

TESIS defendida por
Efraín Mateos Farfán
y aprobada por el siguiente comité:

Dr. Silvio Guido Marinone Moschetto
Director del comité

Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Miembro del comité

Dr. Gilberto Gaxiola Castro
Miembro del comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal
Coordinador del programa
Oceanografía Física

Dr. Federico Graef Ziehl
Director de Estudios de Posgrado

6 de Diciembre de 2004

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN
OCEANOGRAFÍA FÍSICA

EL GIRO ANTICICLÓNICO SOBRE LA CUENCA SAN PEDRO MÁRTIR EN EL
GOLFO DE CALIFORNIA

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

EFRAIN MATEOS FARFAN

Ensenada, Baja California, México. Diciembre 2004.

RESUMEN de la tesis que presenta Efraín Mateos Farfán, como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 2004.

El Giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir en el Golfo de California.

Resumen aprobado por:

Dr. S. Guido Marinone Moschetto
Director de tesis

De la circulación obtenida por un modelo numérico tridimensional y baroclínico del Golfo de California, se observa un giro anticiclónico casi permanente en la zona central del Golfo de California, sobre la cuenca San Pedro Mártir. Con el propósito de verificar la existencia del giro, se calculó la topografía dinámica usando datos hidrográficos provenientes de 17 cruceros efectuados entre 1939 y 1996. Los mapas promedios de la topografía dinámica revelan la presencia de un domo, lo que sugiere la presencia del giro en la cuenca, el cual abarca la mayor parte de la columna de agua; la estructura de T , S y σ presenta, consistentemente, una forma cóncava.

Para identificar que forzamientos y mecanismos producen el giro, se realizaron varias simulaciones con los diferentes agentes forzantes (océano Pacífico, viento, marea y flujos de calor y agua fresca); se encontró que la marea en un ambiente baroclínico y la mezcla inducida por ésta son el agente y mecanismo responsable de la formación del giro. La energía turbulenta para la mezcla proviene de la fricción del fondo y del corte vertical de velocidad, en la costa este y en la zona central de la cuenca, respectivamente. Otro factor encontrado en el modelo, que favorece la formación del giro, es el corte lateral de velocidad, que produce vorticidad anticiclónica neta en un periodo de marea.

Palabras clave: *mezcla por marea; rectificación de marea; giro anticiclónico.*

ABSTRACT of the thesis presented by Efraín Mateos Farfán as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. December 2004.

Anticyclonic gyre over San Pedro Mártir basin in the Gulf of California.

The circulation generated with a three-dimensional baroclinic numerical model at the Gulf of California shows a quasi-permanent anticyclonic gyre in the central part of the gulf, over San Pedro Mártir basin. With the purpose of verifying the existence of the gyre, dynamic topography was calculated using hydrographic data from 17 cruises carried out between 1939 and 1996. Average Dynamic topography maps depict a dome that suggests the presence of the gyre in the basin which take up most of the water column. The vertical structure of T , S and σ consistently shows a concave shape.

In order to identify out which forcing and mechanisms produces the gyre, several runs were done with different combinations of forcing agents (Pacific ocean, wind, tide and heat and freshwater fluxes); it was found that tide in baroclinic environment and tidal mixing are the responsible agent and mechanism for the gyre formation. The turbulent energy for mixing comes from the bottom friction and the lateral shear, at the basin east coast and the central zone, respectively. Another factor found in the numerical model, that enhances the gyre formation, is the lateral shear that produces a net anticyclonic vorticity in a tidal period.

Keywords: *Tidal mixing; Tidal rectification; anticyclonic gyre.*

DEDICATORIA.

A mi esposa Cynthia quién es la ayuda idónea en mi vida, mi compañera de viaje por éste mundo y mi mejor amiga.

A mis hijos Joel, Elizabeth y Ana Ruth, quienes han sido inspiración en mi vida, les amo.

A mis padres Taurino y Raquel, por ser un buen ejemplo a seguir, su tenacidad y deseos de superación han dejado huellas imborrables en alma.

AGRADECIMIENTOS.

A mi asesor, Dr. S. Guido Marinone M. por su disponibilidad y acertados comentarios sobre el trabajo, fué muy agradable trabajar bajo su dirección, y muchas gracias por su apoyo en todas las áreas que permitieron que concluyera el presente trabajo.

A mis sinodales, Dr. Miguel Lavín y Dr. Gilberto Gaxiola, gracias por sus comentarios y correcciones hechas al presente trabajo.

A mis profesores, en especial al Dr. Julio Sheinbaum y Dr. Jose Luis Ochoa porque a pesar de sus actividades, siempre hicieron tiempo para aclarar mis dudas (espero que no cambien) y a todo el departamento de Oceanografía Física, por crear un ambiente agradable de trabajo.

A mis compañeros Paulina, Ruth, Lorena, Maru, Julio y Edgar, por ser buenos compañeros y amigos.

A la familia Carrillo Jiménez, Bernabé y Ofelia, hijos, nueras y nietos, muchas gracias por adoptarme (con todo y familia) y hacerme sentir parte de su familia, doy gracias Dios por haberlos puesto en mi camino.

A mis hermanos Isaac, Moisés, Uriel y David, por su apoyo invaluable y por ser mis hermanos.

A mi familia de Tijuanaense Lalo, Toly, Nydia, Vasti, Arturo, Edna, Israel y Aby, por todo lo que hemos pasado juntos, sus palabras de ánimo y soporte, y por estar presente en sus oraciones.

A CONACYT, por darme el soporte económico durante estos dos años de estudios.

Índice

I. Introducción	1
I.1. Objetivos	5
II. Metodología	6
II.1. Datos de cruceros	6
II.2. Salidas del Modelo Hamsom	9
III. Resultados y Discusión	11
III.1. Datos de los cruceros	11
III.1.1. Circulación Superficial	11
III.1.2. Estructura Vertical	17
III.2. El modelo	20
III.2.1. Estructura Horizontal	21
III.2.2. Estructura vertical	44
III.3. Mecanismo de formación y mantenimiento del giro	58
IV. Conclusiones	67

Índice de figuras

	Página
1. Área de estudio en el Golfo de California señalado en el recuadro. El intervalo de la batimetría de los contornos es de 250 m.	1
2. Promedio anual de corrientes para distintas capas utilizando todos los forzantes del modelo.	3
3. Posiciones longitudinal y transversal de los transectos de Salinidad, Temperatura, Densidad y Velocidad Geostrófica	8
4. (a) Topografía dinámica con la climatología de febrero. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.	12
5. (a) Topografía dinámica con la climatología de marzo. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.	13
6. (a) Topografía dinámica con la climatología de noviembre. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.	13
7. (a) Topografía dinámica correspondiente a invierno que incluye los meses noviembre, enero, febrero y marzo. (c) Topografía dinámica correspondiente a verano que incluye los meses mayo, junio, agosto y octubre. (b) y (d) Porcentaje de error asociado a la interpolación de invierno y verano respectivamente. Los puntos indican la posición de las estaciones.	14
8. (a) Topografía dinámica correspondiente al grupo de “malos”. (c) Topografía dinámica correspondiente al grupo de “buenos”. (b) y (d) Porcentaje de error asociado a la interpolación del grupo malos y buenos respectivamente. Los puntos indican la posición de las estaciones.	16
9. (a) Topografía dinámica usando todos los datos disponibles con nivel de referencia de 250 db. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.	17
10. Transectos transversales sobre la cuenca San Pedro Mártir de a) Salinidad y b) Temperatura.	18

11.	Transectos transversales sobre la cuenca San Pedro Mártir de (a) Densidad y (b) Velocidad Geostrófica.	19
12.	Transectos longitudinales sobre la cuenca San Pedro Mártir de (a) Salinidad y (b) Temperatura.	19
13.	Transectos longitudinales sobre la cuenca San Pedro Mártir de a)Densidad y b)Velocidad Geostrófica.	20
14.	Promedio mensual por capas de abril corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	22
15.	Promedio mensual por capas de agosto corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	23
16.	Promedio mensual por capas de octubre corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	24
17.	Promedio anual por capas corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	25

18.	Promedio mensual por capas de abril corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	26
19.	Promedio mensual por capas de agosto corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	27
20.	Promedio mensual por capas de octubre corrida PVM para a) capa 1 de 0 a 10 m, b) capa 2 de 10 a 20 m, c) capa 3 de 20 a 30 m, d) capa 4 de 30 a 60 m, e) capa 5 de 60 a 100 m, f) capa 6 de 100 a 150 m, g) capa 7 de 150 a 200 m, h) capa 8 de 200 a 250 m, i) capa 9 de 250 a 350 m, j) capa 10 de 350 a 600 m	28
21.	Promedio anual por capas corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	29
22.	Promedio mensual por capas de abril corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	31
23.	Promedio mensual por capas de agosto corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	32

24.	Promedio mensual por capas de octubre corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	33
25.	Promedio anual por capas corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	34
26.	Promedio mensual por capas de abril corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	36
27.	Promedio mensual por capas de agosto corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	37
28.	Promedio mensual por capas de octubre corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	38
29.	Promedio anual por capas corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	39

30.	Promedio mensual por capas de abril corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	40
31.	Promedio mensual por capas de agosto corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	41
32.	Promedio mensual por capas de octubre corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	42
33.	Promedio anual por capas corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	43
34.	Promedio mensual por capas de abril corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	45
35.	Promedio mensual por capas de agosto corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	46

36.	Promedio mensual por capas de octubre corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	47
37.	Promedio anual por capas corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m . . .	48
38.	Promedio mensual por capas de abril corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	49
39.	Promedio mensual por capas de agosto corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	50
40.	Promedio mensual por capas de octubre corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	51
41.	Promedio anual por capas corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m . . .	52

42.	Promedio anual forzado sólo con mareas, para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m	53
43.	Estructura vertical de velocidad (cm/s) de abril con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV	55
44.	Estructura vertical de velocidad (cm/s) de agosto con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV	56
45.	Estructura vertical de velocidad (cm/s) de octubre con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV	57
46.	Estructura vertical del promedio anual de la velocidad (cm/s) con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV	58
47.	Evolución del campo instantaneo de velocidades inducidas por la componente M2 durante el flujo y reflujo en un ciclo de marea del segundo (a) y (b), cuarto (d) y (e) y sexto (g) y (h) días. En (c), (f) e (i) se presenta el promedio (M2) de temperatura en un ciclo de marea para los días 2, 4, 6, respectivamente.	61
48.	Evolución del Número de Froude durante flujo y reflujo para los días: 2 (a) y (b), 4 (c) y (d), 6 (e) y (f)	62
49.	Anomalía de energía Potencial (J/m^3) en la cuenca San Pedro Mártir a la hora 20 de la corrida con M2 sin filtrar.	63
50.	Serie de tiempo (720 horas) de las anomalías de energía Potencial (J/m^3) en la cuenca San Pedro Mártir en un punto cercano a la costa este (kilómetro 90) de la corrida con M2 sin filtrar.	64
51.	Razón de disipación de energía ($Watts/m^2$) debida al fondo en la cuenca San Pedro Mártir, calculada con la velocidad de la última capa del modelo (línea continua) y con la velocidad verticalmente integrada (línea discontinua). . .	65

52.	Diagrama mostrando el papel del corte de velocidad y la mezcla por marea en la producción del giro anticiclónico. Los incisos a, b y c representan el corte en un ciclo de marea produciendo vorticidad anticiclónica neta; (d) al mismo tiempo la mezcla por marea modifica el campo de densidad induciendo la generación del giro anticiclónico.	66
-----	--	----

I. Introducción

El Golfo de California (GC) es un mar marginal de aproximadamente 1100 Km de largo y 150 Km de ancho, localizado entre la Península de Baja California y las costas de Sonora y Sinaloa (figura 1).

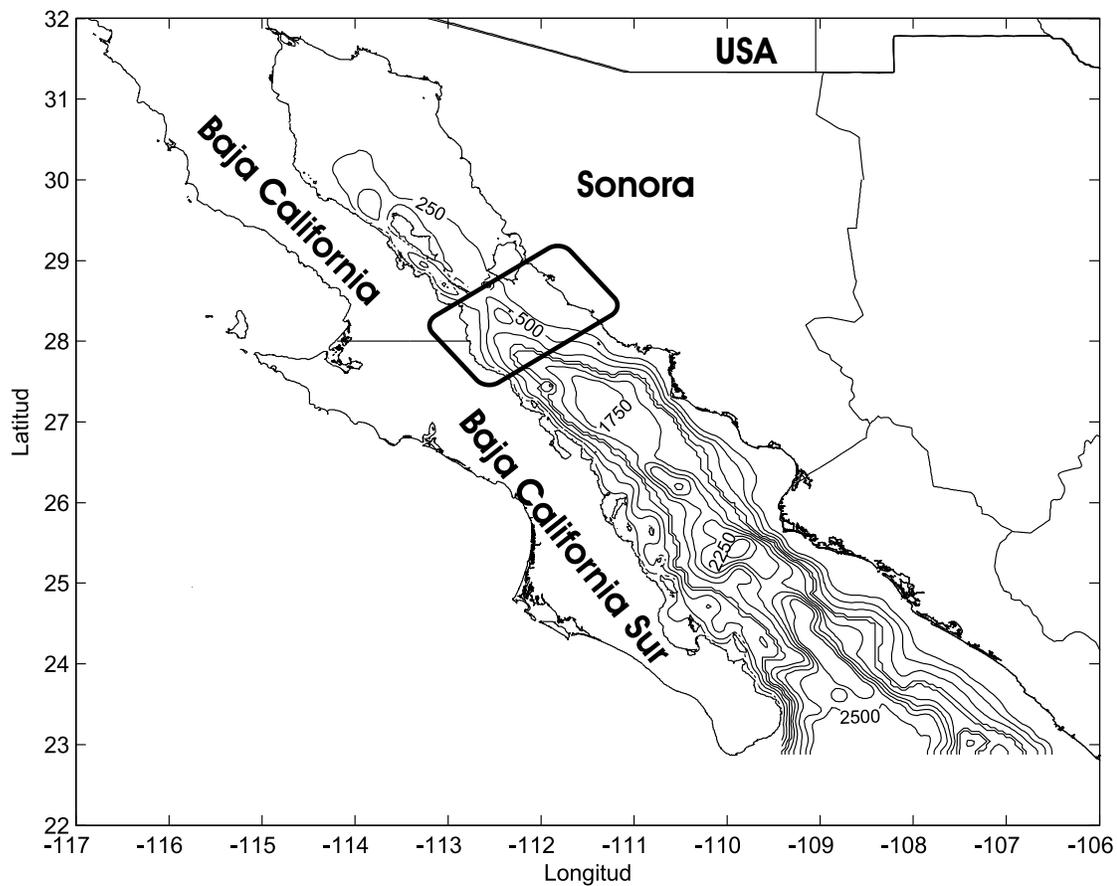


Figura 1: Área de estudio en el Golfo de California señalado en el recuadro. El intervalo de la batimetría de los contornos es de 250 m.

La circulación en el golfo está determinada por forzamientos de marea y fenómenos de baja frecuencia en la boca, forzamientos de viento y condiciones atmosféricas en su superficie y por la interacción entre los movimientos inducidos por dichos forzamientos con la batimetría. Como algunos forzamientos son estacionales, la circulación también

tiene esa frecuencia.

Las mareas en el GC son producidas por co-oscilación con las mareas del Océano Pacífico. Los constituyentes semidiurnos están cercanos a la resonancia por lo que tienen una mayor amplitud en la cabeza que en la boca del golfo; para la M2 desde 36 cm en la entrada del golfo a 150 cm en la cabeza. Su comportamiento es como dos ondas de Kelvin, una que entra por la costa oriental y otra onda que sale por la costa occidental, que presenta un punto anfifrómico virtual en Santa Rosalía. Por otro lado, las componentes diurnas están básicamente en fase en todo el golfo y la amplitud se incrementa hacia la cabeza por condiciones de continuidad (Lavín y Marinone, 2003). Las corrientes de marea en general son intensas en la cabeza, y más aún en la zona de las islas, debido a constricciones topográficas.

Se ha encontrado que debido a la marea, existe fuerte mezcla vertical en la región de las islas, específicamente en los umbrales; esto ocurre principalmente en los ciclos de marea viva (Argote *et al.* 1995). De acuerdo a Simpson *et al.* (1994) se puede esperar que esta mezcla influya en la circulación y estructura termohalina sobre un área amplia.

