)* es menor a 0.13 m/s. El propósito de BI es invalido en aquellos perfiles de muy baja intensidad, pues una ligera curvatura de un perfil esencialmente vertical, como se espera sean en el centro de los remolinos, produce un BI muy bajo. Ambas figuras hacen notar tres cosas importantes acerca de los remolinos que no han interactuado con la topografía, la primera es que el corte vertical máximo es generalmente menor que $1 \times 10^{-3} s^{-1}$. Lo segundo, es que el corte es más intenso en un radio entre 50 – 150 km aunque los LCEs tienen entre ~ 100 a ~ 250 km (Elliot, 1982). La tercera, es que la estructura del perfil vertical hasta 500 m de profundidad es bastante uniforme, mostrando siempre valores de BI mayores al 90%. Estos valores altos de BI ocurren sin importar si el corte vertical es bajo o alto.

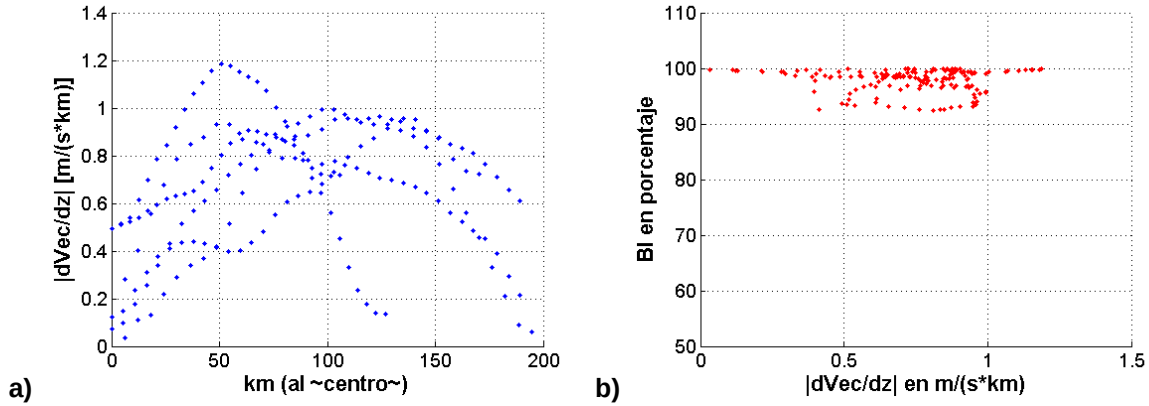


Figura 11. a) Relación entre $|\vec{C}|$ y la *distancia al centro* para 6 LCEs próximos a anclajes en tirantes de 3500 m. b) Diagrama de valores de BI contra valores de $|\vec{C}|$.

3.2.3 Resultados relevantes de remolinos en aguas profundas

En la sección 3.1.3 se definió el vector de velocidades horizontales ajustadas linealmente $\bar{v}_F \equiv (u_F(z, t), v_F(z, t))$. Para cada componente es posible calcular el corte vertical $\partial \bar{v}_F / \partial z = (\partial u_F / \partial z, \partial v_F / \partial z)$ y renombrarla $C_u = \partial u_F / \partial z$ y $C_v = \partial v_F / \partial z$. El vector del corte vertical ajustado queda definido como

$$\vec{C} = \partial \bar{v}_F / \partial z = (C_u, C_v) \quad (10)$$

Para hacer notar que el corte de la componente de velocidad escogida en las Figuras 7 y 9 es el dominante, se comparan $|\vec{C}|$ y $\partial V_F / \partial z$. Para facilitar la comparación con el lado del remolino en que $\partial V_F / \partial z$ es negativo, también se grafica su negativo. Por construcción $|\partial V_F / \partial z| \leq |\vec{C}|$, pues $\partial V_F / \partial z$ solo es una de dos componentes ortogonales, pero las diferencias entre estos dos es pequeña como se muestra en la Figura 12a, 13a. Esta similitud indica que el corte máximo considerado como vector (Ec. 10) ocurre próximo a la dirección de la componente V .

De acuerdo con la nomenclatura de los promedios verticales (subsección 3.1.1)

$$\langle |\bar{v} - \bar{v}_F|^2 \rangle = \frac{1}{50} \sum |\bar{v}(z_K) - \bar{v}_F(z_K)|^2 \quad (11)$$

El valor de $\langle |\bar{v} - \bar{v}_F|^2 \rangle$ comparado con los de $\langle |v|^2 \rangle$ y $\langle |\bar{v}_F|^2 \rangle$ es muy pequeño, como se muestra en las figuras 12b y 13b, lo que quiere decir que $\bar{v}_F$ representa casi en su totalidad a $\bar{v}$. El ajuste caracteriza muy bien a los LCEs en aguas profundas.

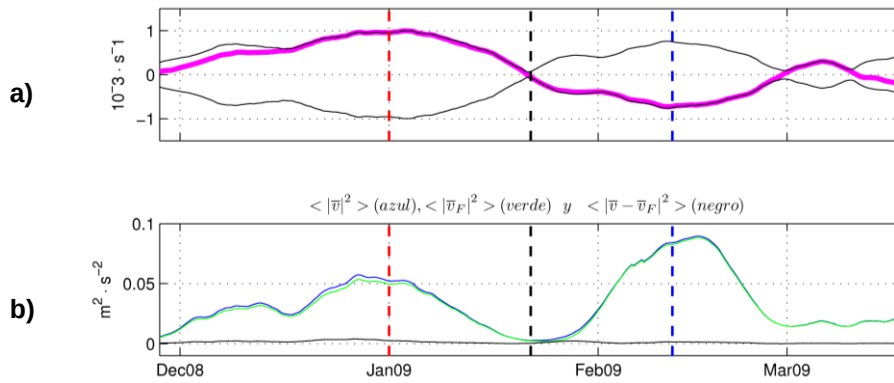


Figura 12. a) Evolución temporal de $|\vec{C}|$ (líneas negras) para el LCE Cameron registrado en ARE3500 en el periodo Diciembre 2008 – Marzo 2009. Sobrepuesto, $\partial \bar{v}_F / \partial z$ (línea magenta) descrito en Fig. 7b. b) Promedios cuadráticos de $|\bar{v}|$ (azul), $|\bar{v}_F|$ (verde) y $|\bar{v} - \bar{v}_F|$ (negro) que nos muestra que la anomalía es casi nula. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas en que los contornos del mismo color aparecen en la Figura 5.

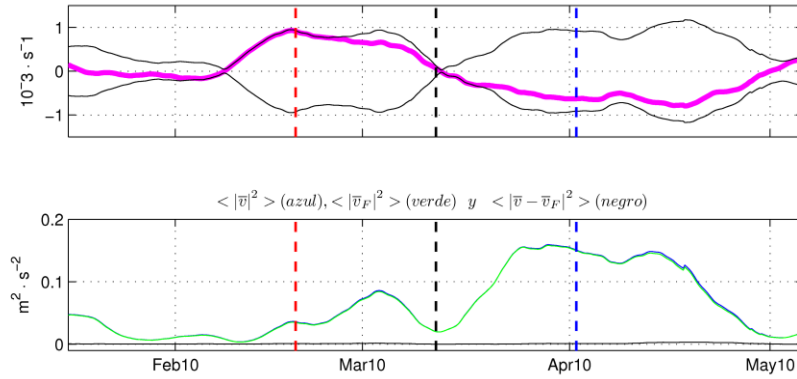


Figura 13. a) Evolución temporal de $|\vec{C}|$ (líneas negras) para el LCE Ekman registrado por LMP3500 en el periodo Enero 2010 – Mayo 2010. Sobrepuesto, $\partial \bar{v}_F / \partial z$ (línea magenta) descrito en Fig. 9. **b)** Promedios cuadráticos con mismo orden y sentido que Fig. 12b. Las líneas punteadas (roja, negra, azul) corresponden a las fechas en que los contornos del mismo color aparecen en la Figura 8.

Para mostrar un ejemplo de la alineación entre los vectores de velocidad promediada en la vertical (o sea $\langle \bar{v} \rangle$) y del corte vertical del ajuste ($\vec{C}$), calculamos una serie de estos vectores. La Figura 14 nos muestra las series de tiempo de ambos vectores, con una correlación compleja de $|\rho| = 0.85$ para el segmento durante el paso de Cameron (Figura 5). La correlación compleja se calcula con las series $u_M + i \cdot v_M$ (ver Ecs. 2 y 3) y $C_u + i \cdot C_v$ (ver Ec. 10). La alta correlación entre, y las series mismas de, estos vectores muestran que aumentan y disminuyen simultáneamente y que se mantienen próximos a paralelos.

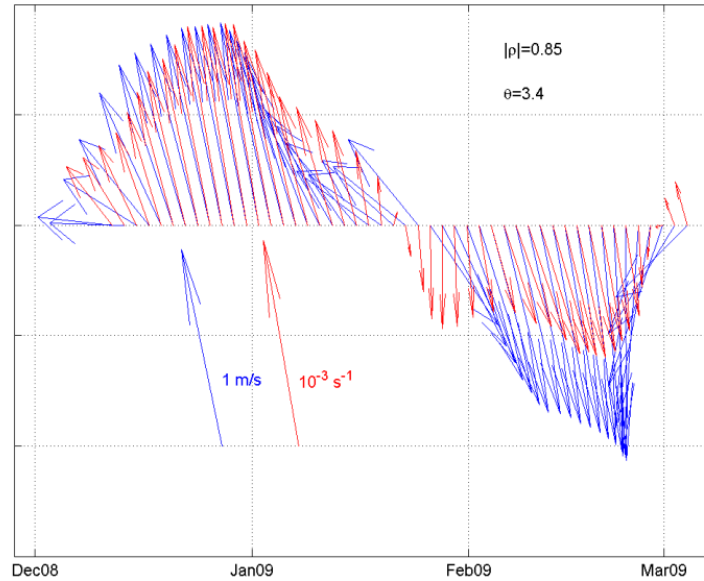


Figura 14. Diagrama de astillas de $\frac{\partial \bar{v}_F}{\partial z}$ (rojo) y $\langle \bar{v} \rangle$ (azul) correspondientes al paso de Cameron en el periodo Dic 08 – Mar 09 mismo que en la Fig. 5. El intervalo de muestreo en estas series es de 1 día con 18 horas, y estas dos series tienen una correlación compleja de $|\rho| = 0.85$.

3.3 Remolinos sobre la plataforma

Los datos de AVISO muestran la aproximación de LCEs, RAs y RCs a la plataforma, por ejemplo las Figuras 5a y 8a presentan al contorno en que se observó el máximo de velocidades en aguas profundas alcanzando profundidades menores a 500 m. El traslado de los remolinos con componente al oeste es alterado notoriamente.

3.3.1 Periodo de interacción

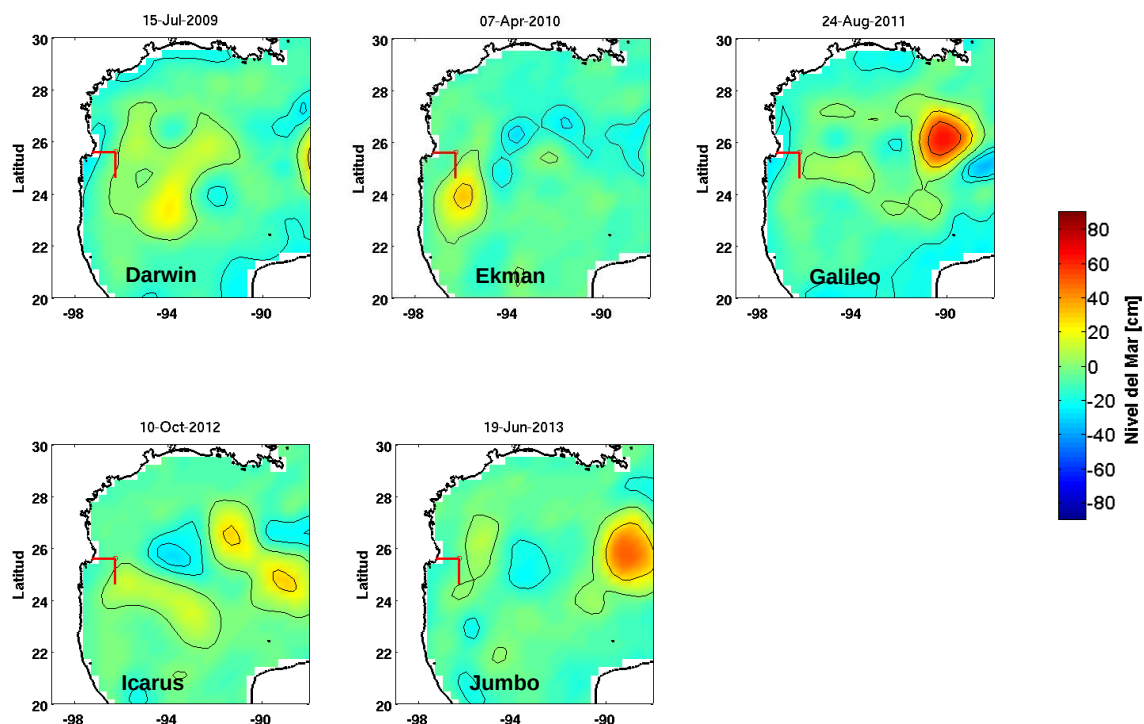
Los LCEs o RAs al llegar a la isobata de 500 m están bajo la influencia del talud. Este efecto de la pendiente sobre el remolino es por un “tiempo” determinado por el acercamiento y alejamiento de éste. Los anclajes con tirante a 500 m de profundidad colocados en esta zona, permiten registrar el “tiempo” que el LCE o RA está en contacto con el talud, o sea mientras este anclaje permanece dentro del remolino o en su periferia. A este “tiempo” medido por anclajes en la isobata de 500 m en presencia de LCEs o RAs según la altimetría, le llamaremos “periodo de interacción”. Este

periodo de interacción inicia cuando el *borde del remolino* llega a la ubicación de algún anclaje (PER500, LMP500 o ARE500) y finaliza cuando se aleja completamente de este anclaje sin reincidir en él. No es raro que un mismo remolino se aleje y regrese (o reincida) a la localidad de uno de estos anclajes.