Marinone (2003) presentó un modelo tridimensional baroclínico del Golfo de California que incluye todos los forzantes antes mencionados, además de mezcla vertical y lateral. Sus resultados coinciden con la circulación reportada por Lavín *et al.* (1997) en la región norte del golfo. En particular sobre la cuenca San Pedro Mártir al sur de la Isla Tiburón, Marinone (2003) predice un giro anticiclónico, que se hace evidente en el promedio anual de velocidades (ver figura 2). El giro presenta poca variación estacional, manteniendo la misma dirección del flujo durante la mayor parte del año. Sin embargo durante agosto, se establece un sistema de tres capas con flujo hacia el norte en la superficie y en el fondo, y flujo hacia el sur en la capa intermedia (Marinone, 2003) debido a la acción del viento y del Pacífico.

Marinone (2003) atribuye la formación del giro anticiclónico sobre la cuenca San

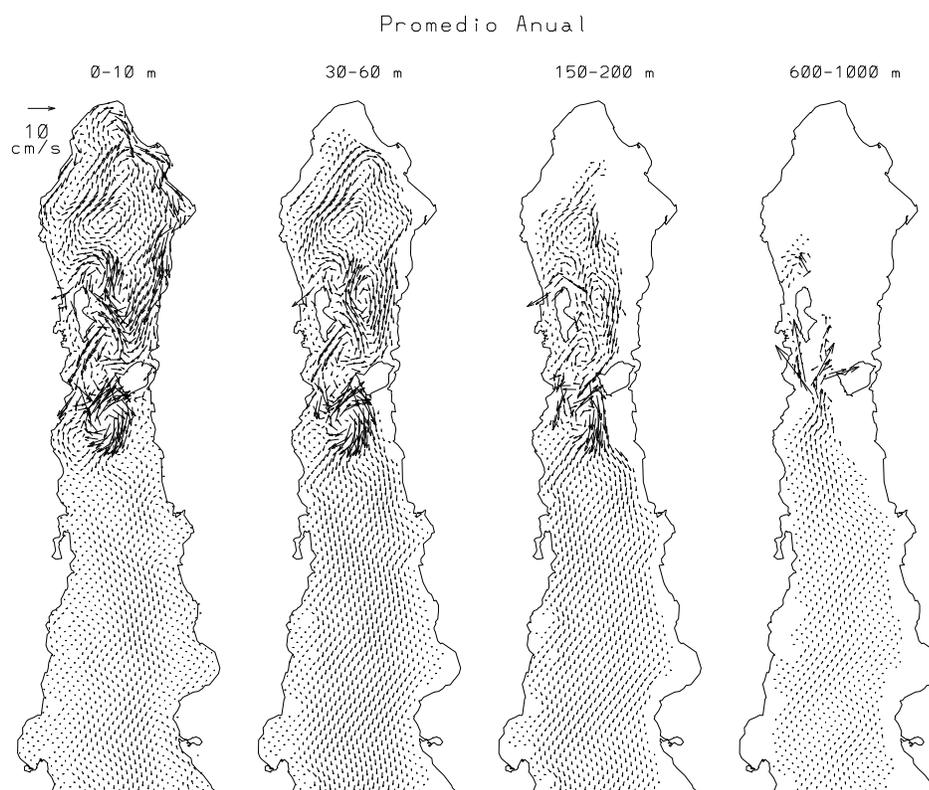


Figura 2: Promedio anual de corrientes para distintas capas utilizando todos los forzantes del modelo.

Pedro Mártir a los procesos de mezcla inducidos por la marea. La energía para la mezcla en el GC proviene principalmente de las corrientes de marea (Marinone y Lavín, 2003).

La mezcla puede formar frentes, y por consiguiente corrientes residuales intensas paralelas a éstos (Simpson, 1981; Takeoka *et al.* 1997). A su vez estos frentes pueden llegar a formar giros (Hill, 1993). Si la mezcla ocurre en las fronteras de una cuenca, ocasiona que agua fría emerja, formando frentes alrededor de agua cálida e induciendo la formación de un giro anticiclónico. En el caso de la cuenca SPM esta mezcla se puede deber a los rasgos batimétricos de la cuenca.

Los principales mecanismos para la transferencia de energía del flujo medio a la mezcla turbulenta por la acción de la marea pueden ser: fricción en el fondo y la mezcla interna por el rompimiento de ondas internas o efecto de Kelvin-Helmholtz (Kundu, 1990).

Para conocer el efecto de la fricción en el fondo es apropiado el estimar la razón de disipación de energía por fricción en el fondo, la cual representa la razón de trabajo por unidad de área (Watts m^2) hecha por la capa de agua en contra del fondo (Argote *et al.*, 1995), y está dada por

$$D_b = \rho C_b |U^3| = \left(\frac{\rho C_b}{T}\right) \int_0^T [u^2 + v^2]^{3/2} dt \quad (1)$$

donde $U = (u, v)$ es el promedio vertical de la velocidad de marea y T su período.

Una medición gruesa del grado de mezcla interna es el número de Froude, definido como

$$Fr = \sqrt{\frac{(\frac{\partial u}{\partial z})^2}{N^2}}, \quad (2)$$

donde $N^2 = -\frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ es la frecuencia de Brunt-Väisälä. Fr es la raíz cuadrada del inverso del número gradiente de Richardson (Ri). Para flujos paralelos continuamente estratificados la desigualdad $Ri > \frac{1}{4}$ garantiza la estabilidad (Leblond y Mysak, 1978), por tanto, $Fr < 2$ es una condición suficiente para la estabilidad. Un flujo con $Fr > 2$

no es necesariamente inestable, pero si lo fuere crearía turbulencia y mezcla.

Otra forma de identificar los sitios probables de mezcla es calculando el grado de estratificación de la columna de agua; caracterizado por la anomalía de energía potencial (Simpson, 1981), que es la cantidad de energía por metro cúbico que se requiere para mezclar completamente la columna de agua, definido como

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho)gzdz, \quad (3)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho dz,$$

donde ρ es la densidad, g la aceleración de la gravedad, h la profundidad de la columna de agua y z la profundidad de ρ . Los signos negativos de ϕ indican condiciones inestables, y por lo tanto de mezcla.

I.1. Objetivos

1. Encontrar evidencias del giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir, a partir del análisis de mediciones hidrográficas.
2. Identificar los procesos físicos implicados en la formación y mantenimiento del giro sobre la cuenca San Pedro Mártir, así como el papel que juegan los distintos forzantes del modelo. Este análisis se hará utilizando las salidas del modelo numérico de Marinone (2003).
3. Proponer un modelo conceptual de la formación del giro.

II. Metodología

II.1. Datos de cruceros

Para encontrar evidencias del giro anticlónico se utilizó el banco de datos hidrográficos del Golfo de California del CICESE, de donde se extrajeron datos provenientes de 17 cruceros desde 1939 a 1996 (Tabla I). Los datos contienen un total de 363 lances en la zona de estudio (figura 1), conteniendo datos de temperatura y salinidad. Para las mediciones de temperatura y salinidad, se usaron CTD en los cruceros recientes (a partir de 1980), mientras que para los anteriores se utilizaron botellas y termómetros reversibles. La información recabada se organizó para su tratamiento extrayendo las variables hidrográficas cada 10 db.

Considerando que el giro permanece la mayor parte del año en las salidas del modelo, el primer análisis de los datos consistió en calcular la topografía dinámica, organizando a la información con base a cinco criterios diferentes: (1) cada uno de los cruceros, (2) la climatología mensual, (3) la climatología estacional, (4) los cruceros que individualmente si y no presentan evidencias del giro y, por último, (5) todos los cruceros. La agrupación también responde al hecho de que el muestreo espacial tiene muy poca resolución.

La topografía dinámica fué calculada usando como nivel de referencia 250 db, con la finalidad de utilizar el mayor número de datos posibles y cubrir lo más posible el área del giro predicho por el modelo. Se utilizaron 297 estaciones de las 363 disponibles, debido a la restricción impuesta por el nivel de referencia. Con los datos de temperatura y salinidad se calcularon las anomalías geopotenciales, utilizando el método descrito por Pond y Pickard (1983). Una vez obtenidos las 297 anomalías, se interpolaron objetivamente, los parámetros empleados fueron: (a) escala grande a lo ancho del golfo (X) 200 km, (b) escala grande a lo largo del golfo (Y) 1000 km, escala

Tabla I: Cruceros utilizados en la obtención de datos hidrográficos

Crucero	Mes	Año	# de estaciones	Utilizadas	Buque
1	marzo	1939	47	4	E.W. Scripps
2	febrero	1957	53	7	Horizon
3	noviembre	1961	40	9	H.M. Smith
4	noviembre	1972	97	6	
5	noviembre	1979	47		
6	marzo	1983	103	11	El Puma
7	octubre	1983	44	6	M. Matamoros
8	marzo	1984	119	13	New Horizon
9	mayo	1984	172	73	New Horizon
10	noviembre	1984	97	15	New Horizon
11	marzo	1985	77	10	
12	noviembre	1985	147	43	El Puma
13	septiembre	1986	189		
14	enero	1990	125	66	El Puma
15	febrero	1990	143	13	
16	junio	1995	132	12	Francisco Ulloa
17	agosto	1996	65	9	Francisco Ulloa

pequeña X 35 km, escala pequeña Y 50 km, varianza grande 0.1 y varianza chica 0.05. En una malla regular de 204 x 204 km con un espaciamento de 7 km. Adicionalmente se obtuvo el mapa de error de la interpolación, que se utilizará para validar el área de interpolación (menor al 2%).

Con todos los datos de los cruceros se realizó una análisis a la estructura vertical con la finalidad de buscar estructuras que nos ayuden a detectar el giro sobre la cuenca de estudio; se graficaron cortes transversales y longitudinales de los campos de temperatura, salinidad y densidad (figura 3). Estos cortes se obtuvieron a partir de los 363 lances de todos los cruceros, interpolando objetivamente, cada 10 db en las posiciones indicadas en la figura 3. Las profundidades seleccionadas, así como el blanqueo de los datos para cada transecto, estuvo en función de la batimetría. El campo de densidad fue calculado a partir de los datos de temperatura, salinidad y presión con la ecuación polinomial de la UNESCO 1983.

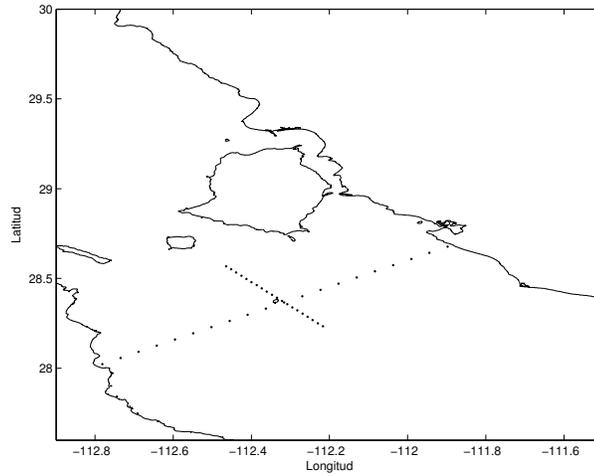


Figura 3: Posiciones longitudinal y transversal de los transectos de Salinidad, Temperatura, Densidad y Velocidad Geostrófica

Con la finalidad de obtener información adicional de la estructura vertical en los datos, se calculó el campo de velocidad geostrófica partiendo de los datos interpolados de temperatura y salinidad, estimando las anomalías geopotenciales usando como nivel de referencia la profundidad máxima común de los datos en cada par de estaciones. Para el caso del transecto longitudinal se realizaron los cálculos de velocidades geostróficas usando los métodos dinámicos tradicionales (Pond and Pickard, 1983). Para el transecto transversal se siguió el método empleado por Marinone y Ripa (1988), quienes utilizan una variante del método dinámico tradicional para estimar velocidades absolutas. La relación de viento térmico nos da

$$V(X_i, Z_j) = v_{ij} + b_i \quad (4)$$

donde v_{ij} es la velocidad relativa al nivel j en el i -ésimo par de estaciones, y b_i es la velocidad desconocida en el nivel de referencia. Para asignar el valor de b_i se utiliza el criterio de energía cinética mínima o principio de Hamilton. Dada la función

$$\phi(b_i, \mu) = \sum_{ij} \frac{1}{2} A_{ij} (v_{ij} + b_i)^2 + \mu \left(\sum_{ij} A_{ij} v_{ij} + \sum_i P_i b_i \right); \quad (5)$$

donde A_{ij} es el área asociada a cada v_{ij} y $P_i = \sum_j A_{ij}$ es el área total de cada perfil de velocidad. Derivando ϕ con respecto de μ y de b_i , e igualando a cero, minimizamos el transporte y la energía cinética entonces,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mu} = \sum_{ij} A_{ij} v_{ij} + \sum_i P_i b_i = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial b_i} = \sum_j A_{ij} (v_{ij} + b_i) + \mu P_i = \sum_j A_{ij} v_{ij} + (\mu + b_i) P_i = 0. \quad (7)$$

Sumando sobre i la ecuación anterior

$$\sum_{ij} A_{ij} v_{ij} + \sum_i (\mu + b_i) P_i = 0 \quad (8)$$

y considerando la ecuación 6 tenemos que

$$\sum_i \mu P_i = 0,$$

por lo tanto $\mu = 0$ y de la ecuación 7 tenemos que

$$b_i = - \sum_j \frac{A_{ij} v_{ij}}{P_i} = - \langle v_i \rangle. \quad (9)$$

Esta ecuación es la versión simplificada de la obtenida por Fomin (1984) y consiste en restar al perfil de velocidades su valor medio vertical. Como consecuencia, la masa se conserva en cada posición horizontal y el perfil resultante es independiente del nivel de referencia seleccionado.

II.2. Salidas del Modelo Hamsom

En este estudio se usa un modelo numérico tridimensional, baroclínico, de capas verticalmente integradas (Marinone, 2003). El dominio del modelo tiene una malla de 2.5' x 2.5' (3.9 km x 4.6 km). Se utilizaron 12 capas en la vertical con niveles inferiores nominales en 10, 20, 30, 60, 100, 150, 200, 250, 350, 600, 1000 y 4000 m de profundidad. El número de capas depende de la profundidad local, y la última capa

Tabla II: Agentes forzantes incluidos en diferentes simulaciones

Corrida	Forzamiento del			Flujo de calor y
	Pacífico	Viento	Mareas	Evaporación
Ref	X	X	X	X
PVM	X	X	X	
PV	X	X		
PM	X		X	
VM		X	X	
P	X			
V		X		
M			X	

tiene grosor variable que depende de la topografía. El grosor de la primera capa es de 10 m más la elevación de la superficie.

Con la finalidad de analizar que agentes forzantes inducen la formación del giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir, se hicieron varias simulaciones con distintas combinaciones de agentes forzantes (Tabla II) que incluyen el forzamiento del Pacífico (P), viento (V) y marea (M). De las salidas horarias del modelo se obtuvieron los promedios mensuales y anuales de salinidad, temperatura, densidad y velocidad.

III. Resultados y Discusión

Esta sección está dividida en tres subsecciones, cada una relacionada a los tres objetivos de este estudio: 1) El propósito de la primera subsección es encontrar evidencias del giro anticiclónico con las mediciones hechas por los cruceros; por lo que se analiza la topografía dinámica, y los cortes transversales de las variables hidrográficas provenientes del banco de datos hidrográficos del Golfo de California. 2) En la siguiente se presentarán los resultados obtenidos con distintas corridas del modelo, con la finalidad de mostrar los forzantes que intervienen en la formación y permanencia del giro. 3) Posteriormente se muestra el análisis de una simulación numérica partiendo del reposo para encontrar el proceso de formación del giro.

III.1. Datos de los cruceros

III.1.1. Circulación Superficial

Partiendo de la información de temperatura y salinidad proporcionada por los cruceros se calcularon las anomalías geopotenciales para cada crucero. Se interpolaron en la zona de estudio (figura 1) las anomalías de cada uno de los cruceros usando como nivel de referencia 250 db. Esta restricción junto con la condición de que las estaciones estén cercanas a la zona de estudio provocó que el número de estaciones utilizables disminuyeran, quedando como se indica en la columna “Utilizadas” de la tabla I.

Circulación por cruceros. De los mapeos realizados se encontró que en los cruceros 1, 2, 3, 6, 7, 8, 11, 14, 15 (tabla I) no muestran evidencias de la presencia del giro anticiclónico (figuras no mostradas) sobre la cuenca San Pedro Mártir (SPM), mientras que los cruceros 4, 9, 12, 16 y 17 (figuras no mostradas), si presentan evidencias parciales del giro buscado. Los cruceros 5 y 13 no tienen lances en la zona de estudio con la profundidad requerida en esta parte del análisis. Es importante resaltar que los cruceros

donde existen evidencias del giro, cuentan con más lances cercanos y/o en la cuenca SPM. Por el contrario, en los cruceros con pocos datos cercanos al área de estudio, no mostraron evidencias del giro anticiclónico.

Circulación por meses. Se agruparon los diferentes cruceros por mes del año y se realizaron contornos de las anomalías geopotenciales. Los cruceros 2 y 15 se agruparon para el mes de febrero, los cruceros 1, 6, 8, 11 pertenecientes a marzo y los cruceros 3, 4, 10 y 12 para el mes de noviembre. En los meses de enero, mayo, junio, agosto y octubre, sólo hay un crucero por lo que la topografía dinámica es la misma que la realizada por cruceros. No existe ningún crucero en los meses de abril, julio y diciembre.

El mes de febrero (figura 4) muestra evidencias contrarias al giro anticiclónico al sur de la cuenca no así en la parte norte. Sin embargo, se puede observar que aunque son 20 estaciones utilizadas en la interpolación, sólo una se encuentra en la cuenca SPM.

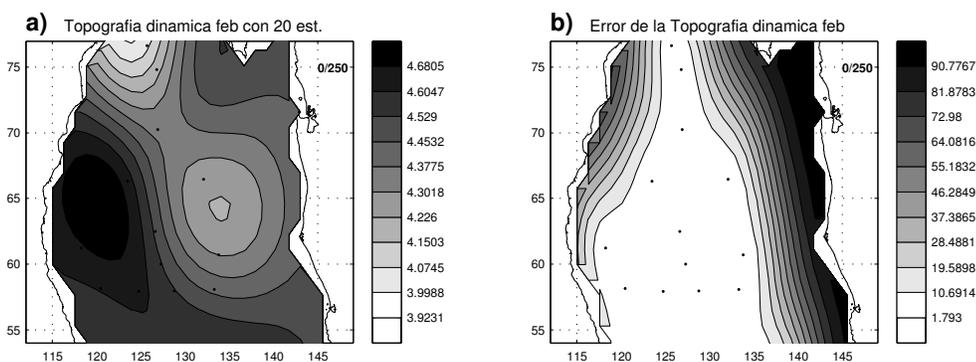


Figura 4: (a) Topografía dinámica con la climatología de febrero. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.

Marzo (figura 5) presenta flujo hacia el norte en la parte central de la cuenca y flujo hacia el sur en el lado este de la cuenca, favoreciendo parcialmente la idea del giro anticiclónico buscado.

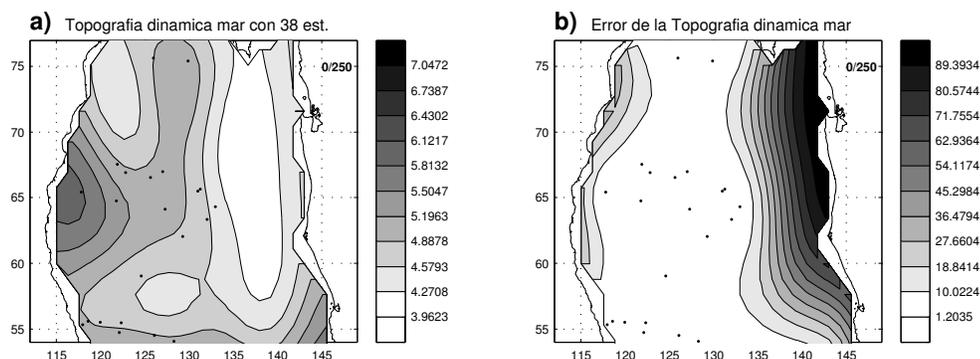


Figura 5: (a) Topografía dinámica con la climatología de marzo. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.

En el mes de noviembre (figura 6) se observan mayores evidencias del giro: flujo hacia el este al norte de la cuenca, y flujo hacia el norte en el lado oeste de la cuenca SPM.

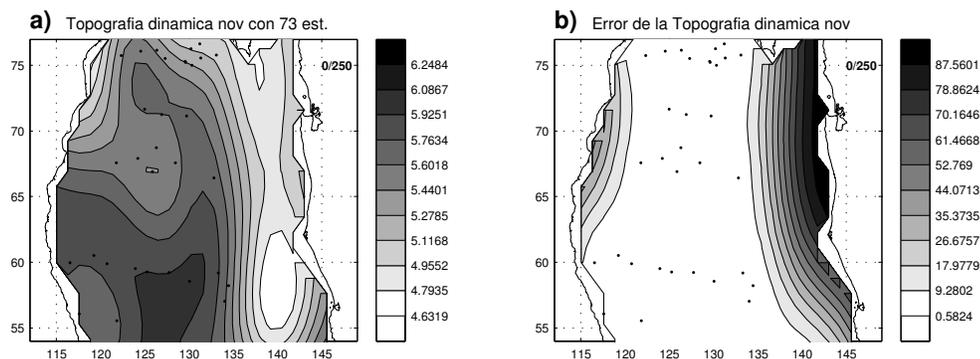


Figura 6: (a) Topografía dinámica con la climatología de noviembre. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.

Circulación por estación del año. Para incrementar aún más el número de datos se realizaron interpolaciones agrupando los datos en dos “estaciones del año”: “invierno” que incluye los meses de noviembre, enero, febrero y marzo, con 197 estaciones y de “verano” los meses de mayo, junio, agosto y octubre con 100 estaciones. En la figura 7a se muestra la topografía dinámica de invierno, revelando evidencias parciales

de la presencia del giro anticiclónico en la zona de la cuenca. Se observa flujo hacia el este en la parte norte de la cuenca, flujo hacia el norte en la zona central de la cuenca y al oeste al sur de la cuenca SPM. En el caso de verano (figura 7c) se observan patrones de circulación similares al anterior, pero desplazado un poco hacia el sur (mejor posicionado sobre la cuenca SPM). Sin embargo, la posición del giro en el mapa de “invierno” coincide mejor con lo predicho por el modelo.

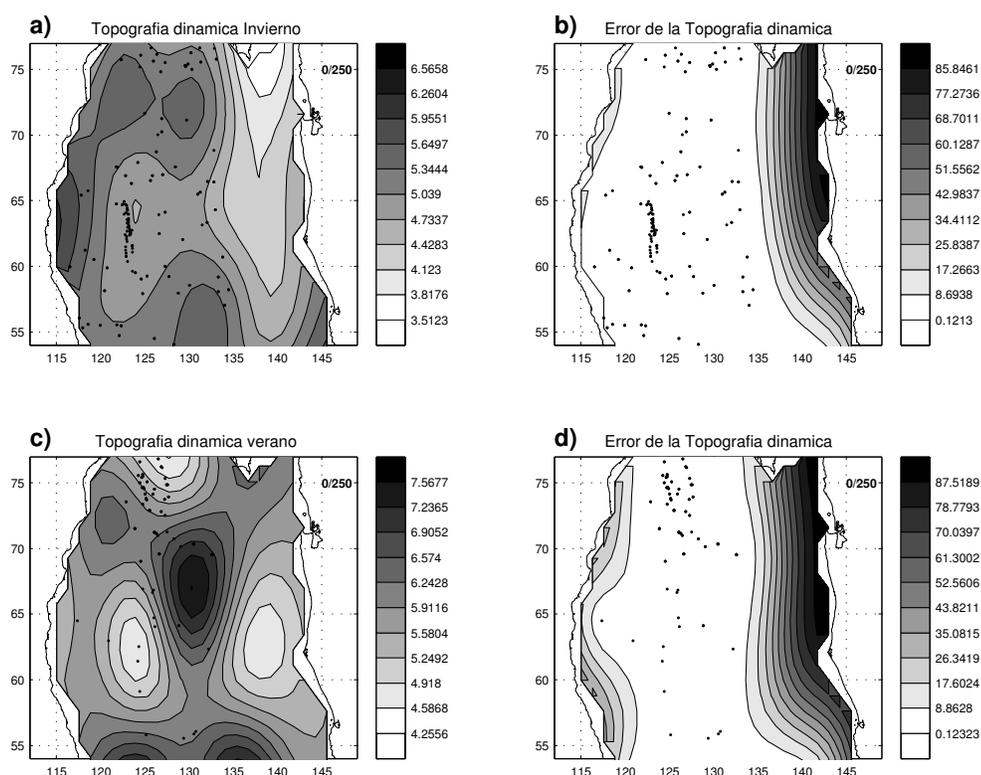


Figura 7: (a) Topografía dinámica correspondiente a invierno que incluye los meses noviembre, enero, febrero y marzo. (c) Topografía dinámica correspondiente a verano que incluye los meses mayo, junio, agosto y octubre. (b) y (d) Porcentaje de error asociado a la interpolación de invierno y verano respectivamente. Los puntos indican la posición de las estaciones.

Circulación por “buenos” y “malos”. A partir de los resultados obtenidos anteriormente se interpolaron las anomalías dinámicas, pero ahora agrupando los cruceros que no presentaron evidencias del giro y los que si la presentaban; a estos grupos de

datos se les denominó “malos” y “buenos”, respectivamente. Los cruceros “malos” tienen un total de 139 estaciones utilizables, mientras que los “buenos” 158 estaciones de muestreo utilizables. En la figura 8 podemos apreciar, que aún el grupo de datos “malos” muestran evidencias de la presencia del giro anticiclónico, pero es más claro en el grupo de datos “buenos”. En esta figura es notorio que en el mapa de “malos” tiene menor cantidad de lances en la zona de la cuenca SPM, aún así contiene los suficientes datos para una buena interpolación. Al contrastarlo con los resultados del mapa de las alturas dinámicas en la climatología del mes de febrero (figura 4), podemos pensar que los cruceros que no presentaban evidencias del giro anticiclónico, se debe principalmente a los pocos datos en la zona de la cuenca. Lo anterior explica el hecho que al agrupar los cruceros que no presentaban evidencias del giro anticiclónico o inclusive que presentaban evidencias contrarias, muestran evidencias del giro anticiclónico. Por tal motivo, se busca tener la mayor cantidad de datos medidos por los cruceros en la zona de estudio.

Circulación con “todos”. Debido a los pocos datos disponibles y a que la intención de este trabajo es encontrar un giro anticiclónico cuya señal permanece durante la mayor parte de año, se graficaron contornos de las alturas dinámicas usando todos los datos disponibles con nivel de referencia a 250 db. En la figura 9 se identifica un giro anticiclónico en la zona de la cuenca San Pedro Mártir con un error en la interpolación menor a 2%. La presencia de evidencias del giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir en la climatología anual (con todos los cruceros), sugiere que esta señal al menos permanece la mayor parte del año, como se observa en el modelo aquí presentado.

Se puede notar con los resultados obtenidos la importancia de la densidad de muestreo, en la manifestación del giro en la topografía dinámica. Cuando la densidad de muestreo es mayor es más clara la presencia del giro sobre la cuenca San Pedro

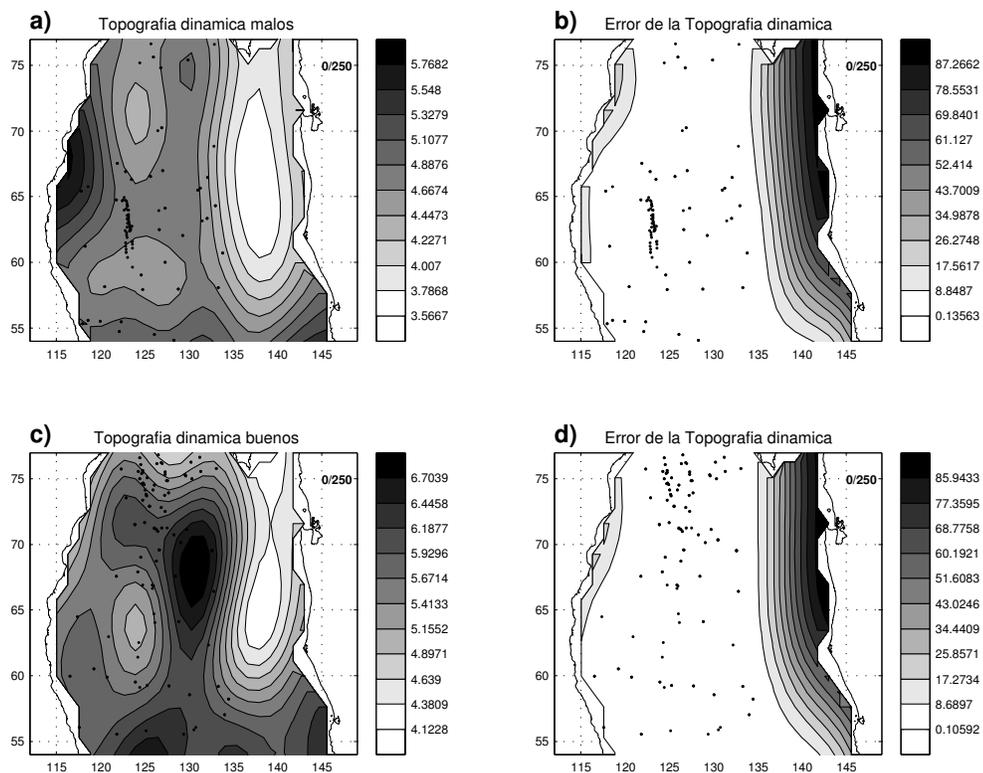


Figura 8: (a) Topografía dinámica correspondiente al grupo de “malos”. (c) Topografía dinámica correspondiente al grupo de “buenos”. (b) y (d) Porcentaje de error asociado a la interpolación del grupo malos y buenos respectivamente. Los puntos indican la posición de las estaciones.

Mártir.

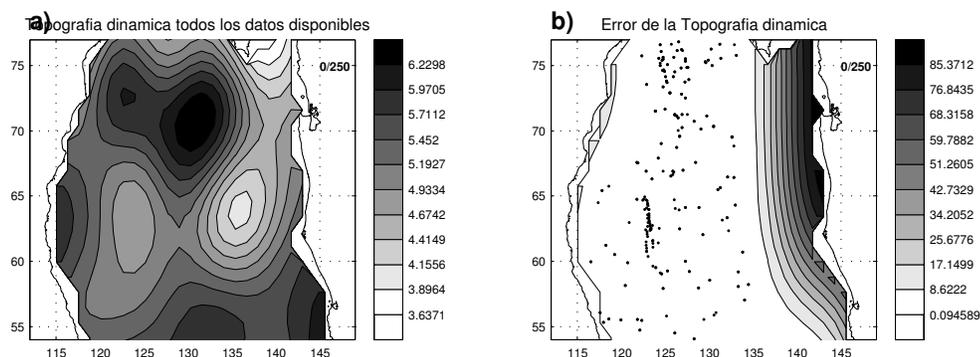


Figura 9: (a) Topografía dinámica usando todos los datos disponibles con nivel de referencia de 250 db. (b) Porcentaje de error asociado a la interpolación. Los puntos indican la posición de las estaciones.

III.1.2. Estructura Vertical

Para estudiar la estructura vertical de las variables hidrográficas en la cuenca San Pedro Mártir, se graficaron cortes transversales de salinidad, temperatura, densidad y velocidad geostrófica con profundidad máxima de 860 db, utilizando todos los datos disponibles para la zona, con la finalidad de tener el mayor número de lances posibles. Los campos de salinidad y temperatura se muestran en la figura 10 y los campos de densidad y velocidad geostrófica en la figura 11. En la estructura de salinidad (figura 10a) a los 250 db las isohalinas se levantan en las costas a partir de la isohalina de 34.85 y bajan en las costas a partir de la isohalina de 34.8. En la figura 10b se muestran las isotermas, observándose un frente térmico en la superficie, con temperatura en la costa oeste de 19 °C y de 23 °C en el este; y temperaturas mínimas en el fondo de 6 °C. En las isotermas de 20 °C y 21 °C se aprecia una concavidad la cual es típica de giros anticiclónicos (ejem. estructura similar en Georges Bank, Naime *et. al.* 1994). Las isohalinas tienen una estructura similar a las isotermas.