En las series temporales de la componente de velocidad a lo largo de la isobata, se corroboró que en los *periodos de interacción* observados tanto en las corrientes como con AVISO se evidenciara la presencia del anticiclón en cuestión. Una condición adicional para determinar el “periodo de interacción” fue que los datos de velocidad de los anclajes fueran completos en los primeros 400 m de profundidad. Por lo tanto, los ‘*periodos de interacción*’ dependen del anclaje en cuestión, del remolino correspondiente en el que se contabiliza y si hay mediciones en ese anclaje para ese remolino.

Las figuras 15b, 16b y 17b muestran corrientes intensas en dirección Norte en las fechas en que AVISO registra remolinos anticiclónicos cerca de los anclajes PER500, LMP500 y ARE500 (Figuras 15a, 16a y 17a).

a)



b)

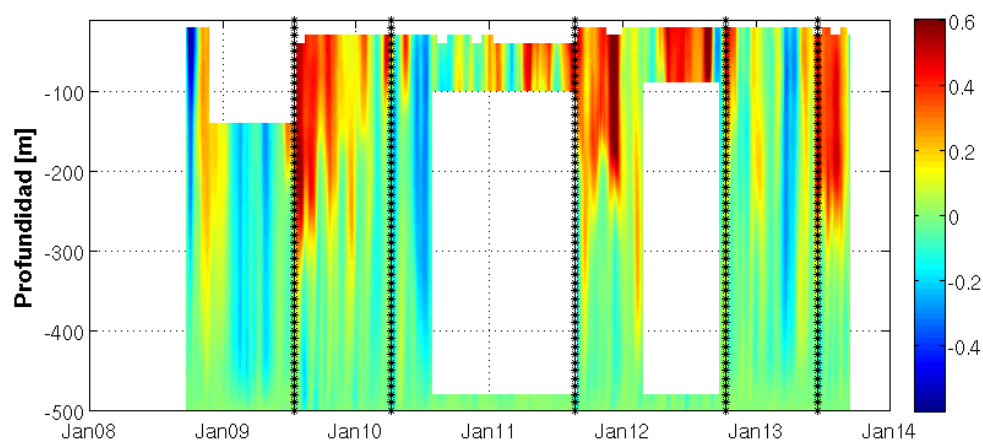


Figura 12. a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados en PER500. b) Perfiles de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.

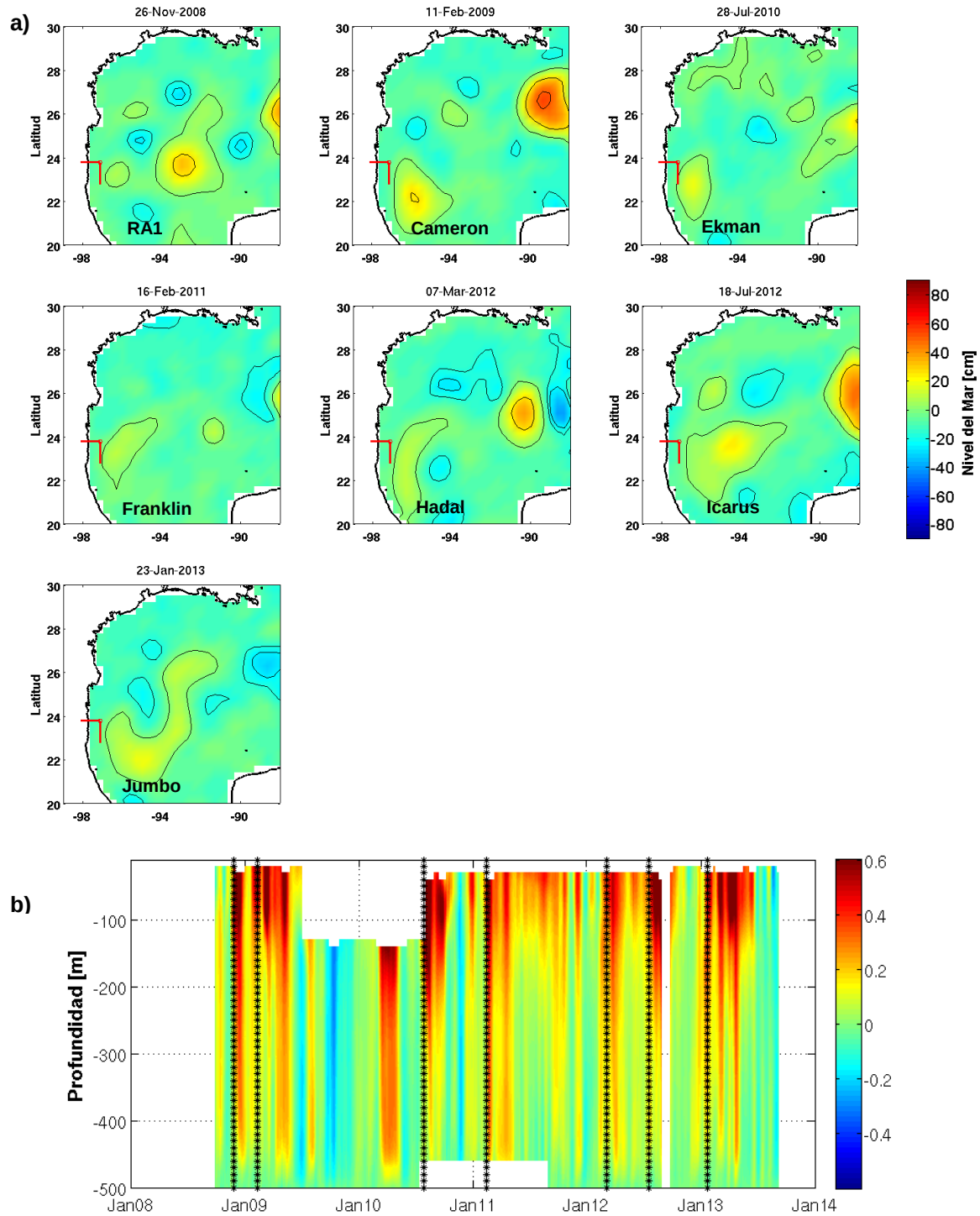


Figura 13. a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados en LMP500. b) Perfiles de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.

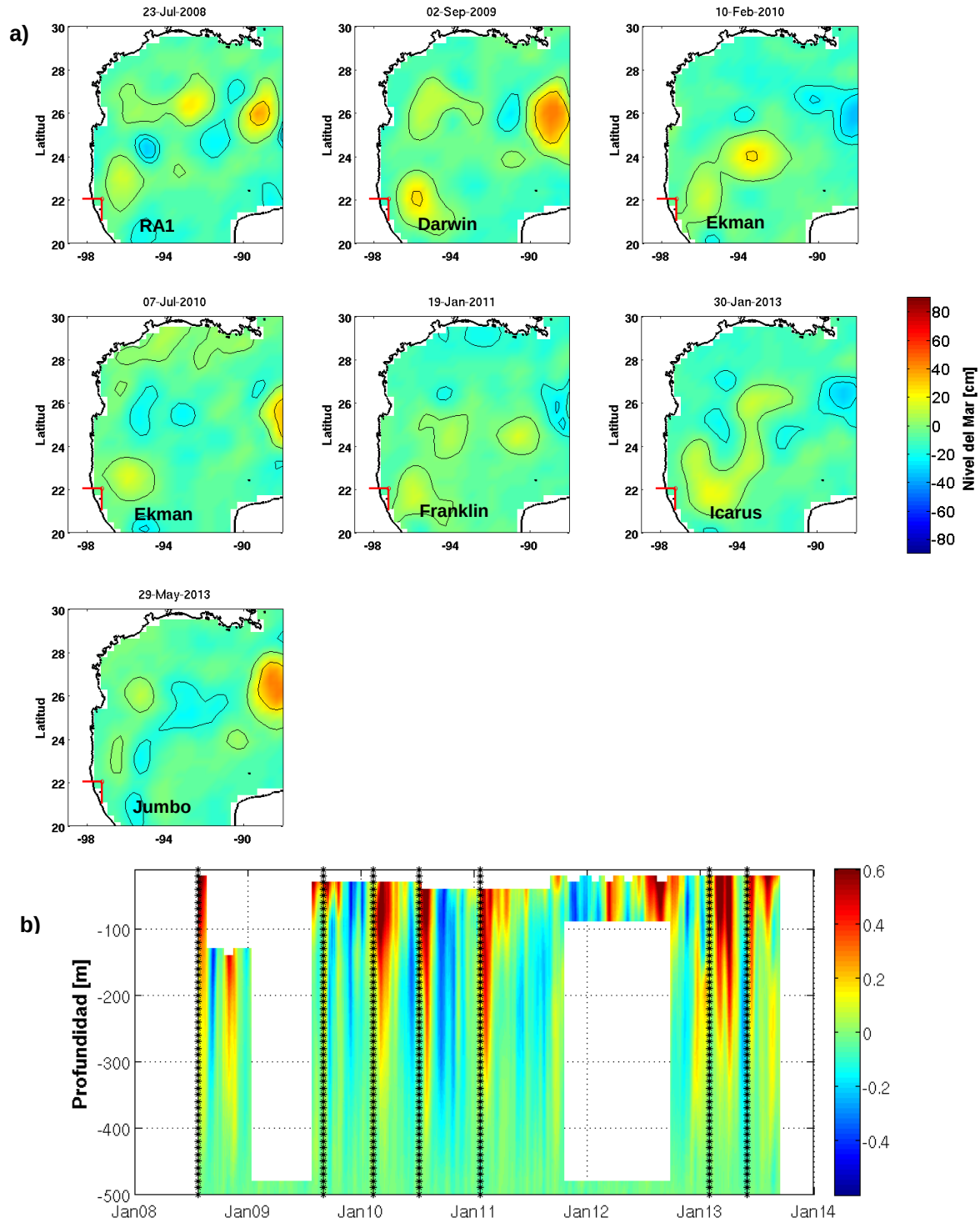


Figura 14. a) Mapas de altimetría para diferentes remolinos en el GoM señalados con contornos de 0 cm, 15 cm y 30 cm, registrados en ARE500. b) Perfiles de la componente de velocidad a lo largo de la isobata desde la superficie hasta el fondo, en el periodo 2008 – 2013. Las líneas punteadas negras corresponden a las fechas de los mapas altimétricos.

3.3.2 Censo de los periodos de interacción

En la Tabla 3 se enlistan todos los remolinos que fueron contabilizados por anclajes con tirante de 500 m donde hay presencia del talud y se especifica su tiempo de interacción de cada remolino con él. En paréntesis se escribe la inicial de cada LCE, esta nomenclatura fue tomada de Horizon Marine Inc. (HMI) utilizada para referirse a cada LCE. RA1 y RA2 son remolinos anticiclónicos que no se desprendieron de la CL sino se formaron en la parte oeste del GoM.

Tabla 3. Registro de LCEs y RAs medidos en cada anclaje de ~ 500 m. Se indica la fecha inicial y final de interacción con el talud y la duración del periodo de interacción. Los impactos que tuvieron dos periodos están especificados con 1° o 2°.

LCE o RA	Fecha inicial (dd/mm/aa)	Fecha final (dd/mm/aa)	Periodo de interacción (meses)
• PER500.			
Darwin (D)	24/06/09	28/10/09	4.1
Ekman (E)	31/03/10	14/04/10	0.5
Galileo y Hadal (G&H)	17/08/11 (1°.) 02/11/11 (2°.) **	21/12/11	4.1
Icarus (I)	10/10/12 (2°.)	31/10/12	0.7
Jumbo (J)	26/06/13	7/08/13	1.4
• LMP500.			
RA1	03/12/08	24/12/08	0.9
Cameron (C)	04/03/09	13/05/09	2.3
Ekman (E)	28/07/10 (2°.)	01/09/10	1.1
Franklin (F)	16/02/11	20/05/11	3.1
Hadal (H)	07/03/12	18/04/12	1.4
Icarus (I)	25/07/12	26/09/12	2.0
Icarus y Jumbo (I&J)	30/01/13	22/05/13	3.7
• ARE500.			
RA1	23/07/08	6/08/08	0.5
Darwin (D)	02/09/09	04/11/09	2.1
Ekman (E)	17/02/10 (1°.)	24/03/10	1.2
	14/07/10 (2°.)	11/08/10	0.9
Franklin (F)	26/01/11	09/02/11	0.5
Icarus y Jumbo (I&J)	13/02/13	10/04/13	1.9
RA2	31/07/13	07/08/13	0.2

Existen algunos remolinos con particularidades que se tuvieron que considerar. El LCE Darwin, antes de llegar a aguas someras se divide en dos y se logra contabilizar

simultáneamente en los anclajes de PER500 y ARE500. Para los LCEs Galileo – Hadal observados en PER500 (en la Tabla 3 indicado con **), el periodo de interacción se contabilizó como uno solo. Esto se debió por tener menos de dos meses de espera entre el final del primer impacto (por Galileo) y el segundo impacto (Galileo y Hadal) que finaliza 7 semanas después. En el caso de Icarus – Jumbo el segundo LCE se unió al primero durante su tiempo cerca del talud por lo que también se contabilizo un solo *periodo de interacción*.