Las isopicnas (figura 11a) al igual que las isotermas muestran una pendiente

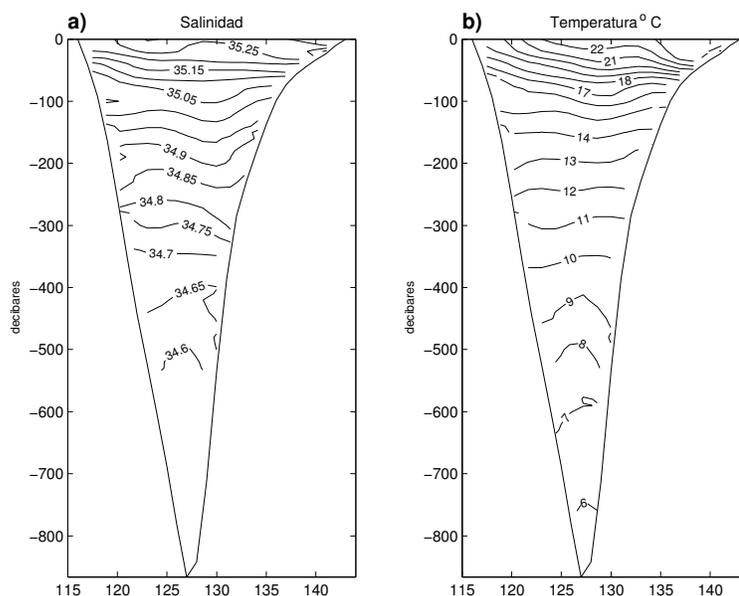


Figura 10: Transectos transversales sobre la cuenca San Pedro Mártir de a) Salinidad y b) Temperatura.

negativa al oeste y en la costa este una pendiente positiva. Esta estructura indica un flujo entrando por el lado oeste y flujo saliendo por la parte este.

En las isotacas de la figura 11b se observan tres núcleos principales de velocidad, los signos positivos indican la dirección norte (graficados con líneas continuas) y las velocidades negativas (graficados con líneas discontinuas) indican la dirección sur. En esta gráfica se aprecia que el giro abarca casi la totalidad de la columna de agua.

En los transectos longitudinales de salinidad y temperaturas (figura 12), la estructura cóncava de las isohalinas e isotermas es más clara que en los cortes transversales, alcanzando 300 db de profundidad; por debajo de esta profundidad tanto las isohalinas como las isotermas tienen forma irregular.

En el transecto longitudinal de densidad (figura 13a), las isopicnas presentan la misma concavidad que las isotermas e isohalinas de la figura 12, sin embargo la inclinación de las isopicnas por debajo de los 300 db es muy pequeña (prácticamente

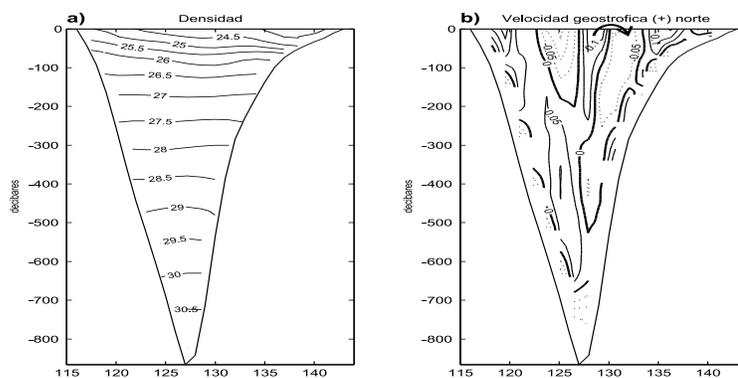


Figura 11: Transectos transversales sobre la cuenca San Pedro Mártir de (a) Densidad y (b) Velocidad Geostrofica.

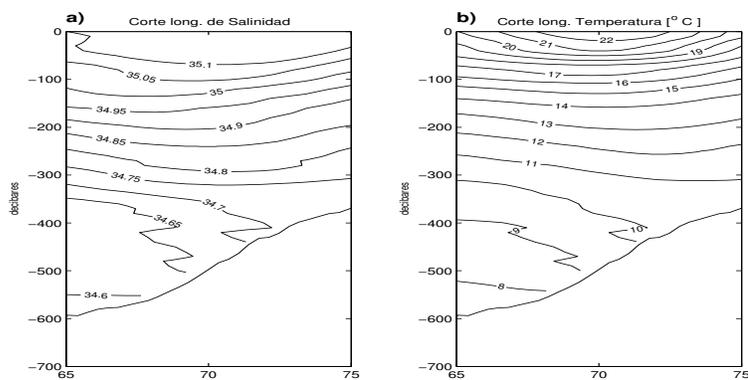


Figura 12: Transectos longitudinales sobre la cuenca San Pedro Mártir de (a) Salinidad y (b) Temperatura.

horizontal).

La estructura vertical longitudinal de la velocidad geostrófica es mostrada en la figura 13b, donde las velocidades positivas son graficadas en líneas continuas, indicando que la velocidad tiene dirección este y con líneas punteadas la velocidad negativa con dirección oeste. Las isotacas (figura 13b) muestran dos núcleos de velocidad, que abarcan toda la columna de agua: en la parte sur dirigida hacia el oeste y en la parte norte hacia el este. Ambos flujos son de la misma intensidad.

Los cortes transversales y longitudinales de velocidad geostrófica y de las variables hidrológicas, muestran la presencia del giro anticiclónico geostrófico profundo, que abarca la mayor parte de la columna de agua.

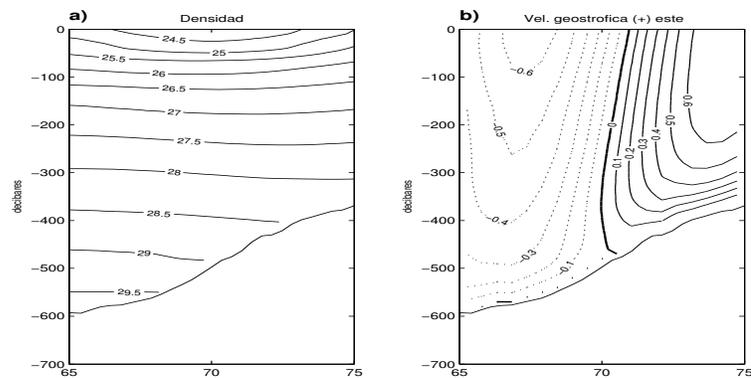


Figura 13: Transectos longitudinales sobre la cuenca San Pedro Mártir de a)Densidad y b)Velocidad Geostrófica.

III.2. El modelo

Con la finalidad de encontrar los mecanismos responsables de la formación y mantenimiento del giro anticiclónico en la cuenca San Pedro Mártir, se analizarán las diferentes salidas del modelo numérico del golfo. Se presentarán los promedios mensuales y anuales, con las diferentes simulaciones (Tabla II), de la estructura horizontal y vertical del campo de velocidad. Aunque se analizaron cada uno de los meses, sólo se

presentarán los meses de abril, agosto, y octubre, que son los meses donde se presentan los mayores cambios en la estructura del giro.

III.2.1. Estructura Horizontal

La presente subsección se compone de tres apartados: (1) simulaciones con tres o más forzantes, (2) simulaciones con dos forzantes, y (3) simulaciones con un forzante. Se mostrarán las primeras 10 capas nominales del modelo numérico para golfo con las diferentes corridas (tabla II) en los meses seleccionados, y el promedio anual.

Simulaciones con tres o más forzantes. En la simulación Ref para abril (figura 14) en las primeras 2 capas se observa un meandro con tendencia a formar el giro anticiclónico, completándose el giro a partir de la capa 3; de la capa 8 a la 9 se observa un pequeño giro anticiclónico al noreste de la cuenca SPM; y en las capas más profundas el flujo hacia el norte. Para el mes de agosto de la capa 1 a la 3 se presenta un meandro, el giro se forma en las capas 4 y 5, y un meandro de las capas 6 a 8 (figura 15). En octubre, el giro anticiclónico es evidente desde la capa 1 a la capa 5, y de la capa 6 a la 8 se observa un meandro (figura 16). En la figura 17 se muestra el promedio anual, observándose la presencia del giro anticiclónico desde la primera hasta la sexta capa del modelo, y de la capa 7 a la 9 se ve el giro pequeño.

En la figura 18 se muestra la corrida PVM para abril con comportamientos similares a la simulación Ref del mismo mes. Algo parecido ocurre en la figura 19 que muestra el campo de velocidad de agosto, donde se asemeja a la corrida Ref de ese mes, sólo que en las capas superiores (figura 19a, 19b y 19c) el flujo se bifurca sobre la cuenca SPM, al parecer debido a la señal de giro anticiclónico en la zona. En octubre (figura 20) las diferencias más significativas con respecto a la corrida Ref del mismo mes, consiste en una disminución en la intensidad y tamaño del giro en las primeras capas superiores (figura 20a, 20b y 20c). En la figura 21 se muestra el promedio anual de velocidades de

Velocidades de abril corrida Ref

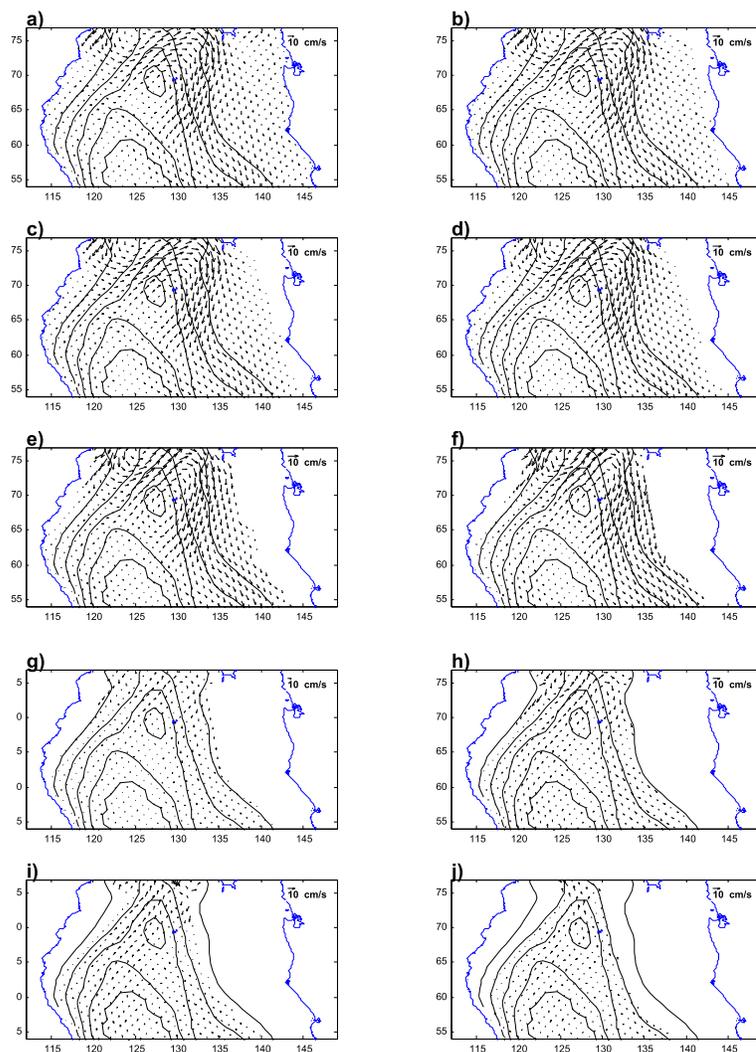


Figura 14: Promedio mensual por capas de abril corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de agosto corrida REF

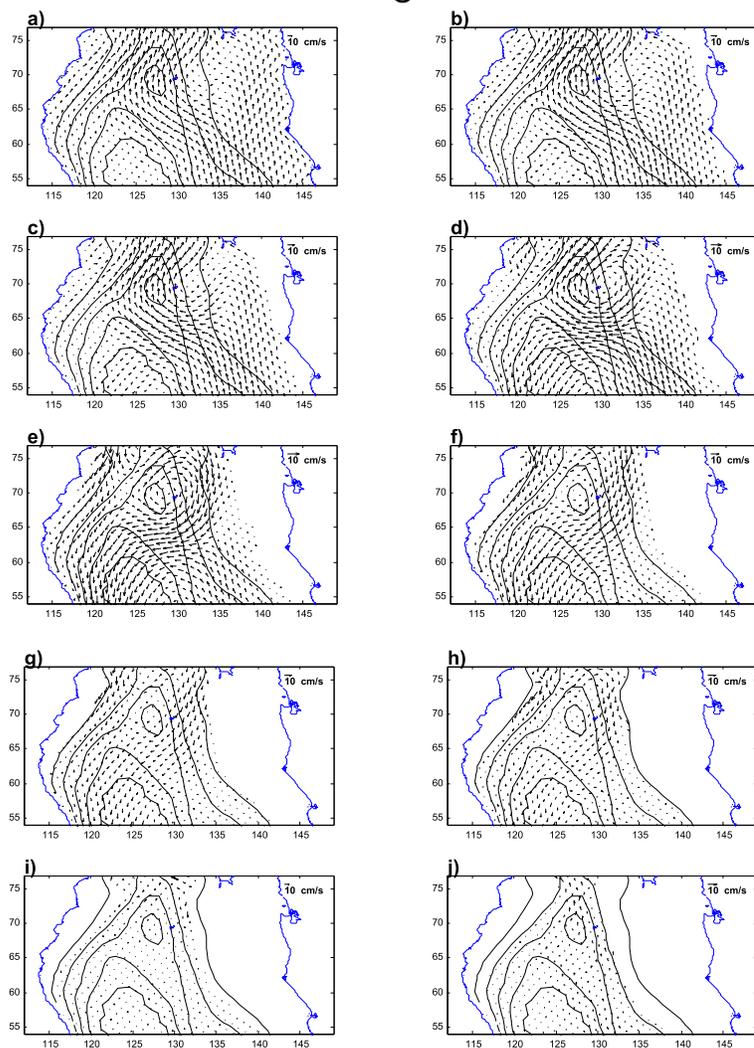


Figura 15: Promedio mensual por capas de agosto corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de octubre corrida REF

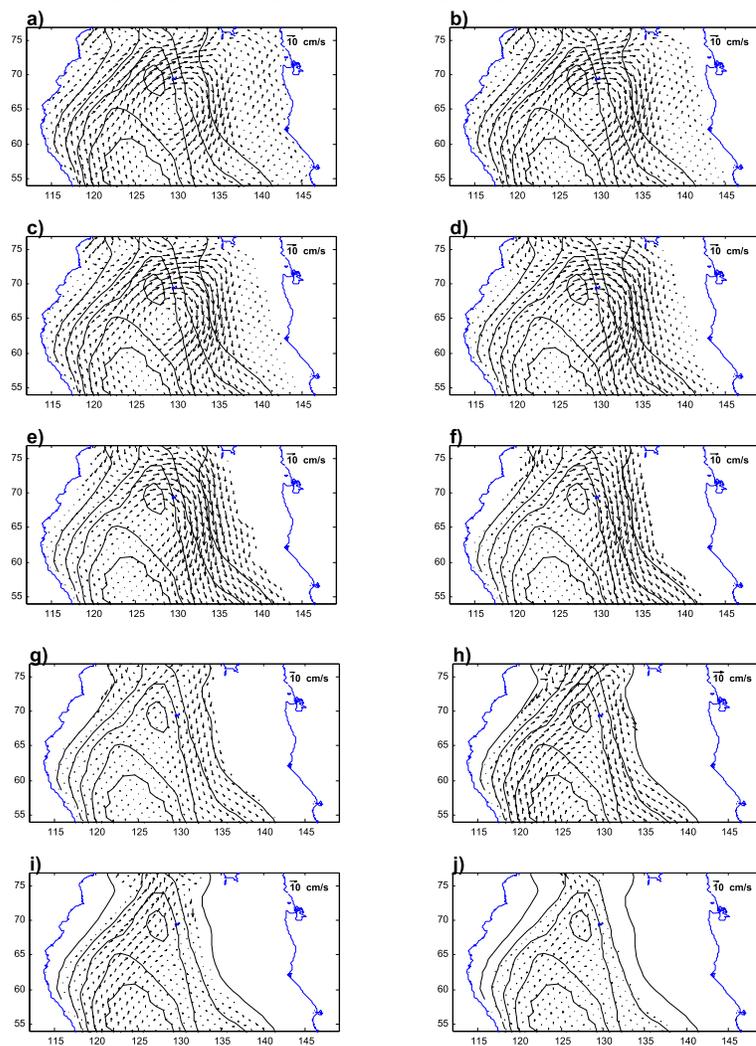


Figura 16: Promedio mensual por capas de octubre corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades
corrida Ref

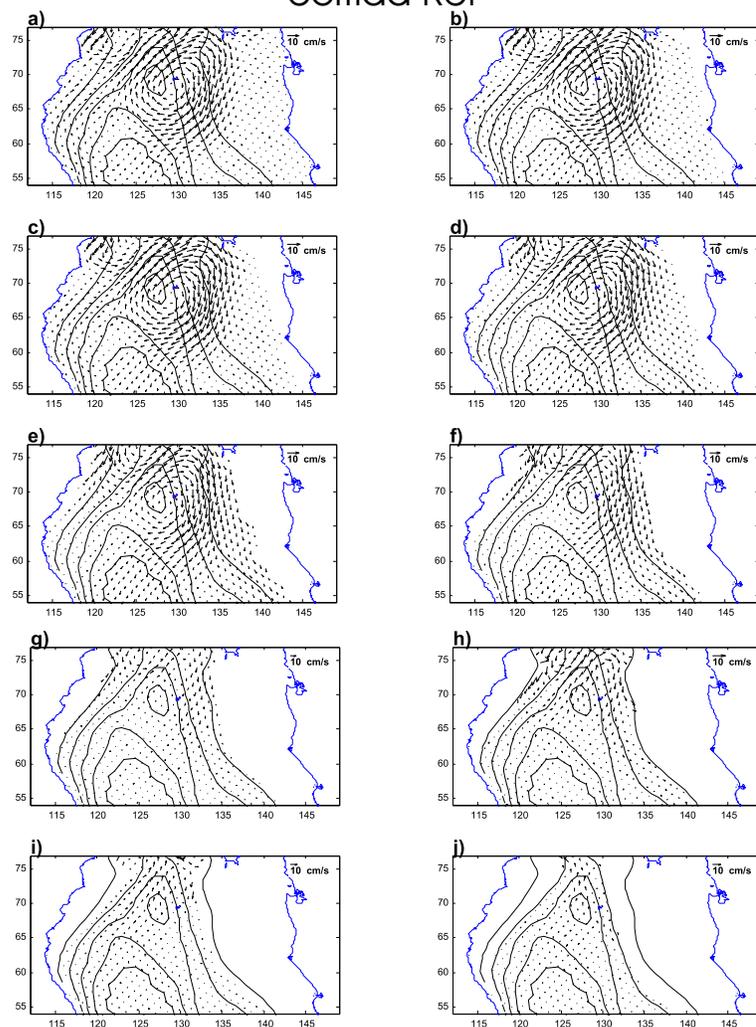


Figura 17: Promedio anual por capas corrida de referencia para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

la corrida PVM y no presentan diferencias significativas a las observadas en la corrida Ref.

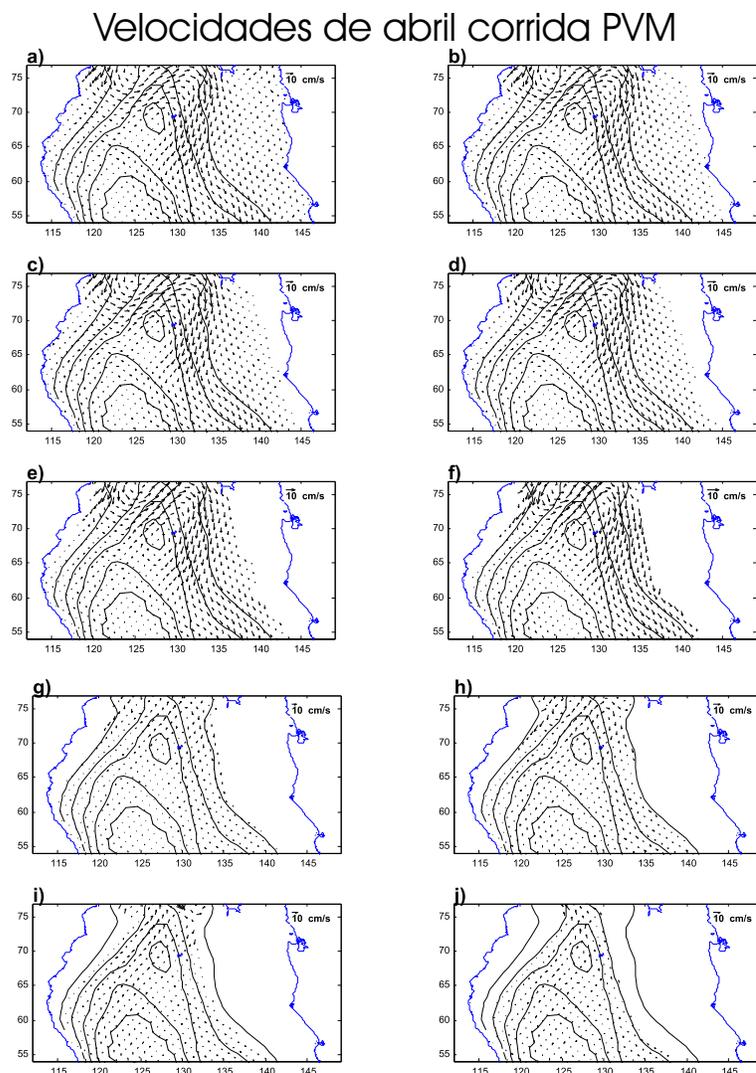


Figura 18: Promedio mensual por capas de abril corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

En las simulaciones REF y PVM el giro anticiclónico siempre está presente en los promedios mensuales y anuales. Sin embargo, al parecer el giro en ocasiones es “ocultado” o deformado en algunas capas, principalmente en verano. Esto indica que la

Velocidades de agosto corrida PVM

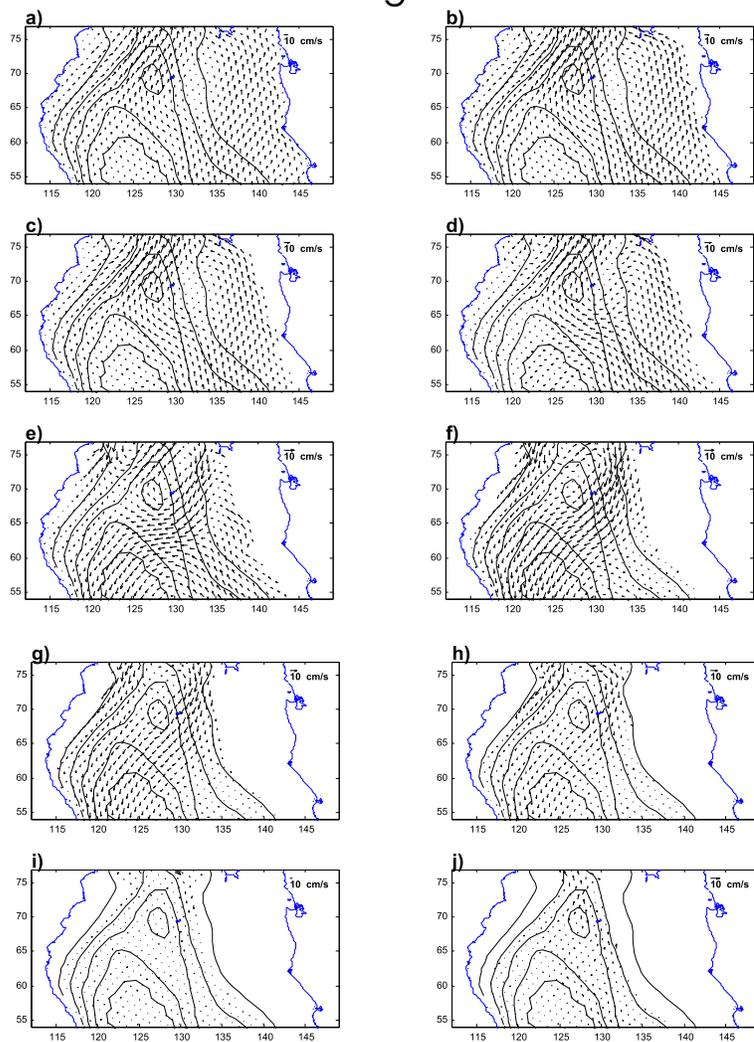


Figura 19: Promedio mensual por capas de agosto corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de octubre corrida PVM

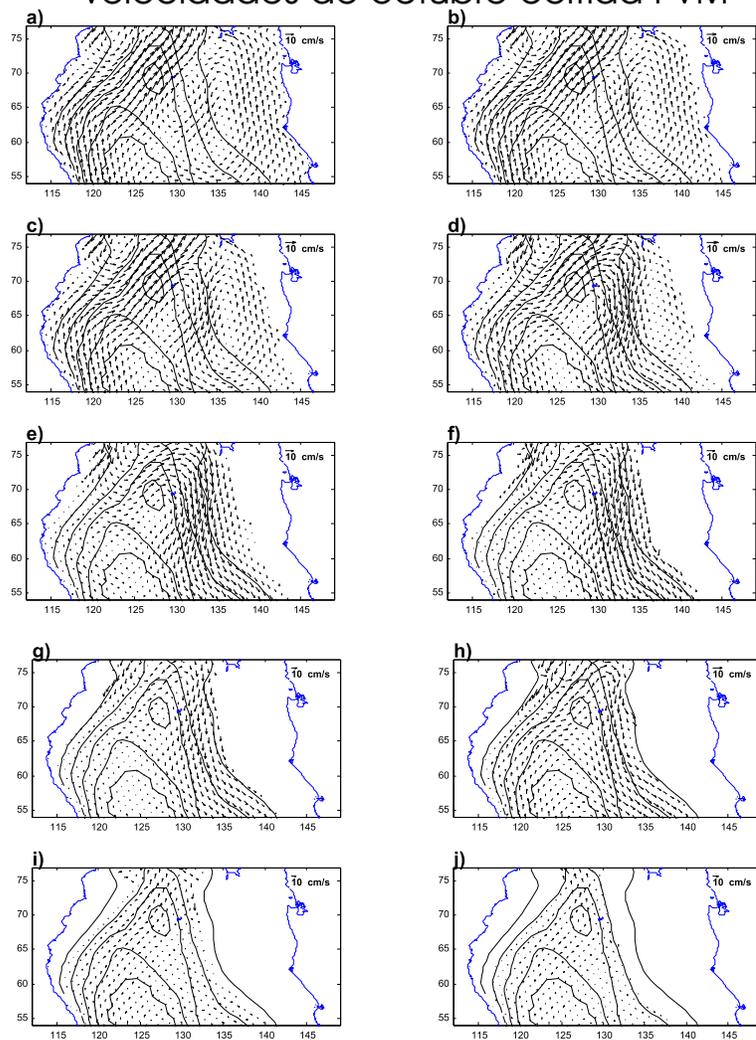


Figura 20: Promedio mensual por capas de octubre corrida PVM para a) capa 1 de 0 a 10 m, b) capa 2 de 10 a 20 m, c) capa 3 de 20 a 30 m, d) capa 4 de 30 a 60 m, e) capa 5 de 60 a 100 m, f) capa 6 de 100 a 150 m, g) capa 7 de 150 a 200 m, h) capa 8 de 200 a 250 m, i) capa 9 de 250 a 350 m, j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades corrida PVM

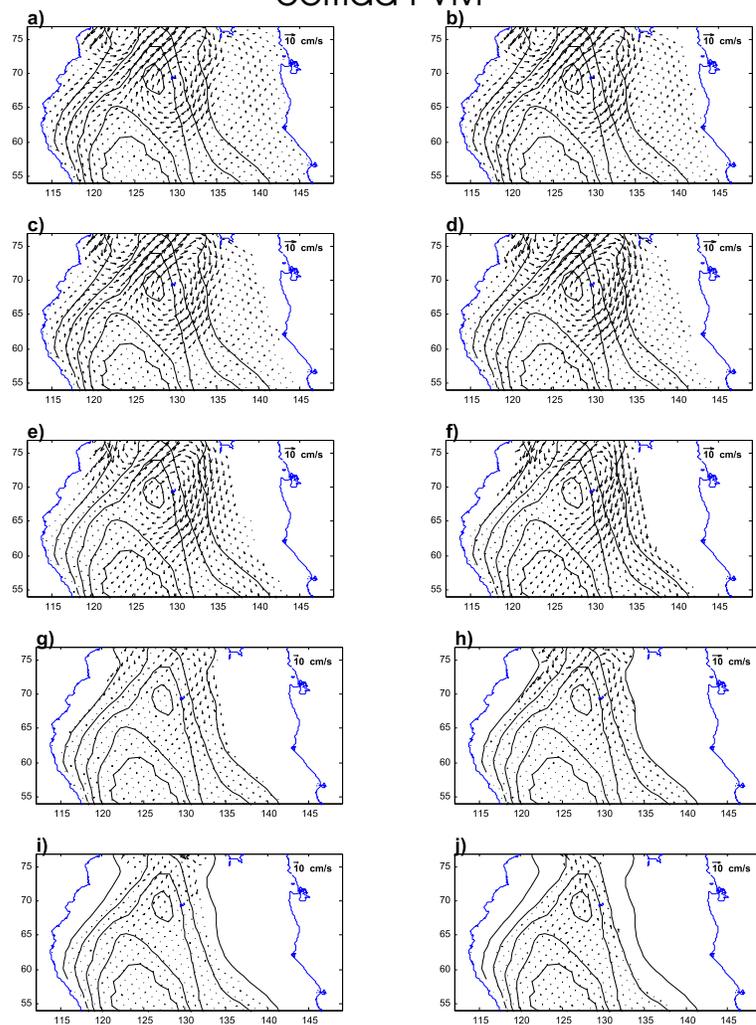


Figura 21: Promedio anual por capas corrida PVM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

señal del giro es lo suficientemente fuerte para permanecer en todo el año y/o está siendo alimentado por alguno de los tres forzantes presentes en estas dos simulaciones durante la mayor parte del año.

Simulaciones con dos forzantes. Las figuras 22, 23, 24 y 25 muestran los promedios mensuales de abril, agosto y octubre, así como el promedio anual respectivamente, de las simulaciones PM. En la figura 22 se identifica un meandro, que casi se cierra en la parte sur de la cuenca SPM. Este meandro está presente hasta la capa 6, de la capa 7 a la 9 se observa un giro anticiclónico pequeño. En agosto (figura 23) se muestra el giro anticiclónico en prácticamente toda la columna de agua, tendiendo a formar un meandro en las primeras dos capas. En octubre (figura 24) se manifiesta el giro anticiclónico, aunque disminuido (en comparación con el promedio anual de la misma corrida, figura 25) en las capas superficiales (capas 1 a 3 del modelo). Mientras que, en las capas intermedias (capas 4 a 6) se observa un meandro; el giro se manifiesta nuevamente en las capas profundas (capas 7 a 9) del modelo. En la figura 25 el giro anticiclónico se manifiesta desde la primera capa hasta la capa 9, de forma similar a las corridas Ref y PVM. Es claro que los meses donde en alguna capa el giro no se manifiesta, coincide con los máximos de la señal del Pacífico, lo que nos hace pensar que el Pacífico inhibe en algunos meses (sólo en ciertas capas) el giro anticiclónico sobre la cuenca SPM, aunado a esto, conocemos que el forzamiento del Pacífico tiene frecuencia semi-anual, por lo tanto esperamos que en el promedio anual este forzante no sea significativo; sin embargo en las simulaciones posteriores se corroborará el efecto del forzamiento del Pacífico en el giro.