3.3.3 Pérdida de la uniformidad del perfil

En la sección 3.2 se mostraron dos ejemplos de LCEs en aguas profundas: Cameron y Ekman. La influencia del talud sobre estos mismos LCEs es mostrada a continuación.

Se grafica solo la componente a lo largo de la isobata porque los anclajes logran medir solo en la parte oeste del remolino. Esta componente es la que nos da mayor información porque las corrientes en aguas someras y para estas escalas de tiempo son a lo largo de isobatas. Las series temporales de ésta componente ilustradas en la Figura 18a y 18c corresponden a Cameron y Ekman. En el caso particular de Cameron el perfil muestra velocidades en superficie cercanas o iguales a 1 m/s (Figura 18a) que son más intensas que Ekman.

Las figuras 18b y 18d muestran la serie temporal de V_F para ambos remolinos. Las velocidades de perfiles ajustados muestran comúnmente menos intensidad en superficie que el perfil original.

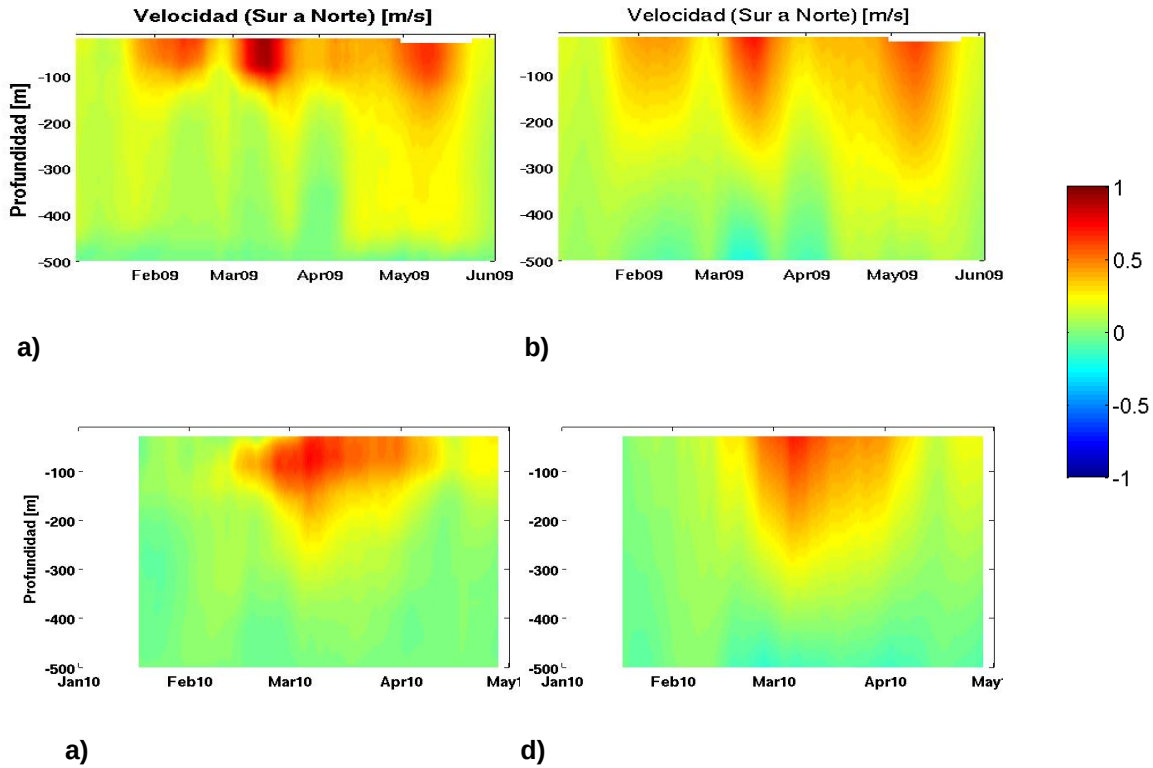


Figura 18. a) Evolución temporal de la componente a lo largo de la isobata para el LCE Cameron medido en LMP500, en el periodo Enero – Mayo 2009. b) Evolución temporal de V_F correspondiente a Cameron, registrado en el mismo anclaje y periodo. c) Evolución temporal de la componente a lo largo de la isobata para el LCE Ekman medido en ARE500, en el periodo Enero – Abril 2010. d) Evolución temporal de V_F correspondiente a Ekman, registrado en el mismo anclaje y periodo.

Comparando los valores de la velocidad mostrados en esta sección con los observados para estos dos mismos remolinos en aguas profundas (~ 0.5 m/s), los cuales se muestran en la subsección 3.2.1, la diferencia es notoria. Una vez que Cameron y Ekman tienen contacto con el talud, la velocidad en superficie se ve intensificada.

Ahora, queremos saber qué tan bien se comporta el ajuste lineal con respecto al perfil medido en remolinos afectados por el talud. Entonces calculamos BI para ambos LCEs y encontramos valores en un rango de 60 – 99 % (Figura 19) que es indicativo de que el ajuste medianamente reproduce los datos medidos.

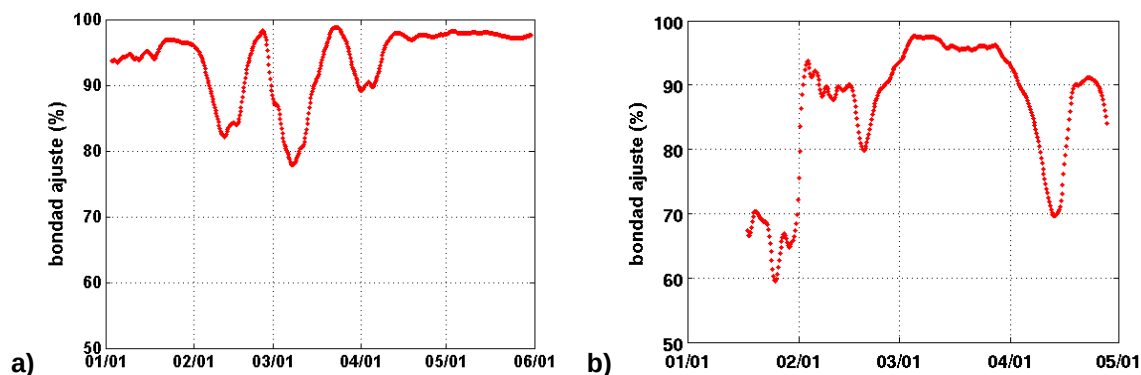


Figura 19. Valores de BI. a) LCE Cameron medido en LMP500, en el periodo Enero – Mayo 2009. b) LCE Ekman medido en ARE500, en el periodo Febrero – Abril 2010. El eje de tiempo está en formato MM/DD.

Los valores de BI mostrados en la Figura 19 son menores que los valores de BI en aguas profundas, donde siempre son mayores a 90% (Figura 11b).

3.3.4 Incremento del corte vertical

Podemos ‘visualizar’ cada uno de estos dos remolinos en el momento en que se registra el corte vertical máximo de la componente a lo largo de la isobata, el 11 de marzo de 2009 con un valor de $1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$ y el 3 de marzo de 2010 con valor de $1.75 \times 10^{-3} s^{-1}$ respectivamente (Figuras 20a y 20c). Este valor máximo fue registrado por cada anclaje en la parte próxima a la periferia del contorno del 0 cm de altimetría. Ambos valores del corte rebasan el valor umbral de $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ registrado para remolinos en aguas profundas por anclajes a 3500 m.

Por otra parte, el corte vertical geostrófico muestra un patrón similar a C de los anclajes a 130 m y 500 m (ver Anexo C), lo que da evidencia de que el corte vertical calculado a partir de datos de velocidad cumple con geostrofia y del aumento del corte vertical en aguas someras.

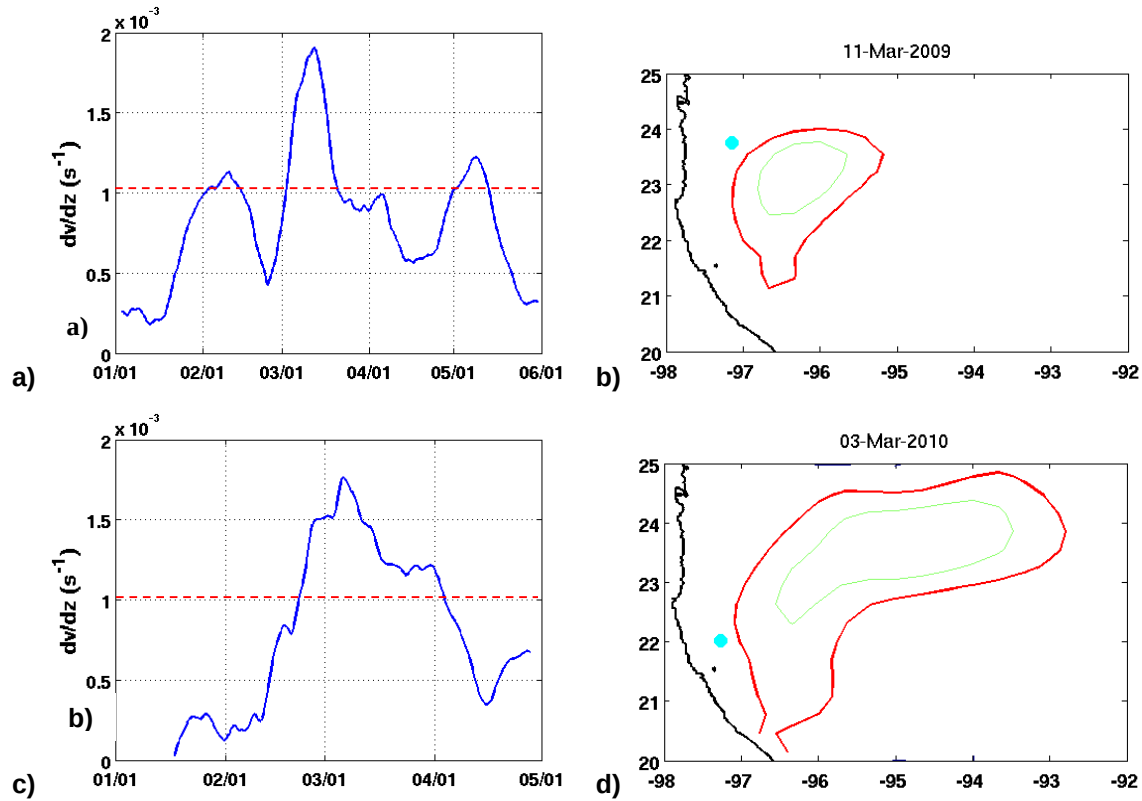


Figura 20. a) Serie de tiempo de C del LCE Cameron medido por el anclaje LMP500 (círculo cian) en el periodo Enero – Mayo 2009. b) Contornos de 0 cm y 25 cm de altimetría del LCE Cameron en la fecha 11-marzo-2009 cuando el valor máximo es $C = 1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$. c) Serie de tiempo de C del LCE Ekman medido por el anclaje ARE500 (círculo cian) en el periodo Enero – Abril 2010. d) Contornos de 0 cm y 25 cm de altimetría del LCE Ekman en la fecha 03-marzo-2010 cuando C alcanza el valor máximo $1.75 \times 10^{-3} s^{-1}$. Se resalta el valor máximo del corte en LCEs en aguas profundas que es $C = 1 \times 10^{-3} s^{-1}$ (línea punteada roja). El eje de tiempo está en formato MM/DD en los paneles a y c.

Hay que recalcar dos características centrales de remolinos que interactúan con la pendiente y que los distinguen de remolinos sin la influencia de la topografía. La primera es el incremento del corte vertical superando $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ valor umbral máximo de C para LCEs en aguas profundas (Figura 11a). La segunda es la pérdida de uniformidad del perfil vertical como muestran los valores de BI mostrados en la Figura 19 para aguas someras y los valores de BI para remolinos sin efecto de la pendiente mostrados en la Figura 11b.

3.4 Oscilaciones subinerciales

Las Oscilaciones Subinerciales (OSis) se definen así por tener periodos mayores al periodo inercial, el cual es definido por el parámetro de Coriolis que varía con la latitud.

El periodo inercial es

$$T_i = \frac{2\pi}{f} \quad (12)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis.

3.4.1 Ejemplo de OSis

Para observar estas fluctuaciones utilizamos v_H como se definió en la sección 2.1.2. Se grafica en la Figura 21 v_H para el trimestre Mayo – Julio 2011 en los anclajes ARE500 y ARE3500. En la Figura 21a se aprecia cómo el flujo oscila en dirección Sur (valores negativos) – Norte (valores positivos) y que típicamente en un mes se cumplen tres o más ciclos completos, por lo que tienen periodos de ~10 días o menos. En la Figura 21b se nota la presencia de oscilaciones similares en aguas profundas, con la misma periodicidad que en aguas someras aunque menos intensas.

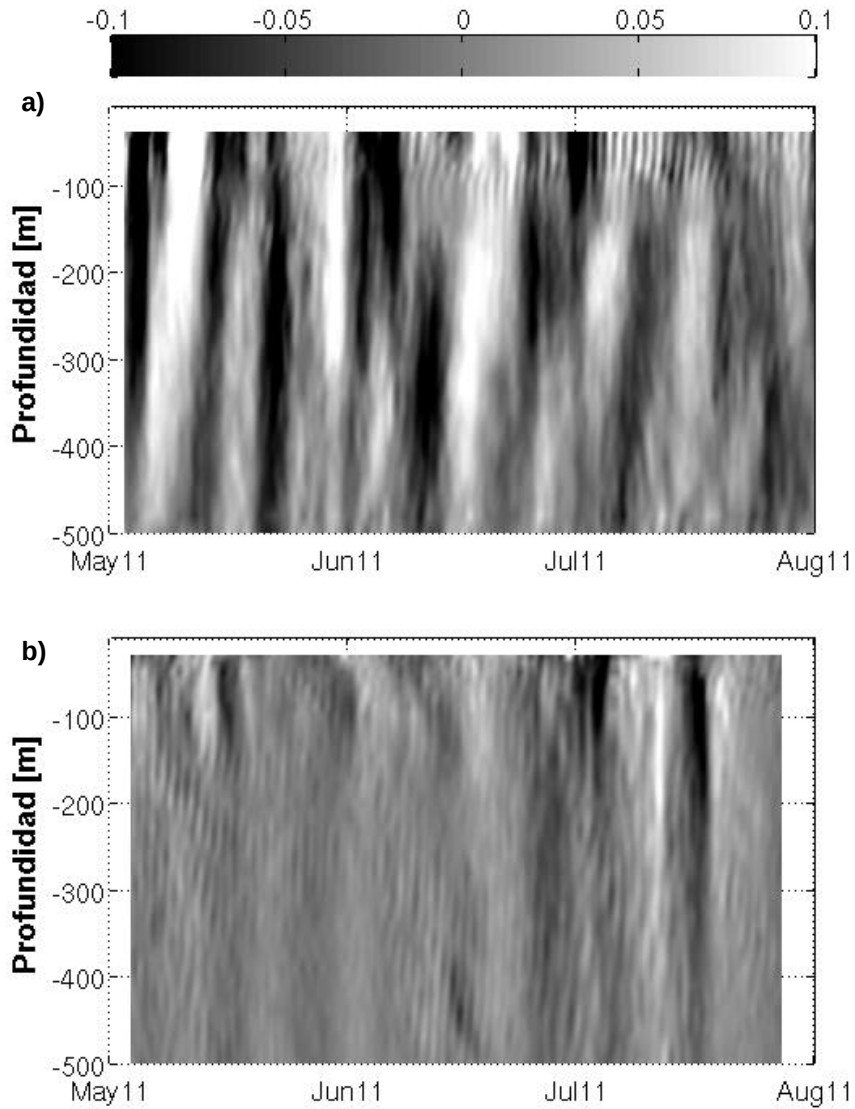


Figura 21. Perfil de velocidad de la componente v_H del trimestre Mayo – Julio de 2011. a) ARE500. b) ARE3500.

El corte vertical dado por $C_H = \frac{\partial v_{HF}}{\partial z}$ (Ec. 9) se calcula para este mismo periodo también en anclajes a ~ 3500 m y ~ 500 m como muestra la Figura 22. Vemos que la característica más importante en la diferencia de las OSis en aguas profundas y someras es que en aguas profundas son débiles, con velocidad v_{HM} y corte vertical muy disminuidos (Figs. 22, 23). A diferencia de las OSis cerca del talud que tienen velocidades de ± 0.1 m/s y $|C_H|$ mayor a $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

El contraste en intensidad de las OSIs en presencia del talud o sin él, se aprecia en el corte vertical y en la velocidad promediada verticalmente v_M . De manera similar a v_H , los valores de v_M con influencia de la pendiente están en un rango menor o igual a 0.1 m/s y muy cercanas a cero en la isobata de 3500 m. El rango de valores de v_M es ligeramente menos intenso que el mostrado en la Figura 21a.

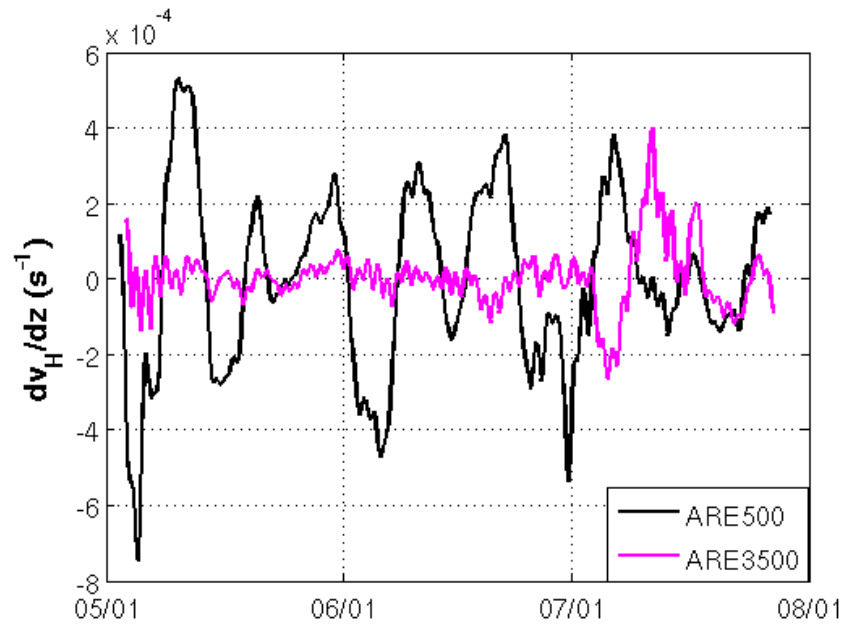


Figura 22. Serie de tiempo de $C_H = \frac{\partial v_{HF}}{\partial z}$ en los anclajes ARE500 (negro) y ARE3500 (magenta) en el trimestre Mayo – Julio de 2011.

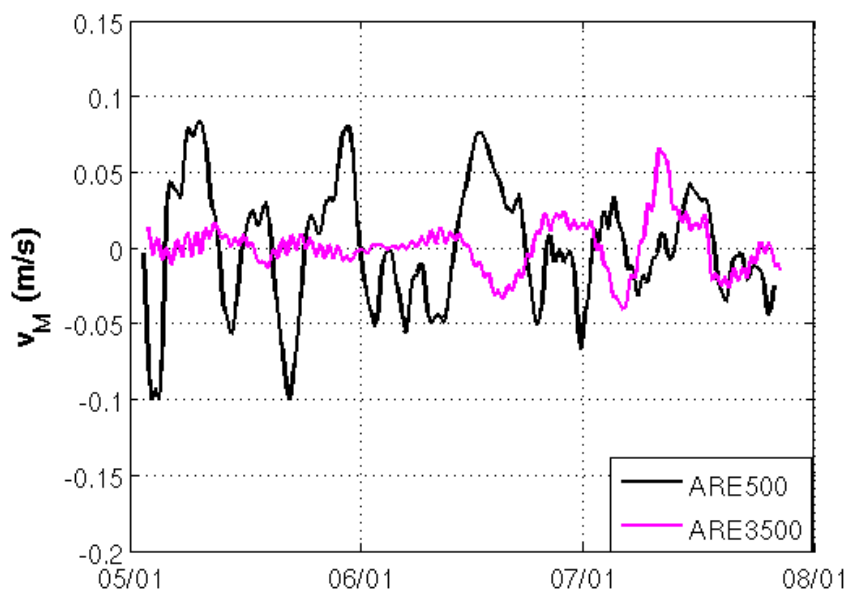


Figura 23. Serie de tiempo de v_M en los anclajes ARE500 (negro) y ARE3500 (magenta) en el trimestre Mayo – Julio de 2011.

3.4.2 Series largas

Para saber con precisión en qué rango de frecuencia se encuentran estas OSis, hicimos un análisis espectral de u_M y v_M (i.e. de la velocidad promediada verticalmente), con el método de Máxima Entropía (Burg, 1968). En la Figura 24 se usan los 5 años de datos disponibles para evaluar los espectros por anclaje. La frecuencia inercial es resaltada con la línea azul punteada y a su lado se marca con un rectángulo rojo el rango de frecuencias propias de OSis. La columna de tres recuadros a la derecha es una ampliación de la banda de frecuencias encerradas en el rectángulo rojo, que abarca periodos de ~ 2 a ~ 20 días. Nótese que en estas frecuencias, los anclajes a 500 m donde hay interacción de remolinos con la pendiente, presentan mayor varianza que en los anclajes de tirante mayor. Se observa que los espectros se diferencian dependiendo del tirante y la localidad del anclaje. En relación a las OSis, los aumentos de $f * S(f)$ en los espectros correspondientes a los anclajes en tirantes de ~ 500 m se encuentran en rangos de frecuencia comunes; con periodos entre 3 – 15 días para aguas someras y estos aumentos son mayores en ARE.

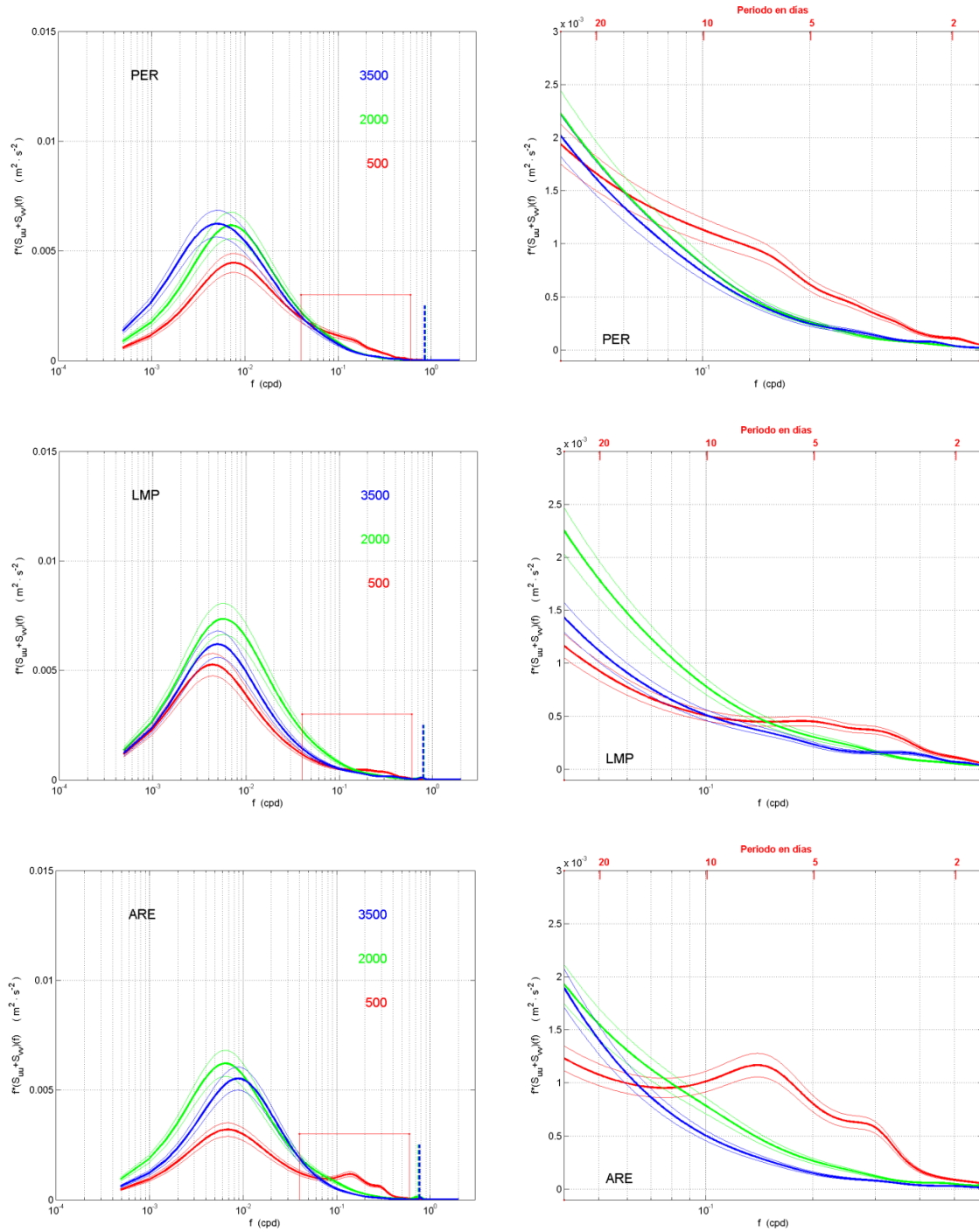


Figura 24. A la izquierda, suma de las densidades espectrales de u_M y v_M , multiplicada por la frecuencia, separando, de arriba abajo las líneas PER, LMP y ARE, y los tirantes de ~3500 m en trazo azul, ~2000 m en verde y ~500 m en rojo. Se marca la frecuencia inercial con la línea punteada azul y con el recuadro en rojo la banda de frecuencias correspondiente a OSiS. A la derecha se muestra la amplificación de la banda de frecuencias de OSiS. Los trazos en líneas delgadas corresponden a los límites de confianza al 80%.