Las figuras 26, 27, 28 y 29 contienen los promedios mensuales de abril, agosto y octubre, además del promedio anual respectivamente, de la simulación VM. Para el mes de abril (figura 26), el giro anticiclónico está presente desde la primera hasta la novena

Velocidades de abril corrida PM

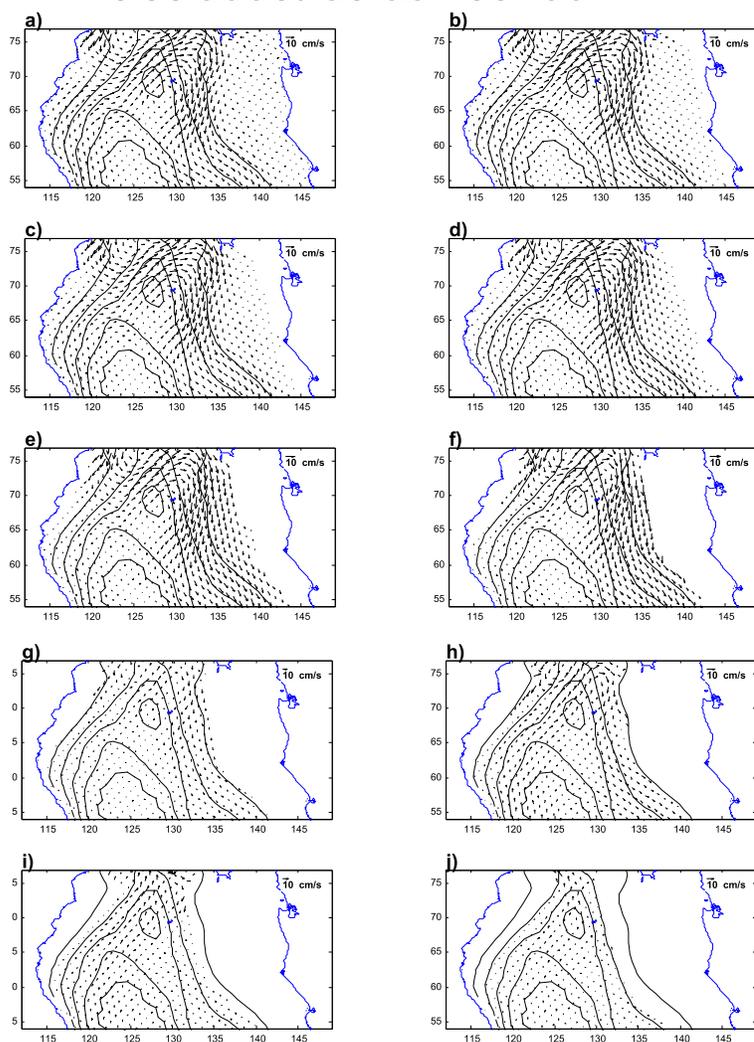


Figura 22: Promedio mensual por capas de abril corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de agosto corrida PM

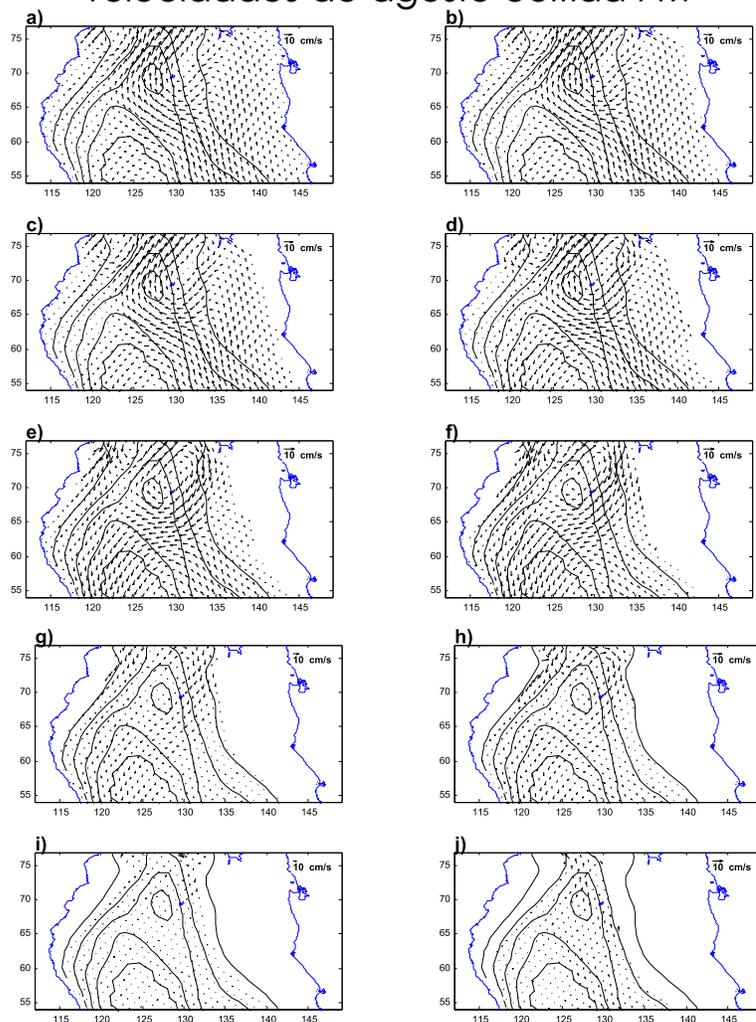


Figura 23: Promedio mensual por capas de agosto corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de octubre corrida PM

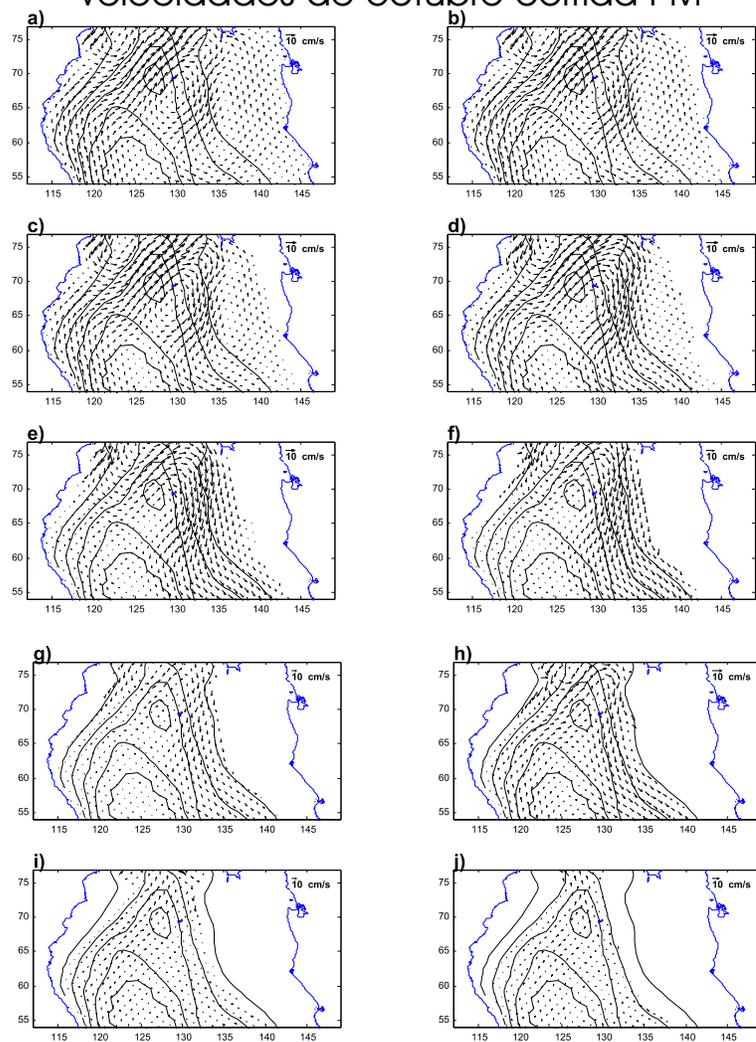


Figura 24: Promedio mensual por capas de octubre corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades
corrida PM

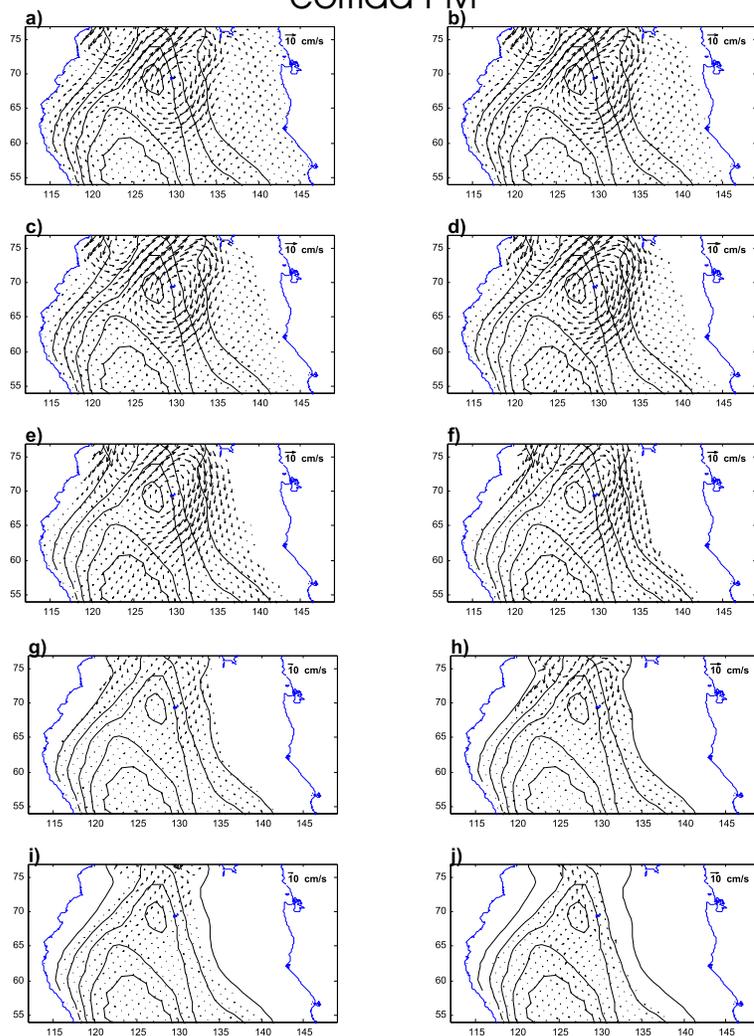


Figura 25: Promedio anual por capas corrida PM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

capa. En el mes de agosto (figura 27) cuando el viento es fuerte hacia la cabeza del golfo, en la primera y segunda capa (figura 27a y 27b) se observa una corriente hacia la cabeza, que se bifurca sobre la zona donde se presenta el giro, lográndose manifestar el giro de la capa 3 a la capa 6 (figura 27c a 27f). En la figura 28 correspondiente al mes de octubre, también se aprecia el giro anticiclónico desde la primera hasta la séptima capa. Sin embargo, en las primeras seis capas el giro tiene menor intensidad y tamaño, al parecer por la presencia de un meandro que lo encierra. En el promedio anual (figura 29) la señal del giro se observa desde la primera hasta la novena capa, de forma similar que en los promedios anuales de las anteriores simulaciones. Al igual que con el forzamiento del Pacífico, en el mes cuando existe el máximo del viento, el giro no se manifiesta en las capas de mayor influencia del viento, lo cual sugiere que el forzante del viento es inhibidor o deformador del giro anticiclónico estudiado, este hecho se verá más claro en las simulaciones posteriores.

Las figuras 30, 31 y 32 muestran la simulación PV para los meses de abril, agosto y octubre respectivamente y en la figura 33 el promedio anual de velocidades. En ningún mes de la simulación PV se presenta el giro anticiclónico observado en las anteriores simulaciones. Por lo que podemos deducir que en conjunto el forzamiento del Pacífico y el del viento no contribuyen a la formación del giro anticiclónico sobre la cuenca SPM.

Simulaciones con un forzante. Las figuras 34, 35 y 36, muestran los promedios mensuales de la simulación P de abril, agosto y octubre respectivamente. En ninguno de los casos el giro anticiclónico está presente; igualmente ocurre en el promedio anual donde se observa un flujo muy pequeño (figura 37), esto confirma lo discutido para la corrida PM, donde se decía que el forzamiento del Pacífico, inhibe o modifica al giro pero no es el agente formador del mismo.

En las figuras 38, 39, 40 y 41 se muestran los promedios mensuales y anuales

Velocidades de abril corrida VM

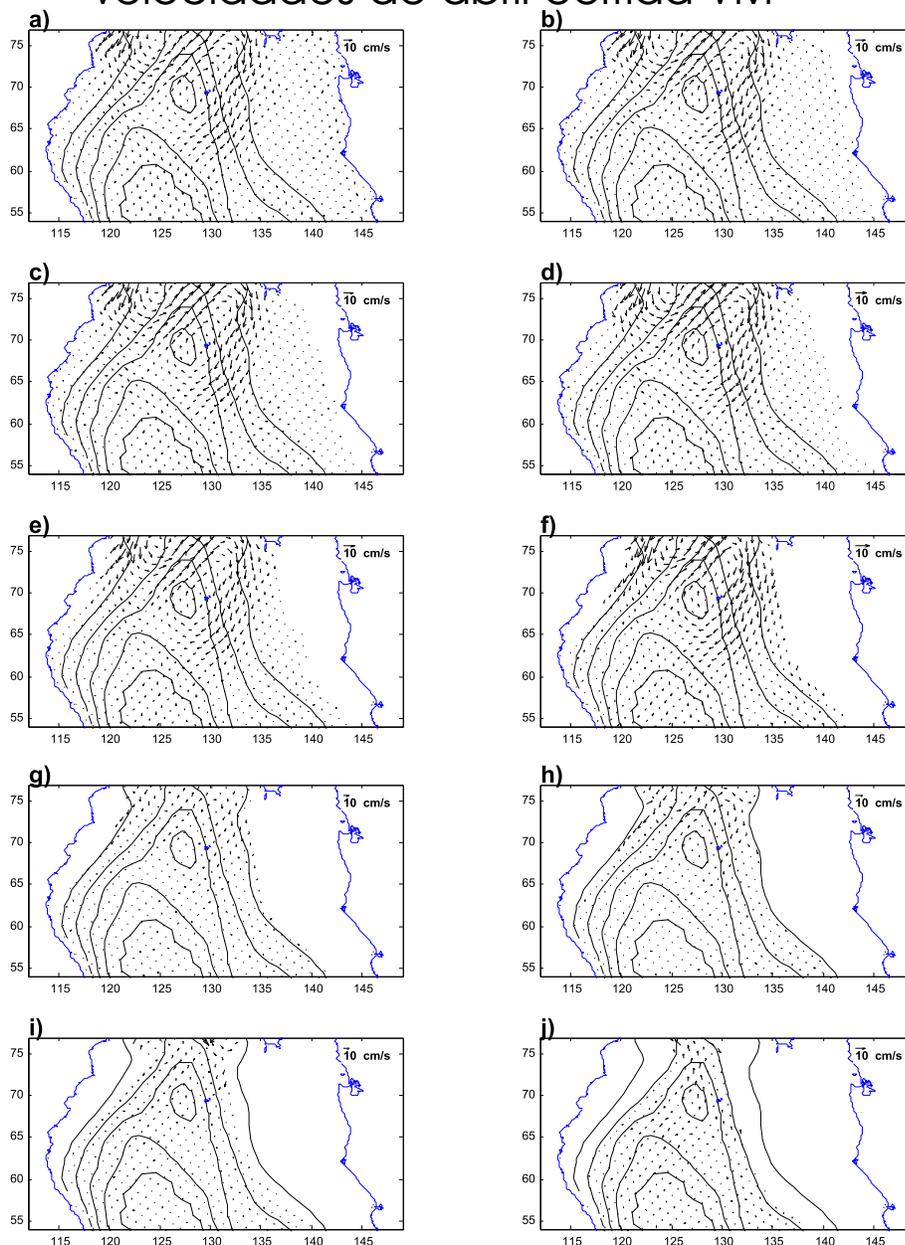


Figura 26: Promedio mensual por capas de abril corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