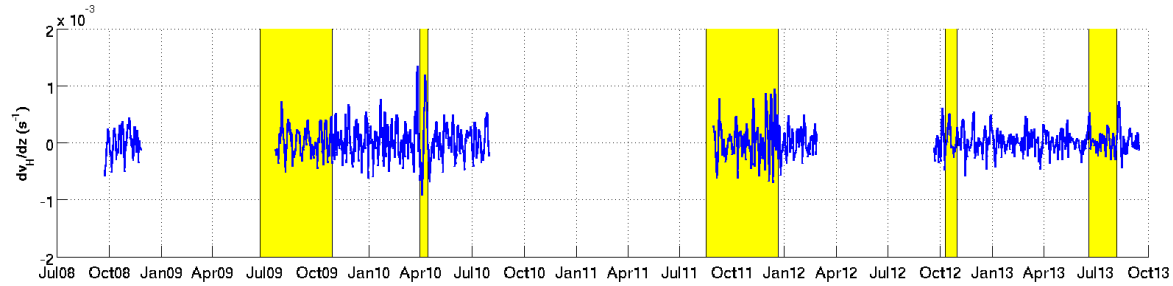
Estos resultados son consistentes, o sea cualitativamente iguales, usando el método de ‘Thomson Miltitaper’ para estimación espectral.

En el ejemplo mostrado en las Figuras 21, 22 y 23 es visible el comportamiento oscilatorio mostrado por el corte vertical, el perfil de velocidad en profundidad y el promedio de la velocidad vertical. Los periodos de las oscilaciones intensas son aproximadamente de ~8 a 10 días (~3 a 4 ciclos por mes). Por otro lado, en los espectros de potencia el rango de frecuencia abarca periodos de 3 – 15 días. Las series de tiempo en las Figuras 21, 22 y 23 complementan los resultados del análisis espectral.

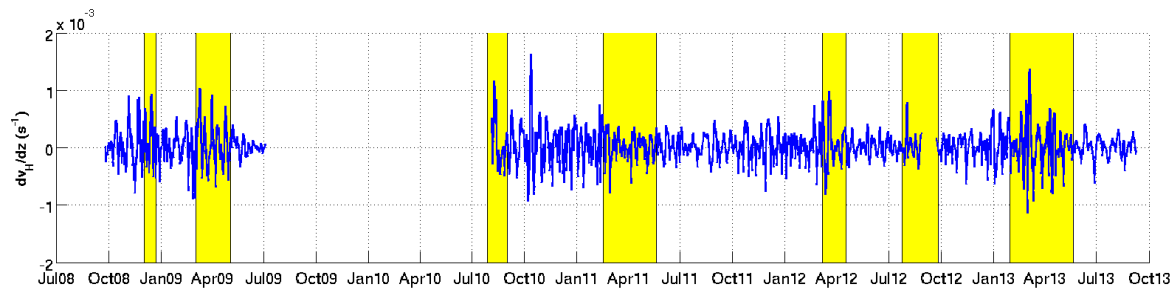
Para saber si los remolinos tiene algún efecto en esta banda de frecuencias, comparamos esta señal con los *periodos de interacción* de cada remolino por anclaje a ~500 m (Tabla 3) como se muestra en la Figura 25. En los periodos en que hay interacción de remolino con la pendiente, se observan en la mayoría de los casos pulsos intensos que reflejan incremento de C_H . Este efecto se aprecia más notorio en ARE500.

Como comentario adicional, la resolución que tiene la malla de AVISO y los datos promediados y suavizados permite ver de manera aproximada el tamaño y trayectoria de un LCE o RA, por ésta razón no es muy preciso saber con altimetría dónde comienza o termina el efecto de cada remolino en los puntos de medición del anclaje. Las fechas en que los anclajes detectan corrientes propias de un remolino difieren de 1 a 3 semanas a los registrados con datos del nivel del mar, razón probable de que algunos picos intensos del corte quedan fuera de los periodos marcados en la Figura 25. Sin embargo, también hay intensificaciones de C_H en ausencia de remolinos, lo cual indica que hay más factores que moderan la amplificación de las OSI.

a)



b)



c)

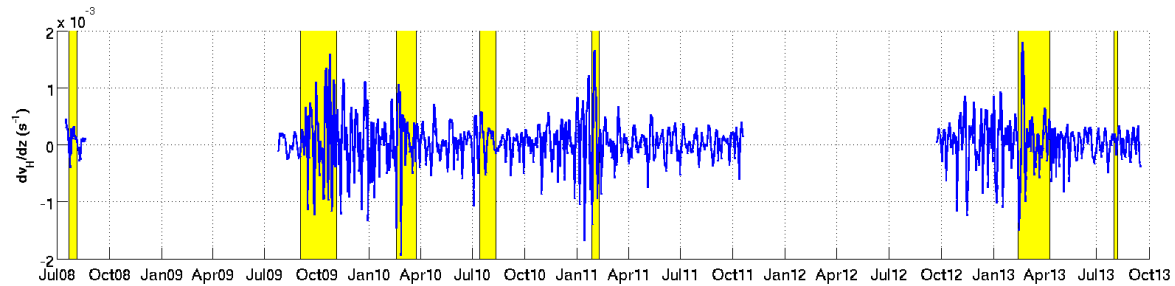


Figura 25. Fluctuaciones observadas en la serie de tiempo C_H para los tres anclajes a profundidad de ~500 m, comparando el tiempo de permanencia de los RA y LCEs (cajas amarillas) descrito en Tabla 3. a) PERDIDO, b) LAMPREA y c) ARENQUE.

3.4.3 Polarización de la velocidad

Para conocer si la velocidad de las OSis tiene alguna componente principal, se pueden calcular elipses de varianza. Los valores de la excentricidad (e) y de estas elipses nos indica si hay una componente de la velocidad que tiene mayor contribución en el movimiento de las partículas. La excentricidad está definida como $e = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}}$ donde,

a es el semieje mayor y b el semieje menor. Los valores de (e) cercanos o iguales a 0 se interpretan como ausencia de dirección preferencial para el movimiento de las partículas, los valores cercanos o iguales a 1 muestran la existencia de una dirección preferente de estas elipses. En la Figura 26 se muestran las elipses de (u_M, v_M) y los valores respectivos de e para múltiples anclajes. Los anclajes con tirante de ~ 500 m y ~ 130 m de profundidad tienen los valores mayores de excentricidad (e), esto es prueba de que las velocidades se polarizan a lo largo de las isobatas cerca de la costa. Este efecto es más notorio en la zona medida por LNK130. Este anclaje y toda la línea LNK, se encuentran en la parte suroeste del GoM ($20^\circ 41$ N, $96^\circ 64$ W, tirante a ~ 130 m, $20^\circ 47$ N, $96^\circ 49$ W tirante a ~ 500 m, $20^\circ 69$ N, $95^\circ 92$ W tirante a ~ 2000 m, $21^\circ 84$ N, $94^\circ 02$ W tirante a ~ 3500 m).

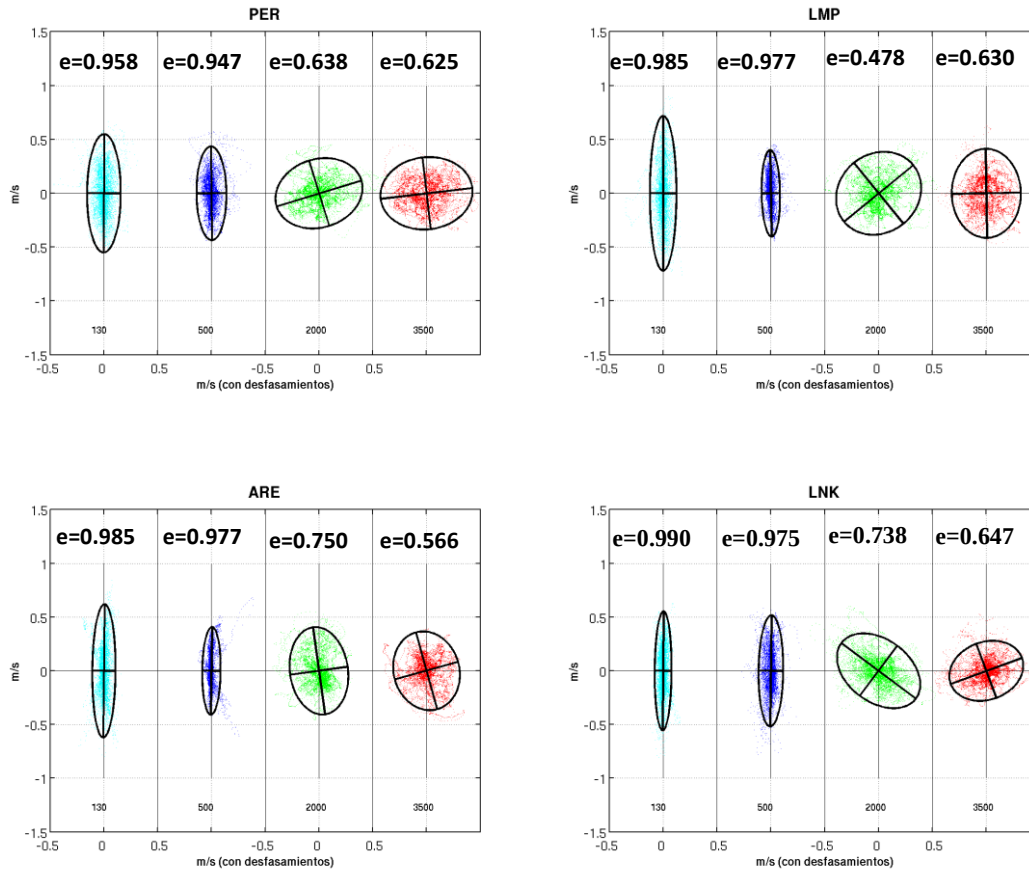


Figura 26. Diagrama de dispersión de los vectores (u_M, v_M) para 4 líneas de anclajes (PER, LMP, ARE, y LNK). Cada línea tiene anclajes a profundidades de 130 m (cian), 500 m (azul), 2000 m (verde) y 3500 m (rojo). Las elipses sobrepuestas indican que el vector velocidad de las OSis tiende a polarizarse en dirección a la isobata cerca de la costa, como lo cuantifica la excentricidad mostrada en la parte superior de cada elipse.

Capítulo 4. Discusiones

- i) Los valores máximos de la velocidad en un LCE llegan hasta 0.6 m/s pero en su avance hacia la parte occidental del GoM llegan a disminuir a 0.26 m/s antes de interaccionar con la frontera. Este pico máximo en la velocidad se reporta en radios de 60 km (Joyce, 1984; Olson, 1991; Sosa, 2014). Las velocidades máximas de los LCEs registrados en los anclajes con tirante a 3500 m fueron alrededor de 0.5 – 0.7 m/s, y los máximos de velocidad fueron encontrados en radios de ~100 km, que son mayores a los reportados (ver ejemplos en las Figuras 5 y 8). El valor umbral típico del corte vertical que obtuvimos en remolinos en aguas profundas fue de $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ (Figs. 11a). LCEs observados por Joyce (1984) en aguas profundas presentan velocidades de 1.0 m/s a 100 m de profundidad y 0.2 m/s a los 800 m de profundidad, el valor del corte de estos remolinos es de $\sim 1.1 \times 10^{-3} s^{-1}$. Estos remolinos tienen un corte ligeramente mayor, como es de esperarse en los anticiclones que no han emigrado a la parte oeste y tienen velocidades más intensas (Yang et al., 2013; Sosa, 2014). Esta es razón suficiente para que el valor del corte sea mayor que el valor umbral que obtuvimos. Por esta razón, afirmamos que los LCEs en la parte oeste del GoM raramente rebasan el valor umbral del corte vertical propuesto.

- ii) Una vez que han llegado estos LCEs y RAs a la zona del talud son notorias dos cualidades: una es la pérdida de uniformidad del perfil de velocidad y la otra es el aumento del corte vertical superando el valor umbral típico de $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ observado en anclajes de tirante ~3500 m (Figs. 19 y 20). Las velocidades en superficie se intensifican llegando a superar 1.0 m/s en algunos casos, decreciendo en profundidad de forma abrupta y presentando valores del corte vertical de $1.75 - 1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$. El remolino que Wei (2009) modela tiene velocidades superficiales de 0.6 m/s y corte vertical de $0.6 \times 10^{-3} s^{-1}$ antes del impacto. Al llegar a la pared vertical, la velocidad superficial se incrementa a 1.0 m/s, las velocidades también disminuyen

bruscamente con la profundidad, por lo tanto, el corte vertical se incrementa a $2.5 \times 10^{-3} s^{-1}$. Los valores del corte vertical en el modelo de Wei (2009) superan el valor impuesto en aguas profundas hasta por más del doble. Podemos ver, que el corte vertical en los flujos de remolinos se intensifica al interactuar con el fondo o tener influencia con el talud. El demostrar la intensificación del corte vertical como un fenómeno recurrente que caracteriza remolinos al abordar aguas someras, es el mayor aporte de este trabajo.

- iii) En la Figura 27 se observa el perfil de velocidad de la componente a lo largo de la isobata de los LCEs Jumbo y Darwin al llegar al talud. Ambos casos son registrados por anclajes a 500 m y se muestra la formación de una corriente en dirección opuesta al flujo de los LCEs, en acuerdo a diversos estudios (Zavala-Sansón et al., 1998). Para los recuadros a y b las velocidades mostradas solo han sido filtradas para mareas pero sin eliminar otras frecuencias. Para este caso, el flujo en dirección sur alcanza velocidades mayores a 0.3 m/s y se observa desde 250 m de profundidad hasta el fondo. Para los recuadros c y d en que se grafica V_F para los mismos LCEs, al haberse quitados las altas frecuencias, el flujo en ambas direcciones es menos intenso y los pulsos en dirección sur son menos frecuentes con velocidades máximas que no rebasan 0.25 m/s.

Otros autores han reportado la formación de chorros a lo largo de la pendiente y con la costa a la derecha, por el efecto de remolinos sobre la plataforma (Hamilton y Lee, 2005; Oey y Zhang, 2004). Por ejemplo Oey y Zhang (2005) por medio de modelación numérica reproducen el impacto de un LCE en la costa de Florida. Cerca de la isobata de 500 m se forma un chorro a lo largo de la pendiente con velocidades >0.45 m/s en $z=-300$ m (Figura 28).

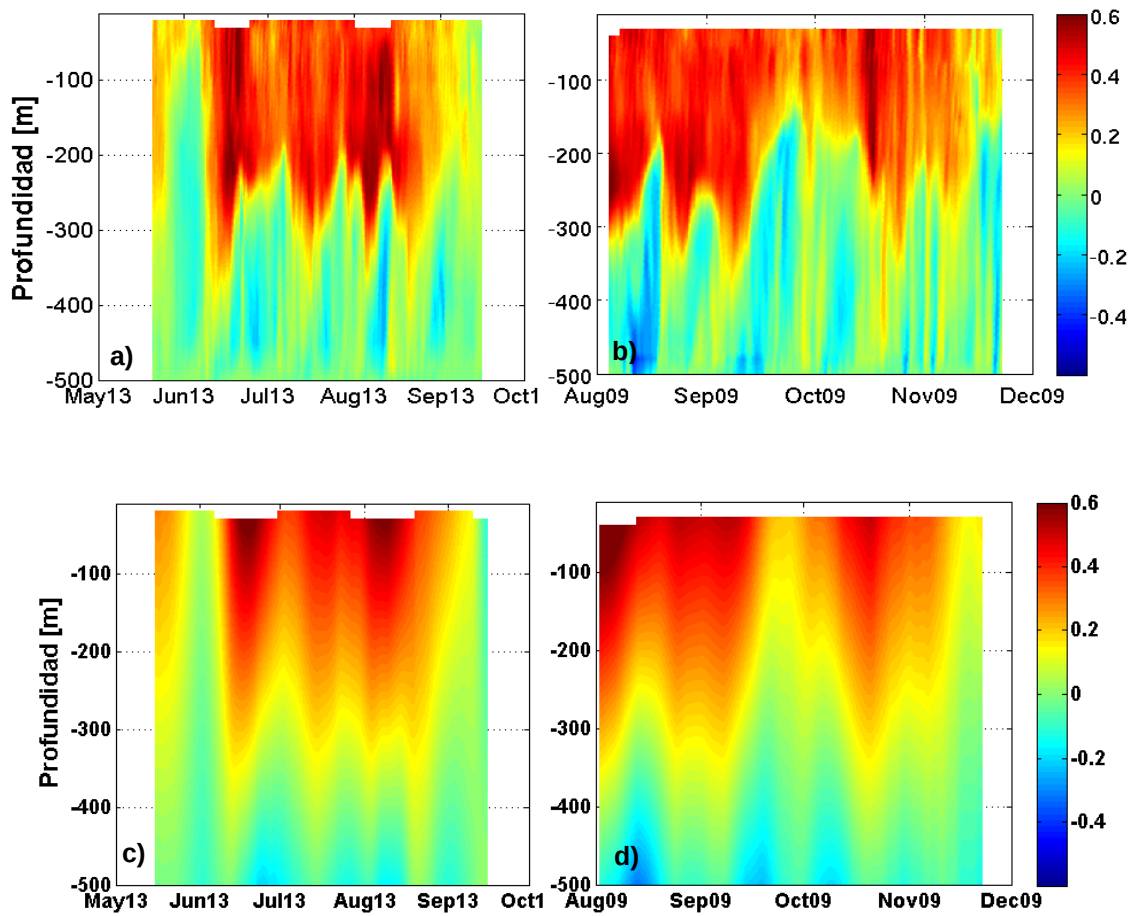


Figura 27. Evolución temporal de la componente de la velocidad a lo largo de la isobata medido desde PER500; a) Velocidades filtradas solo para mareas y con ajuste lineal del LCE Jumbo en el periodo Mayo – Septiembre 2013. b) Velocidades filtradas solo para mareas y con ajuste lineal del LCE Darwin en el periodo Agosto – Noviembre 2009. c) Evolución temporal de V_F del mismo periodo que a. d) Evolución temporal de V_F del mismo periodo que b.

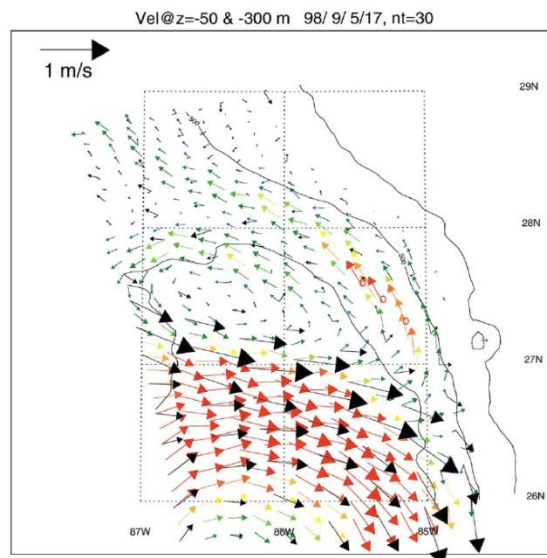


Figura 28. Vectores de velocidad simulados a $z=-50$ m (negro) y $z=-300$ m (colores: rojo >0.45 m/s y azules <0.05 m/s) el 5 Sep/1998 sobre la plataforma del oeste de Florida. El chorro subsuperficial se indica con círculos rojos. Los contornos son a 200, 500 y 3000 m.

Observaciones hechas por Hamilton y Lee (2005) muestran la formación de ese chorro en dirección contraria al flujo en superficie como lo muestra la Figura 29.

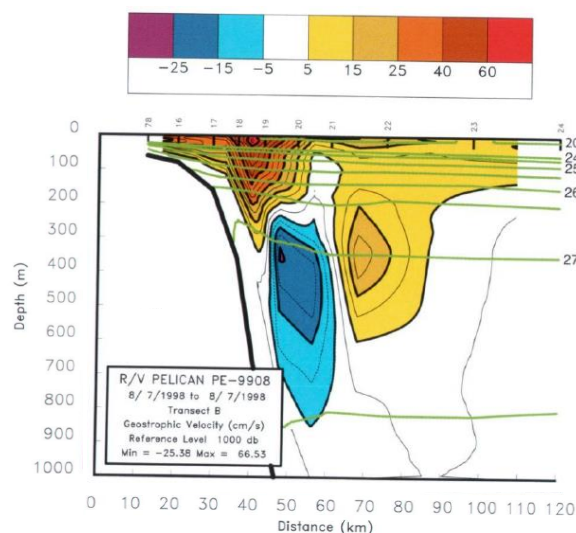


Figura 29. Chorro generado por la interacción de un anticiclón con la topografía en dirección kelviniana. Se graficaron velocidades geostróficas derivadas de hidrografía al oeste de Florida en Agosto de 1998 por Hamilton y Lee (2005).

Nosotros observamos corrientes de las mismas características, en sentido inverso a las superficiales del remolino y con velocidades en el mismo rango de magnitud, que sugieren la formación de chorros subsuperficiales o en el fondo. Aunque solo en 9 ocasiones se registró ‘flujo’ contrario al del propio remolino anticiclónico en los anclajes a 500 m, correspondientes 4 LCEs que llegaron a la parte del talud. Sin embargo los datos de estos anclajes son de mediciones en localidades puntuales y secciones verticales de la velocidad son más convenientes para detectar estos chorros. Esto impidió tener información suficiente para saber si estas corrientes, cuando se observaron evidencias a favor, tenían características de chorros. Asimismo, la ubicación del chorro respecto al remolino y la plataforma limita que se observen estos chorros en localidades fijas, como los anclajes.

- iv) La alta actividad de remolinos y su continua interacción con la topografía que encierra el GoM, sumada a la variabilidad del viento generan Ondas topográficas de Rossby (Gill y Clarke 1974, Clarke 1977) y es presumible que las OSis observadas en este estudio son la manifestación de estas ondas. Las OSis que observamos se muestran más intensas cerca de la costa y en varias ocasiones en periodos de interacción de remolinos con la pendiente (Figs. 24, 25). La componente principal de velocidad es a lo largo de la isobata como muestran las mediciones en 130 y 500 m de profundidad (Fig. 26) y la banda de frecuencia que los distingue de los profundos corresponde a periodos entre 5 – 20 días para los anclajes a 500 m de profundidad (Fig. 24).

Estas características son similares a resultados obtenidos por Louis y Smith (1981) acerca de formación de ondas topográficas de Rossby producto de la interacción de un LCE con la topografía. En su modelo, estas ondas presentan periodos de 10 - 25 días y propagación a lo largo de la isobata.

Este tipo de ondas subinerciales se asocia a la variabilidad del fondo sin necesidad de alguna frontera costera, pero en presencia de una plataforma continental estas ondas quedan atrapadas a la costa (p.ej. Cushman-Roisin, 2011). Wang (1992) describe la generación intermitente de ondas topográficas, con periodos entre 3 – 15 días, por la interacción de remolinos con la plataforma continental.

Las observaciones y análisis de OSis presentados en este estudio dan evidencia a favor de la hipótesis que son ondas topográficas producidas por el embate de remolinos.

Existen factores que afectan algunos aspectos de estas ondas, por ejemplo, sobre plataformas continentales empinadas la frecuencia de las ondas topográficas difiere de las generadas en pendientes débiles (Zavala-Sansón, 2012). La pendiente del talud alrededor de los 22°N donde está ARE500, es más escarpada que en la zona de Tamaulipas a 25°N donde se ubica PER500. Los valores de la energía obtenidos en los espectros de potencia (Figura 24) en estos anclajes muestran mayor energía en ARE500. De manera adicional en la Figura 25 se muestran las series temporales del corte vertical en cada anclaje. El corte vertical se asocia a la amplitud que presentan estas oscilaciones, en ARE500 se presentan valores mayores del corte que en los otros anclajes más al norte. Estas diferencias cuantitativas observadas en cada anclaje, son propias de la zona donde se hicieron las mediciones, en otras palabras, de la forma de la topografía.

En aguas profundas las OSis se observan débiles (Figuras 21b, 22 y 23) y con periodos de ~7 a ~10 días. Hamilton y Lugo-Fernández (2001) observaron ondas topográficas cerca del fondo marino en la isobata de 2000 m, con dirección preferencial a lo largo de la isobata y periodos de 10 – 14 días.

Otros estudios con un conjunto de datos de la misma fuente han mostrado evidencia más dirigida a identificar estas ondas topográficas, pero sin asociarlas al embate de remolinos (Dubranna et al 2011). Aunque las OSis presentan periodos similares a estas ondas topográficas, el análisis de las mediciones presentado no es suficiente para calificarlas sin duda como tales.

Capítulo 5. Conclusiones

Las observaciones permiten evaluar los perfiles de velocidad próximos a superficie, en remolinos anticiclónicos a medida que se acercan a la plataforma, desde los anclajes profundos en tirantes de ~2000, ~3500 m hasta cuando están afectando localidades en tirantes de ~500 y ~130 m.

En la sección del remolino que se encuentra en aguas profundas (i.e. en profundidades de ~2000 m o mas) los perfiles de velocidad en los 500 m próximos a la superficie son con variación vertical muy uniforme. El ajuste lineal por mínimos cuadrados, aplicado a los perfiles de velocidad, exhibe desviaciones muy pequeñas. Los valores máximos del corte vertical, en promedio o en un ajuste lineal, escasa y raramente, superan los valores de $1 \times 10^{-3} s^{-1}$. Los remolinos que no han sentido el efecto del fondo tienen valores menores a éste y muestran valores máximos del corte vertical en un radio entre 50 – 150 km en LCEs de 100 – 250 km (Elliot, 1982).

En estas condiciones profundas, el corte más intenso coincide con las velocidades promediadas verticalmente más intensas. La componente de la velocidad que tiene un mayor corte vertical es aquella en la dirección del flujo medio. La alta correlación que existe (con un valor de $|\rho| = 0.85$ en el ejemplo de la Figura 14) entre el vector corte vertical con el vector velocidad indica la alineación del flujo, o sea un vector velocidad sin cambio en dirección en los primeros 500 m.

Para el caso de remolinos que han tenido influencia de la topografía son notorios tres efectos: la pérdida de uniformidad del perfil de velocidad, el incremento en el corte vertical de la velocidad y la intensificación de oscilaciones subinerciales.

Las desviaciones del ajuste lineal aplicado a los perfiles de velocidad son mayores que en los remolinos sin efecto del fondo. Además, el ajuste subestima en general valores del corte que se observan en los 200 m próximos a superficie (Figura 19).

El corte vertical en aguas someras presenta valores de $1.75 - 1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$ superando el valor umbral típico de $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ observado en anclajes de tirante ~ 3500 m (Figura 20).

Las características de las OSis observadas son: i) intensificación cerca de la costa, ii) velocidad polarizada a lo largo de la isobata a medida que es más somero (Figura 26), e ii) tienen periodos entre 3 – 15 días (Figs. 24). Estas cualidades sugieren que las OSis observadas son ondas topográficas atrapadas a la costa (Wang, 1992, Sutyrin et al., 2010).