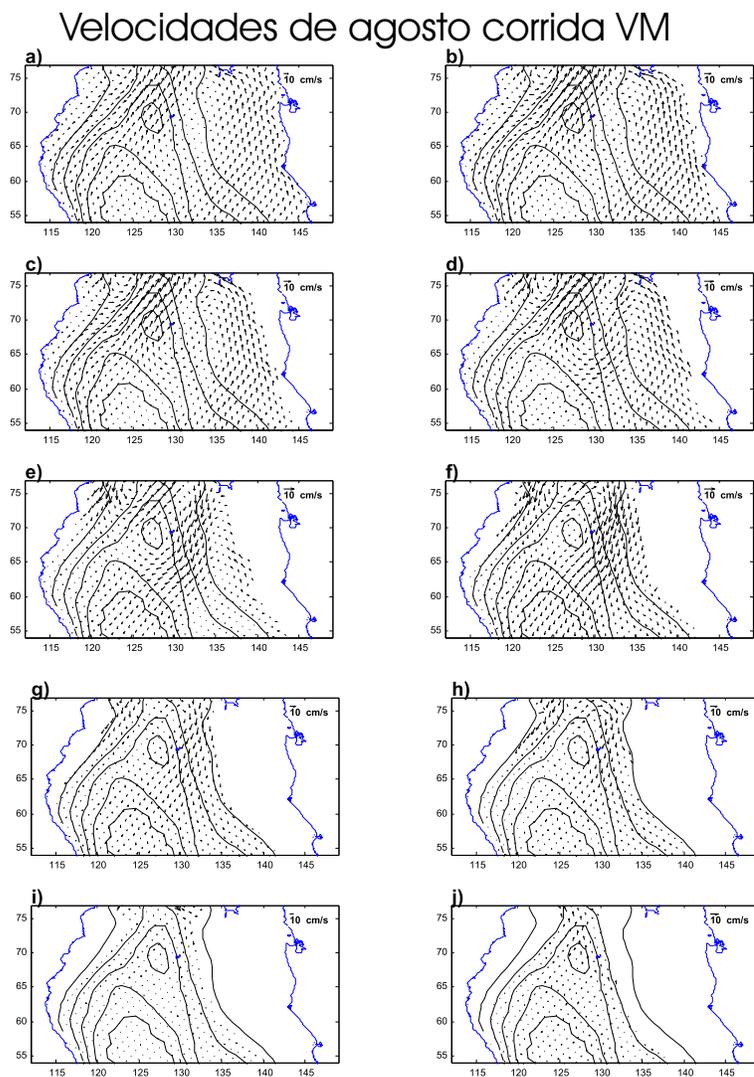


Figura 27: Promedio mensual por capas de agosto corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

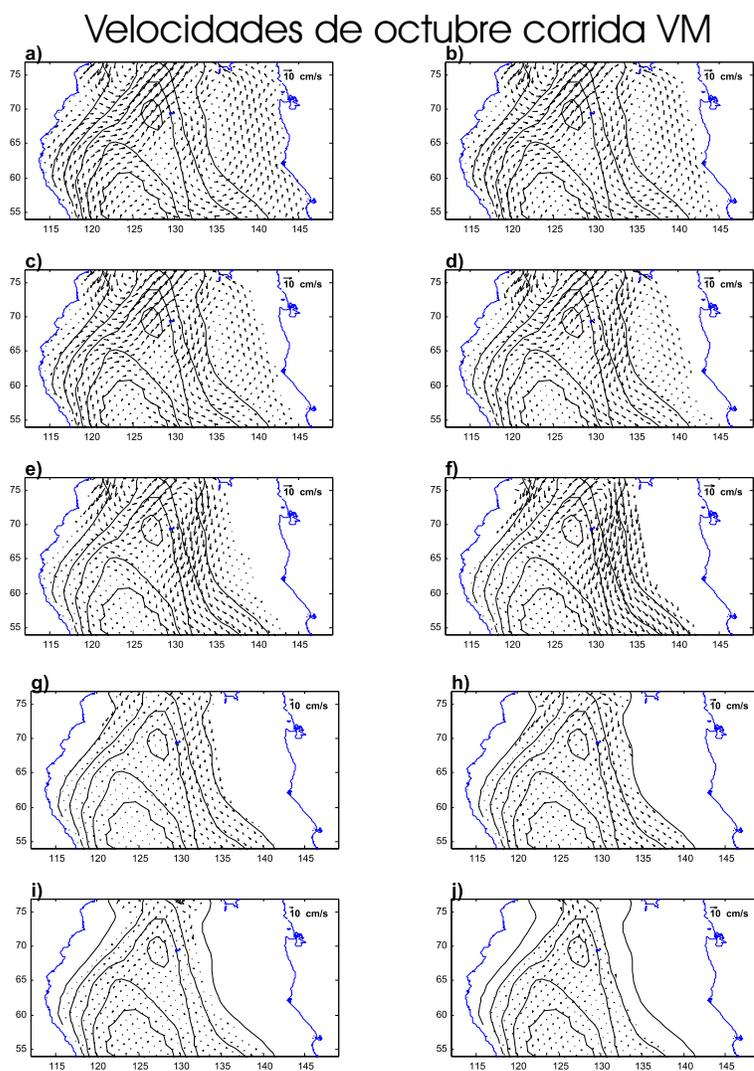


Figura 28: Promedio mensual por capas de octubre corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades corrida VM

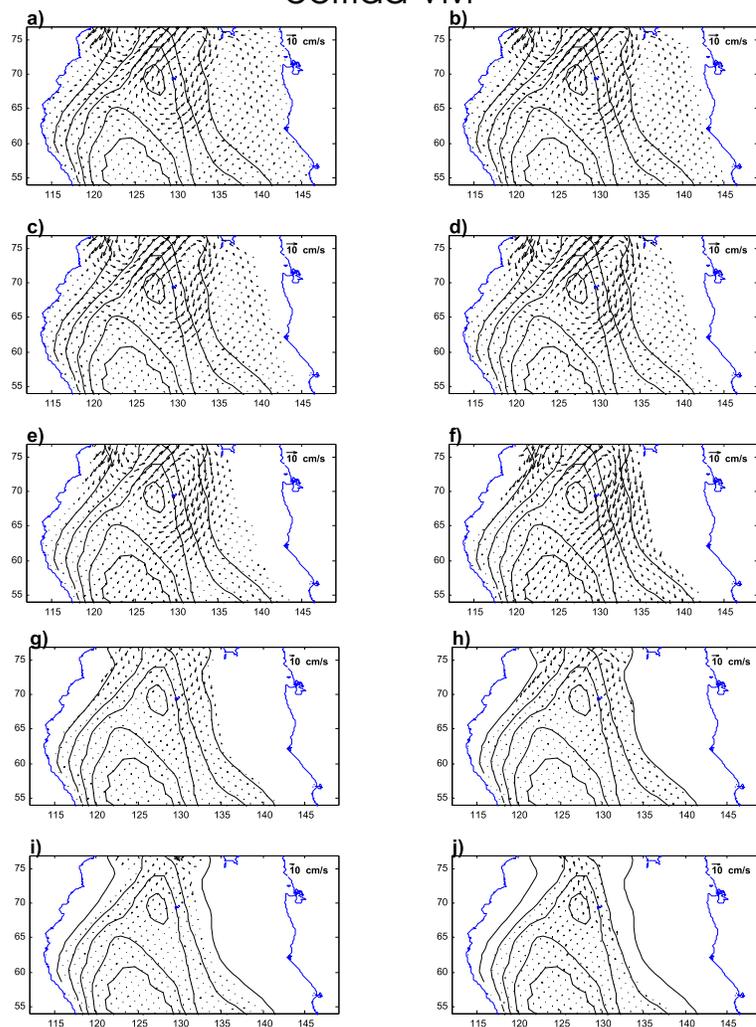


Figura 29: Promedio anual por capas corrida VM para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

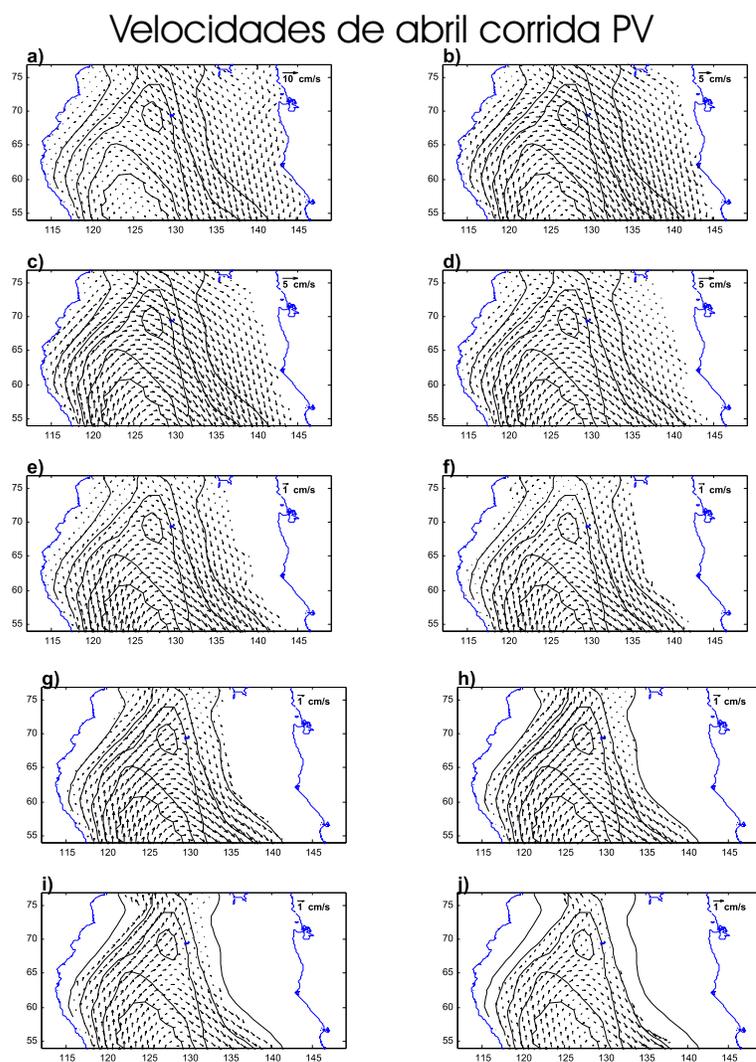


Figura 30: Promedio mensual por capas de abril corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

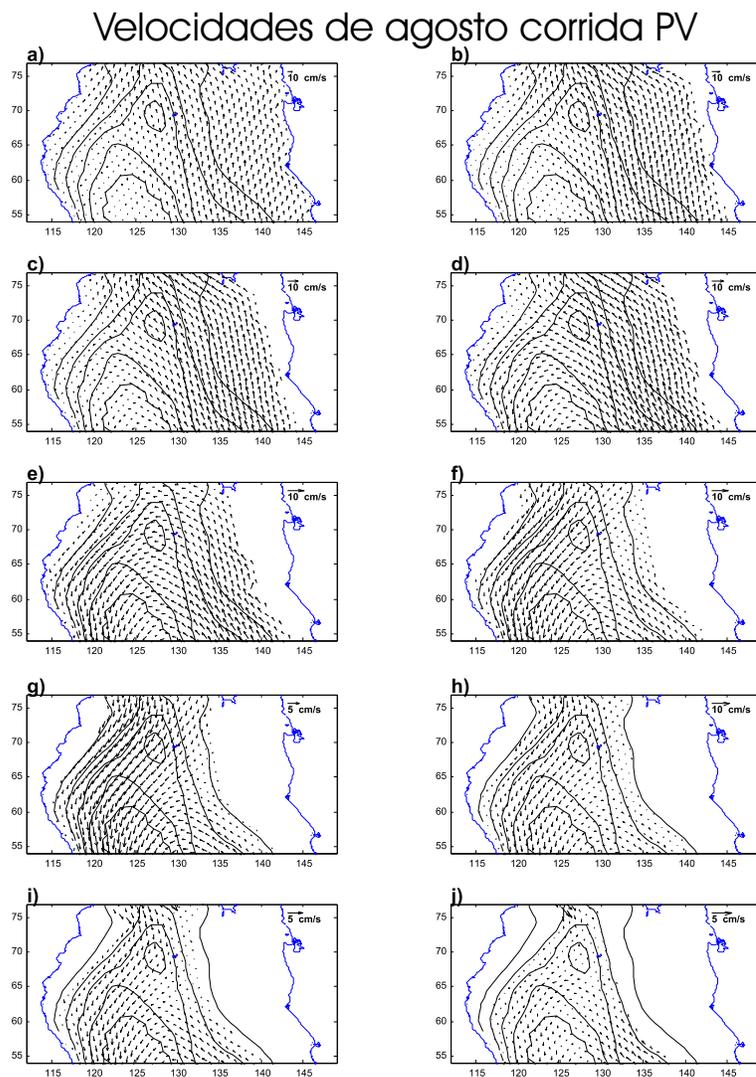


Figura 31: Promedio mensual por capas de agosto corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de octubre corrida PV

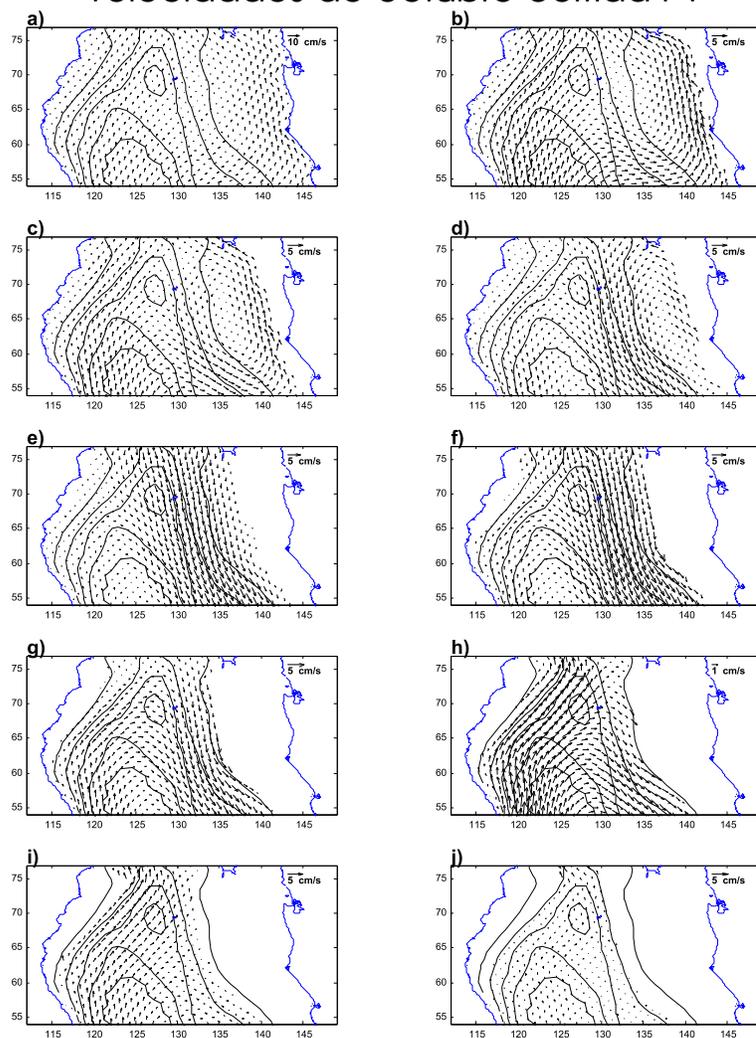


Figura 32: Promedio mensual por capas de octubre corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades
corrida PV

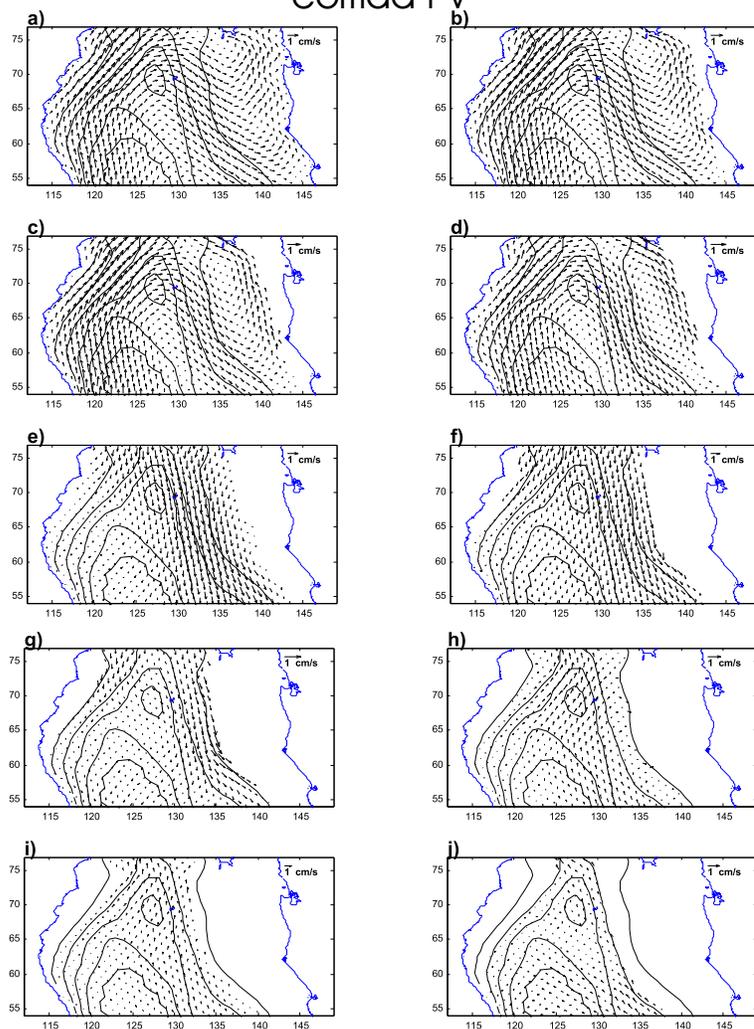


Figura 33: Promedio anual por capas corrida PV para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

respectivamente de la simulación V (sólo viento), en ninguna de las figuras anteriores se observa el giro anticiclónico. Con esto deducimos que al igual que el forzante del Pacífico, el forzamiento del viento tampoco es el agente formador del giro, sin embargo puede llegar a inhibir o modificar al giro estudiado, sobre todo en agosto cuando el esfuerzo del viento es muy importante en las primeras capas.