Lista de referencias bibliográficas

- Amores, A., Monserrat, S., and Marcos, M. (2013). Vertical structure and temporal evolution of an anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 2097-2106.
- Beardsley, R. C., Limeburner, R., and Rosenfeld, L. K. (1985). Introduction to the CODE-2 moored array and large-scale data report. *CODE-2: moored array and large-scale data report*, 85-35.
- Burg, J. P. (1968). A new analysis technique for time series data. *NATO advanced study institute on signal processing with emphasis on underwater acoustics*, 1.
- Candela, J., Tanahara, S., Crepon, M., Barnier, B., and Sheinbaum, J. (2003). Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 108 (C12).
- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., and 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: Oceans (1978–2012)*, 116(C11).
- Clarke, A. J. (1977). Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *Journal of Physical Oceanography*, 7(2), 231-247.
- Cushman-Roisin, B., and Beckers, J. M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects* (Vol. 101). Academic Press.
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., and Candela, J. (2011). Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 116(C8).
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 1292-1309.
- Frolov, S. A., Sutyrin, G. G., Rowe, G. D., and Rothstein, L. M. (2004). Loop Current eddy interaction with the western boundary in the Gulf of Mexico. *Journal of physical oceanography*, 34(10), 2223-2237.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics* (Vol. 30). Academic press.
- Gill, A. E., and Clarke, A. J. (1974, May). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 21, No. 5, pp. 325-345). Elsevier.

- Gordon, R., and Instruments, R. D. (1996). Principles of operation a practical primer. *RD Instruments, San Diego*.
- Hamilton, P., and Lee, T. N. (2005). Eddies and jets over the slope of the northeast Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and models*, 123-142.
- Hamilton, P., and Lugo-Fernandez, A. (2001). Observations of high speed deep currents in the northern Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2867-2870.
- Holton, J. R., and Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88). Academic press.
- Joyce, T. M. (1984). Velocity and hydrographic structure of a Gulf Stream warm-core ring. *Journal of Physical Oceanography*, 14(5), 936-947.
- Knauss, J. A. (1978). *Introduction to physical oceanography*. Prentice-Hall International, Inc.
- LaCasce, J. H. (1998). A Geostrophic Vortex over a Slope. *Journal of physical Oceanography*, 28(12), 2362-2381.
- Louis, J. P., and Smith, P. C. (1982). The development of the barotropic radiation field of an eddy over a slope. *Journal of Physical Oceanography*, 12(1), 56-73.
- Nof, D. (1983). On the migration of isolated eddies with application to Gulf Stream rings. *Journal of Marine Research*, 41(3), 399-425.
- Nof, D. (1999). Strange encounters of eddies with walls. *Journal of Marine Research*, 57(5), 739-761.
- Oey, L., Ezer, T., and Lee, H. (2005). Loop Current, rings and related circulation in the Gulf of Mexico: A review of numerical models and future challenges. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 31.
- Oey, L. Y., and Zhang, H. C. (2004). The generation of subsurface cyclones and jets through eddy-slope interaction. *Continental shelf research*, 24(18), 2109-2131.
- Olson, D. B. (1991). Rings in the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19, 283.
- Pond, S., and Pickard, G. L. (2013). *Introductory dynamical oceanography*. Elsevier.
- Salmon, R. (1998). *Lectures on geophysical fluid dynamics*. Oxford University Press.

- Seibold, E., and Berger, W. H. (1996). *The sea floor: an introduction to marine geology*. Springer Science & Business Media.
- Shaw, P. T., and Divakar, S. (1991). Generation of topographic waves over the continental margin. *Journal of physical oceanography*, 21(7), 1032-1042.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., and Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3), 10-1.
- Shi, C., and Nof, D. (1993). The splitting of eddies along boundaries. *Journal of marine research*, 51(4), 771-795.
- Smith, D. C., and O'Brien, J. J. (1983). The interaction of a two-layer isolated mesoscale eddy with bottom topography. *Journal of physical Oceanography*, 13(9), 1681-1697.
- Sosa Gutiérrez, Elva Rosmery. (2014). *Caracterización de la estructura vertical de los remolinos de mesoescala en el Golfo de México. Tesis de maestría en ciencias*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Sturges, W., and Leben, R. (2000). Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 30(7), 1814-1819.
- Sutyrin, G. G., and Grimshaw, R. (2010). The long-time interaction of an eddy with shelf topography. *Ocean Modelling*, 32(1), 25-35.
- Sutyrin, G. G., Rowe, G. D., Rothstein, L. M., and Ginis, I. (2003). Baroclinic eddy interactions with continental slopes and shelves. *Journal of physical Oceanography*, 33(1), 283-291.
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., and 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.
- Vukovich, F. M., and Crissman, B. W. (1986). Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 91(C2), 2645-2660.
- Wackerly, D., Mendenhall III, W., and Scheaffer, R. L. (1971). *Estadística Matemática con Aplicaciones*. Editorial Thomson, 2002.
- Wang, X. (1992). *Interaction of an eddy with a continental slope* (No. WHOI-92-40).. Thesis PhD. Woods Hole Oceanographic Institution Ma

- Wei, J., and Wang, D. P. (2009). A three-dimensional model study of warm core ring interaction with continental shelf and slope. *Continental Shelf Research*, 29 (13), 1635-1642.
- Yang, G., Wang, F., Li, Y., and 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 Sansón, L. (2012). Simple models of coastal-trapped waves based on the shape of the bottom topography. *Journal of Physical Oceanography*, 42(3), 420-429.
- Zavala Sansón, L., Graef, F., and Pavia, E. G. (1998). Collision of anticyclonic, lens-like eddies with a meridional western boundary. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 103(C11).
- Zavala Sansón, L. Z., Heijst, G. V., and Janssen, F. J. J. (1999). Experiments on barotropic vortex-wall interaction on a topographic β plane. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 104(C5), 10917-10932.

Anexo A. Instrumentos usados en la obtención de datos de anclajes

Los instrumentos para la medición de corrientes en estos anclajes son los llamados ADCP por sus siglas en inglés; Acoustic Doppler Currentmeter Profiler. Estos instrumentos miden en una serie de capas, en principio, horizontales desde una posición muy cercana a la que ocupa el instrumento hasta su alcance. El alcance de estos ADCPs (i.e. perfiladores) depende primordialmente de la frecuencia de su señal acústica. El principio para obtener la medición es por efecto Doppler en 4 haces de sonido independientes con la intención de enviarlos a 20° de la vertical. Los 4 haces, proyectados en el plano horizontal, forman una cruz simétrica con lados a 90° entre contiguos. Dado que el efecto Doppler proporciona la componente de velocidad a lo largo del haz (o, en inglés 'beam'), con esas 4 componentes de la velocidad (de una misma capa que se supone se desplaza uniforme) es posible determinar el vector velocidad en sus tres componentes independientes. El ADCP está equipado con una brújula que permite determinar la velocidad en las tres componentes ortogonales convencionales: de oeste a este (u), de sur a norte (v) y opuesta a la gravedad (w). Hay varios atributos que se programan para el registro en memoria de estas velocidades, como son: el grosor de las capas en que se mide la velocidad, el número de mediciones individuales (pings) que se promedian para un registro de velocidad, cada cuando se emite uno de los 'pings' y otros.

Cada ADCP de 300kHz mide la velocidad en capas de 8 metros de espesor que inician desde unos ~ 10 m alejados del instrumento hasta unos 40 o 50 m debajo de la superficie. Estas capas de 8m de espesor son denominadas 'bins'. El alcance que se obtiene con estos instrumentos rebasa los 80 m, pero la zona muy próxima a la superficie arroja mediciones muy erráticas por los reflejos indeseados desde la superficie producto del llamado 'sidelobe'. El 'sidelobe' tiene que ver con el hecho que el haz sónico que se emite (en cualquiera de los 4 haces) no tiene una colimación perfecta; su emisión aunque preferente en la dirección perpendicular a la cara plana del transductor de sonido también emite, aunque con amplitud muy reducida, en los

llamados 'sidelobes' (RD Instruments, 1996, en particular Sec. 11 Transducers). Y, como la superficie del océano refleja prácticamente el 100% de estas señales acústicas, tales ecos introducen errores muy significativos por ser comparables a los reflejos en la dirección de intención del haz. El problema del 'sidelobe' impide la medición próxima a la superficie.

Los anclajes a tirantes 130 m, 500 m (Figura 26), 2000 m y 3500 m están ensamblados de la siguiente manera. En todos los anclajes se intenta que la boya más somera quede a 110 m debajo de la superficie, y esta instrumentada con un ADCP de 300 kHz que perfila hacia la superficie y otro ADCP perfilando hacia abajo. En los anclajes de 130 m el ADCP perfilando hacia el fondo es de 600 kHz con un alcance de los 20 m restantes. En los demás anclajes la boya somera sostiene un ADCP de 75 kHz perfilando hacia abajo. En los anclajes para 500 m se coloca una boya a 480 m debajo de la superficie, o sea a 20 m sobre el fondo, y desde ésta un ADCP de 600 kHz perfilando hasta el fondo. En los anclajes de 2000 y 3500 m el alcance del perfilador de 75 kHz montado en la boya somera (a ~110 m debajo de la superficie) supera los 400 m, con lo cual se cubre hasta los 500 m de profundidad. El motivo de los perfiladores de 600 kHz a ~20 m del fondo, que también son usados en los anclajes de 2000 y 3500 m, es por motivos de obtener alta resolución en la capa béntica.

Acerca de su funcionamiento, los registros de los instrumentos son mediciones que en la mayoría de los casos, en particular en todos los ADCPs, son el promedio en un intervalo de tiempo de la variable medida. Los intervalos de tiempo en que los datos de ADCPs se obtuvieron fueron de 30 min, una hora y dos horas, esto último en un número muy reducido de instrumentos. Un primer paso anterior a las interpolaciones lineales para obtener los archivos en profundidades estándar es uniformizar todos los archivos a un intervalo uniforme de una hora. Esto se hace con promedios corridos, con el denominado triángulo de Pascal, en aquellos registros cuyo intervalo original es de media hora. Este procedimiento escoge en cada hora el 'promedio' $y(t) = 0.25 * x(t - \Delta t) + 0.5 * x(t) + 0.25 * x(t + \Delta t)$, donde Δt es media hora, t es algún tiempo en la hora exacta, $x = x(t)$ es la serie original e $y = y(t)$ es la serie resultante (a cada

hora). Para tener esta posibilidad los ADCPs se programan en forma que sus registros originales queden a la media hora y a la hora, es decir son promedios desde 15 min anteriores al tiempo adjudicado a la muestra a 15 min posteriores. En el caso de los registros que son de promedios de dos horas una interpolación lineal estima los valores a cada hora. A los registros de ADCPs se les adjudica el tiempo central al intervalo en que promedian la variable. En el caso de los que su intervalo es 1(2) h son promedios desde 30(60) min anteriores al tiempo adjudicado a la muestra a 30(60) min posteriores. Lograr que el tiempo adjudicado quede a la hora y/o a los 30 min exacto de cada hora es una precaución generalizada al programar los instrumentos.



Figura A1. Detalle de la distribución de instrumentos de los anclajes con tirante de 500 m en el GoM (ARE500).

Anexo B.

Los remolinos en su expresión más sencilla están constituidos por un flujo en rotación alrededor de un eje con dirección del campo gravitacional. Para estos remolinos sencillos el movimiento es en el plano horizontal y su caracterización natural es en coordenadas cilíndricas (Manjón et al., 2013). Las ecuaciones de movimiento en la aproximación del modelo plano- f se derivan de

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} + f\hat{k} \times \vec{U} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - g\hat{k} \quad (\text{B.1})$$

donde $\vec{U}$ es el vector velocidad, f es el parámetro de Coriolis (i.e. 2 veces la magnitud de la velocidad de rotación, supuesta en la dirección vertical), ρ es la densidad de masa del fluido, p es la presión, $\hat{k}$ es el vector unitario, en la dirección opuesta a la ‘gravedad’ que tiene magnitud g , y $\frac{D}{Dt}$ es la derivada material. Esta ecuación, que generalmente para su uso se expresa en 3 componentes independientes del vector velocidad, es la denominada ‘aproximación tradicional’ también llamada comúnmente ‘plano- f ’ (ver p.ej. Ec. 1.18 de Salmon).

El vector velocidad puede ser representado en diferentes bases, por ejemplo la ‘cartesiana’, pero para describir remolinos teóricos circulares en coordenadas cilíndricas se reduce el número de ecuaciones necesarias. La Fig. B.1 muestra en forma gráfica los vectores unitarios propios de coordenadas cilíndricas. La representación completa de cualquier vector en este espacio se puede hacer en base a los vectores unitarios $\hat{e}_r$ o radial, $\hat{e}_\theta$ o acimutal y el unitario vertical $\hat{e}_z \equiv \hat{k}$. Por ejemplo, usando la notación $\vec{U} = U\hat{e}_r + V\hat{e}_\theta + w\hat{e}_z$, se nombra las componentes radial con U , acimutal con V y vertical con w . En particular en la Fig. B1 la notación implica que el vector posición cumple $x\hat{e}_x + y\hat{e}_y + z\hat{e}_z = r\hat{e}_r + z\hat{e}_z$ aunque el uso convencional es $\hat{i}$ en lugar de $\hat{e}_x$, $\hat{j}$ en lugar de $\hat{e}_y$ y, como se había hecho notar, $\hat{k}$ en lugar de $\hat{e}_z$. En estas coordenadas $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ es la coordenada radial y $\theta = \tan^{-1}(x/y)$ es el ángulo acimutal.

Las ecuaciones de movimiento, desglosadas para este sistema de referencia, son:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{V}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} + w \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{V^2}{r} - fV = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (\text{B.2.1})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{V}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} + w \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (\text{B.2.2})$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + U \frac{\partial w}{\partial r} + \frac{V}{r} \frac{\partial w}{\partial \theta} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (\text{B.2.3})$$

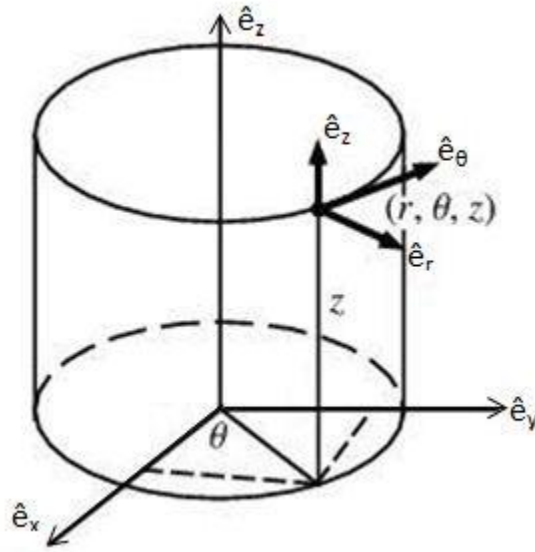


Fig. B1 Figura tomada de <https://www.projectrhea.org/rhea/images/9/9f/CoordinateSystems.jpg>

Estas ecuaciones de movimiento o dinámicas se complementan comúnmente con: i) la aproximación de incompresibilidad o

$$\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.2.4})$$

e ii) con la conservación de masa, que en vista de la anterior se expresa como

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + U \frac{\partial \rho}{\partial r} + \frac{V}{r} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.2.5})$$

Hay una familia de soluciones exactas de este modelo que cumplen

$$\frac{V^2}{r} + fV = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (\text{B.3.1})$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (\text{B.3.2})$$

y en que todos los demás términos en el sistema de ecuaciones (B.2) son idénticamente nulos (i.e. cualquier derivada en el tiempo y en la dirección acimutal así como las componentes radial (U) y vertical (w) son nulas). Esta familia de soluciones requiere que los campos $V = V(r, z)$, $\rho = \rho(r, z)$ y $p = p(r, z)$ estén relacionados entre sí por el llamado balance ciclostrófico (Ec. B.3.1) y el balance hidrostático (Ec. B.3.2).

Para remolinos próximos a geostróficos, como son la mayoría de los que se desprenden de la Corriente del Lazo, es ilustrativo reescribir la Ec. (B.3.1) como

$$\frac{V_g}{V} = 1 + \frac{V}{fr} \quad (\text{B.3.1}')$$

donde se ha introducido la definición $V_g \equiv \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial r}$. En esta forma se hace patente que

para $\left| \frac{V}{fr} \right|$ pequeño, la velocidad acimutal difiere por poco de la geostrófica (p.ej. Holton, Ec. 3.17), y también se infiere que la raíz relevante de la cuadrática B.3.1 es $V = \frac{fr}{2} \left[\sqrt{1 + \frac{4V_g}{fr}} - 1 \right]$.

Con la ecuación B.3.1 se describen muchos remolinos oceánicos (Olson, 1991) y en consecuencia muestra que la componente del vector velocidad más intensa es uniforme con profundidad. Como resultado de esta aproximación a alineación en la vertical, la dirección del vector promedio (en la vertical) coincide con el de ésta componente.

Es fácil construir soluciones del sistema B.3, esto es escogiendo cualquier función (por arbitraria que sea) para $p = p(r, z)$, satisfacer B.3.2 por medio de una derivada parcial (i.e. $\rho(r, z) = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial z}$) y satisfacer B.3.1 con la raíz apropiada de B.3.1 usando la definición de $V_g = V_g(r, z)$.

El campo $\partial V / \partial z = \partial V / \partial z(\vec{r}, z)$ es un campo distintivo, sencillo y de fácil construcción en estas soluciones exactas. Como en nuestras observaciones la posición horizontal es prácticamente fija (i.e. sus variaciones son mínimas, del orden de 100 metros, en comparación con las distancias en que los campos de velocidad de los remolinos de estudio varían, del orden de 50 km), se considera a la componente en la dirección del vector promedio vertical como la componente a analizar. En remolinos descritos por el sistema B.3 las demás componentes son nulas.

Anexo C. Ecuación de viento térmico y observaciones

En esta sección se hará una conexión vía la Ec. de viento térmico entre observaciones del corte vertical y aquellas del gradiente horizontal de temperatura. Las observaciones utilizadas fueron obtenidas por hidrografía y por anclajes.

Entre los anclajes T500 y T130 se obtienen ΔT 's relacionados con el gradiente lateral de T , estos cálculos nos dan evidencia de la consistencia (o falta de ella) de las observaciones con balances esperados en bajas frecuencias.

Para flujos de mesoescala y gran escala las corrientes son predominantemente horizontales, la fricción es despreciable, el número de Rossby es pequeño y el balance es hidrostático. Entonces, la dinámica está gobernada por el balance entre dos fuerzas: la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, a esto se llama 'balance geostrófico' (p.ej. Knauss, 1978). En términos de la notación y componentes convencionales de velocidad las ecuaciones que describen esto son:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{C.1.1})$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{C.1.2})$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g, \quad (\text{C.1.3})$$

Donde p es la presión, ρ es la densidad de masa, ρ_0 es la densidad de referencia (un valor global y constante en la aproximación de Boussinesq) y f es el parámetro de Coriolis definido como

$$f = 2\Omega \sin\phi \quad (\text{C.1.4})$$

con Ω como la velocidad angular de la Tierra y ϕ la latitud.

Considerando la derivada respecto a z de la Ec. (C.1.1)

$$-f \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial x} \quad (\text{C.2.1})$$

de la ecuación hidrostática Ec. (C.1.3) puedo sustituir en la Ec. (C.2.1), para obtener la ecuación de viento térmico:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{f \rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (\text{C.2.2})$$

Esta ecuación relaciona el gradiente horizontal de densidad con el corte vertical. Si además consideramos la densidad como función de la temperatura (T) y de la salinidad (S), usando los coeficientes convencionales $\alpha = \alpha(T, S)$ y $\beta = \beta(T, S)$ (podemos despreciar la presión para profundidades menores a 200 m) de la siguiente manera

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} = -\alpha \Delta T + \beta \Delta S \quad (\text{C.2.3})$$

podremos cuantificar la Ec. (C.2.2) usando datos obtenidos de los anclajes.

C.1 Cálculo de $\partial v / \partial z$ usando gradientes horizontales de temperatura

El contar con observaciones de temperaturas en los anclajes, nos permite explorar la consistencia de los cortes de velocidad medidos y los gradientes horizontales de temperatura/densidad con lo dictado por la Ec. (C.2.2).

Nosotros usaremos $\Delta T = T_{500} - T_{130}$, donde T_{500} es la temperatura medida en los anclajes con tirante ~ 500 m y T_{130} desde los anclajes a ~ 130 m, $\alpha = 2.6 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ y $\beta = 7.4 \times 10^{-4} \text{ psu}^{-1}$. Éstos últimos son valores consistentes con las temperaturas y salinidades de la zona ya ~ 100 m.

Por otro lado podemos expresar la salinidad en función de la temperatura como

$$\Delta S = m\Delta T, \quad (\text{C.2.4})$$

donde el valor de m se estima del diagrama T/S global de la zona (Figura C1). Para una temperatura y salinidad próximas a $T \sim 20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $S \sim 36 \text{ psu}$ se encuentra que $m = 0.08 \text{ psu}/^{\circ}\text{C}$. Utilizando la Ec. (C.2.4) para reescribir la Ec. (C.2.3)

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} \cong (-\alpha + \beta m)\Delta T \quad (\text{C.2.5})$$

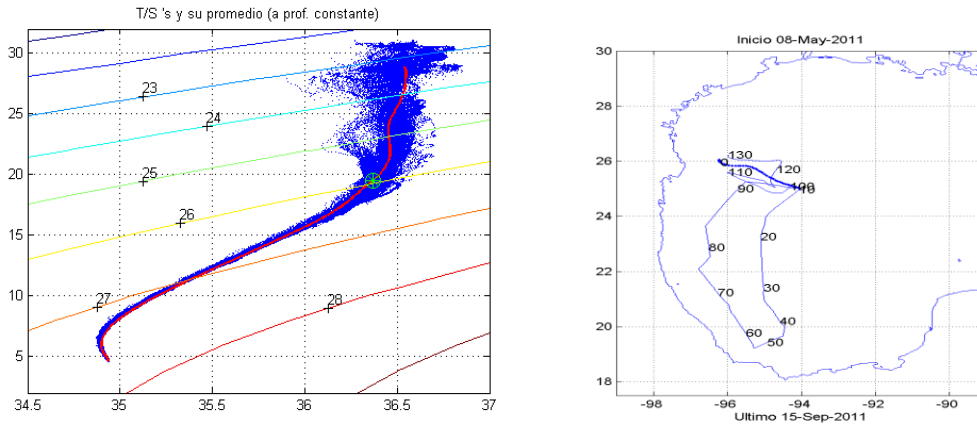


Figura C1. Diagrama T/S (izquierda) de un conjunto de mediciones en el Golfo de México, cada perfil a ~ 6 hrs. 20 min. del anterior, 500 de los 508 perfiles rebasan los 200 m de profundidad y más de 450 son hasta 1000 m de profundidad; en el mapa (derecha) se muestra el trazo conectando las posiciones de los perfiles, con algunos de ellos numerados en su orden cronológico. El conjunto de perfiles se tomaron en un total de 130 días.

Finalmente, de la Ec. (C.2.5) en la Ec. (C.2.2), tenemos la relación de viento térmico a partir de gradientes horizontales de temperatura.

$$\frac{\partial v}{\partial z} \sim - \frac{(-\alpha + \beta m)g}{f} \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (\text{C.2.6})$$

Utilizamos la Ec. (C.2.6) para calcular el corte vertical usando las temperaturas a la profundidad de 120 m, con Δx la distancia entre los anclajes con tirantes de ~500 m y ~130 m. Comparamos estos gradientes laterales de temperatura con el corte vertical observado en la componente v de la velocidad en los anclajes mismos.

Como la ecuación es utilizada con gradientes laterales a 120 m, la comparación justa respectiva es entonces con el corte observado a los 120 m. En la Figura C2 se aprecia mayor similitud de $\frac{\alpha g}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$ con el corte vertical calculado a partir de un ajuste lineal de velocidades de 200 a 50 m de profundidad, que con el corte calculado en toda la columna de agua, como era de esperarse con lo establecido en la ecuación de viento térmico.

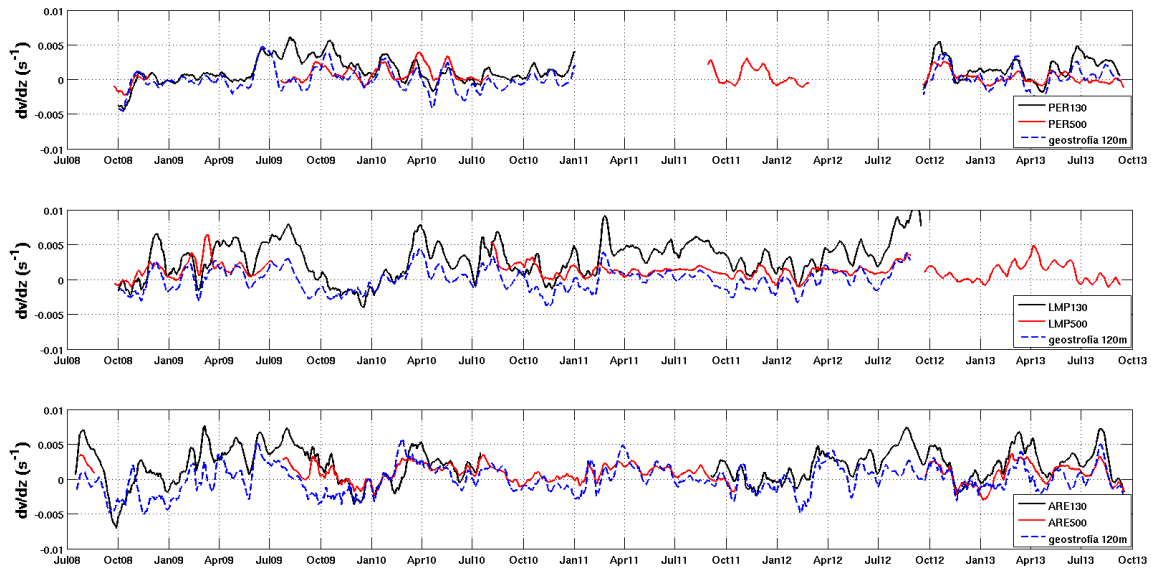


Figura C2. Comparación del corte vertical obtenido a partir de la ecuación de viento térmico (línea azul punteada) contra los anclajes con tirante a ~500 m (línea roja) y ~130 m (línea negra). Serie de tiempo de C del anclaje a ~500 m se calculó con ajustes de 200 m a 50 m de profundidad.

Note que el corte vertical geostrofico tiene un patrón similar a C (ver Ecuación 6) de los anclajes a 130 y 500 m como se observa en la Figura C2, lo que da evidencia de que el corte vertical calculado a partir de datos de velocidad cumple con geostrofia y del aumento del corte vertical en aguas someras. La comparación no es directa debido a que el corte vertical (calculado a partir de los perfiles de velocidad) es en los extremos de lo que consideramos Δx , o sea, donde están los anclajes.