En contraste con las simulaciones anteriores, en la simulación M (sólo con marea), el giro anticiclónico se presenta en todos los meses (no se muestra, debido a que es igual que el promedio anual), desde la primera hasta la novena capa del modelo, al igual que en el promedio anual (figura 42) y muy semejante al promedio anual de todas las simulaciones anteriormente presentadas que incluían al forzamiento de marea (figuras 17, 21, 25, y 29). Esto sugiere que el forzante que induce a la formación y permanencia del giro anticiclónico sobre la cuenca SPM es la marea, y que los forzamientos del Pacífico y el viento pueden en ocasiones “ocultar” la señal; sin embargo estos últimos forzantes no son lo suficientemente fuertes para contrarrestar la señal del giro en el promedio anual.

Se realizó una corrida adicional sólo con marea y sin estratificación (no se muestra) y el giro anticiclónico no se observa; por lo que deducimos que la estratificación junto con la marea juegan un papel importante para la formación y permanencia del giro anticiclónico. Debido a que permite la mezcla vertical, como se verá más adelante.

III.2.2. Estructura vertical

Una vez que se encontró que la marea en un medio estratificado es necesaria para la formación del giro anticiclónico, se analizó la influencia en términos cuantitativos, en una sección transversal del campo de velocidad para las simulaciones M, P, V y PV, en la formación del giro, asumiendo que el forzante de la marea es el responsable de la formación del mismo. Este análisis consiste en comparar los promedios mensuales

Velocidades de abril corrida P

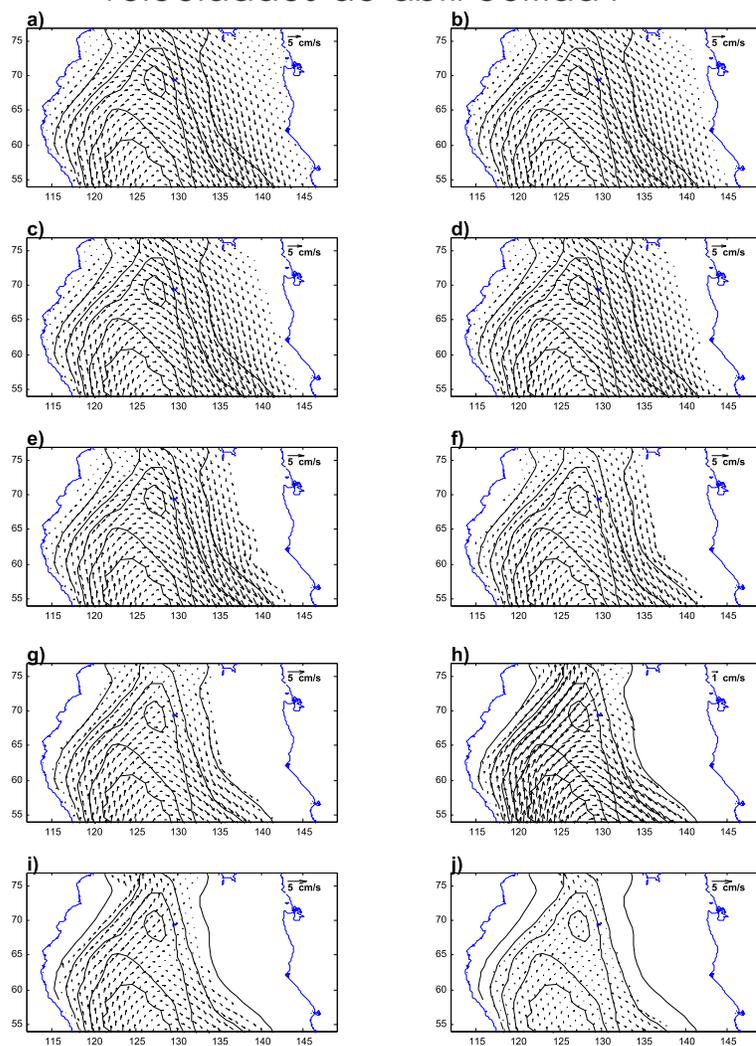


Figura 34: Promedio mensual por capas de abril corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

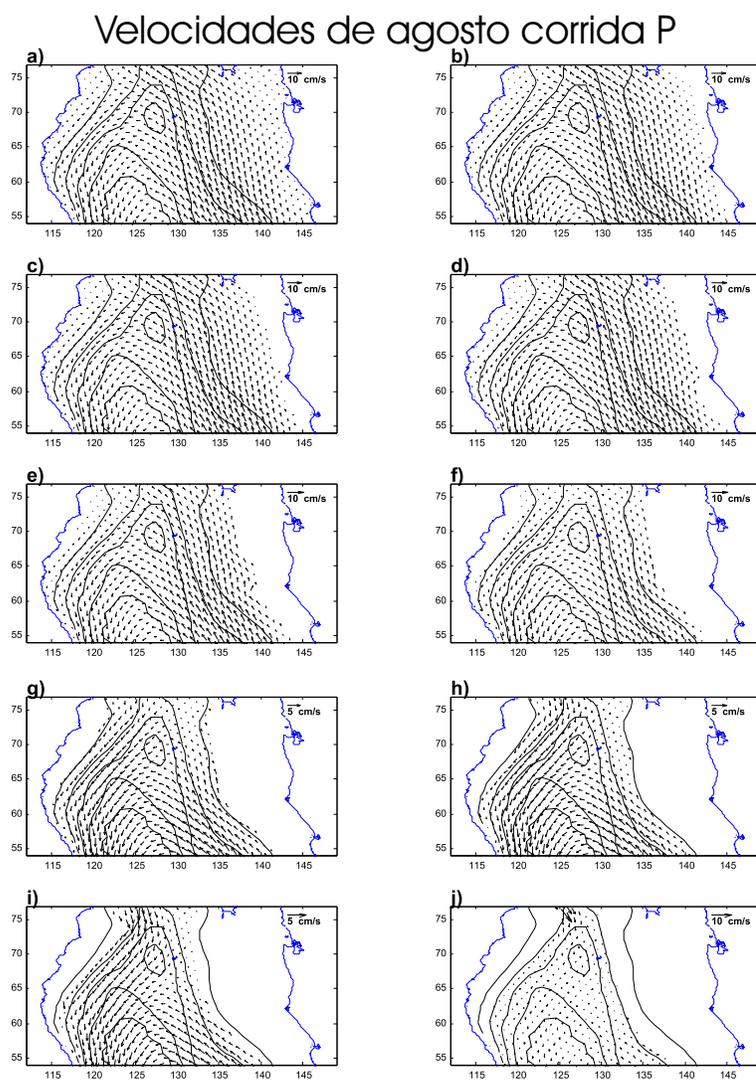


Figura 35: Promedio mensual por capas de agosto corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

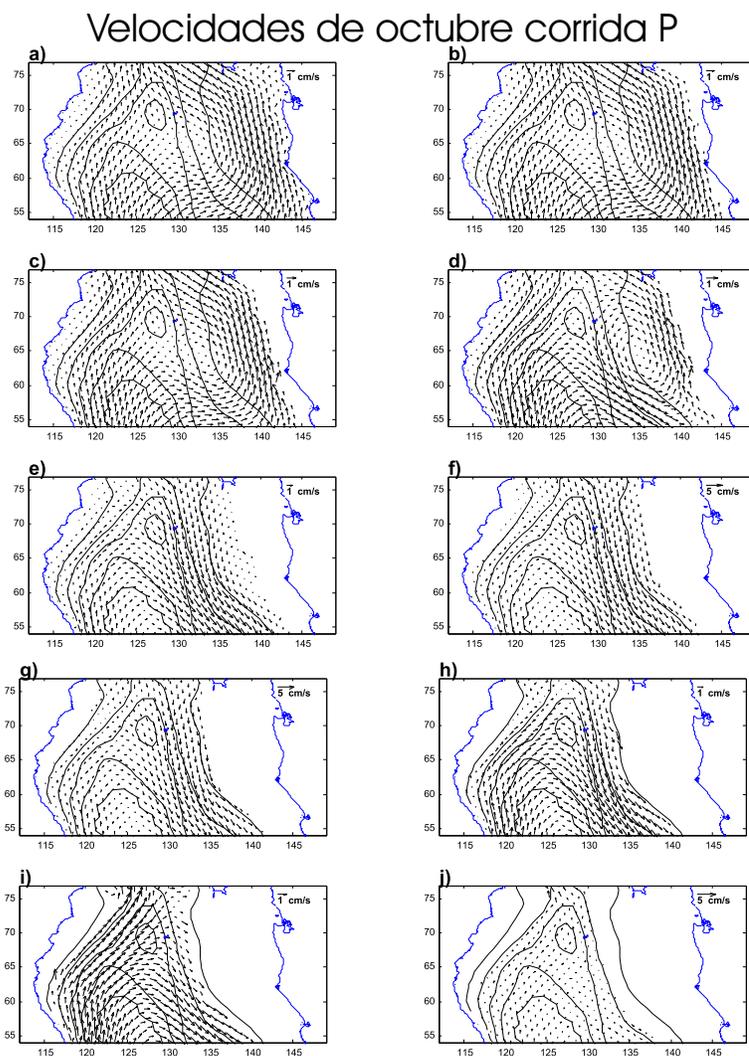


Figura 36: Promedio mensual por capas de octubre corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades corrida P

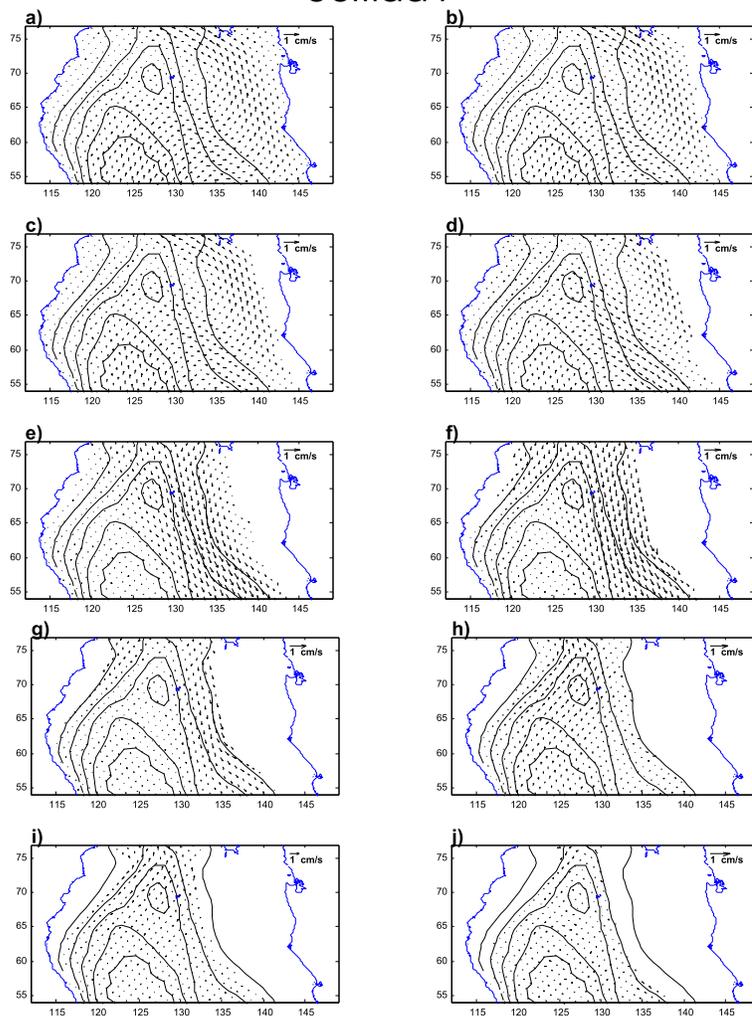


Figura 37: Promedio anual por capas corrida P para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de abril corrida V

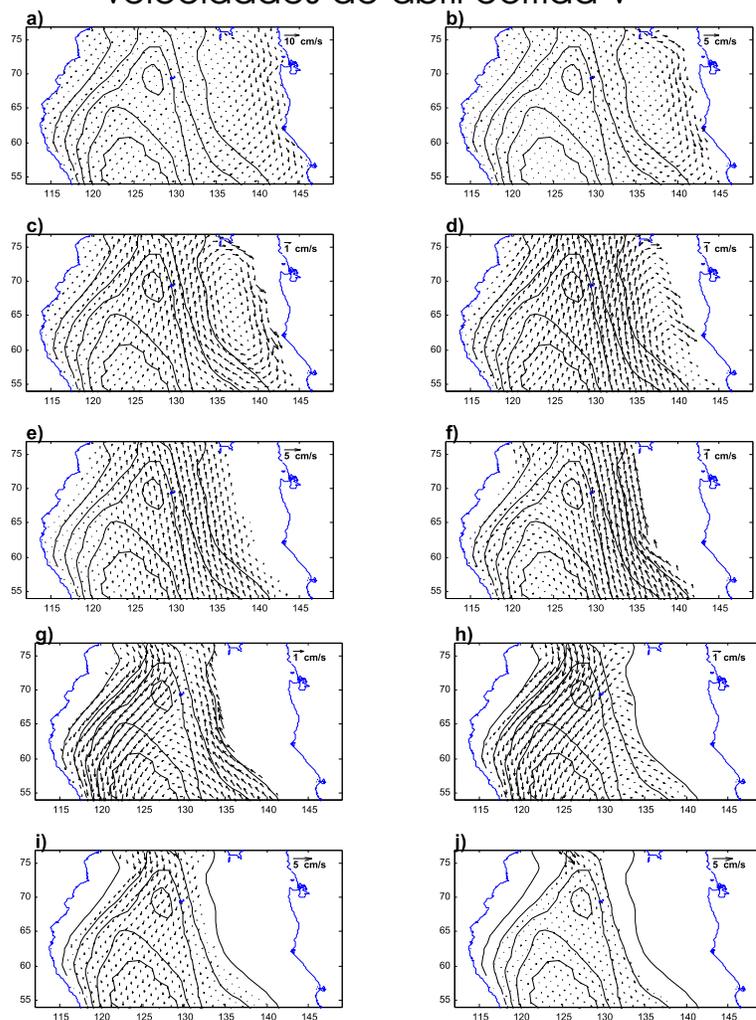


Figura 38: Promedio mensual por capas de abril corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de agosto corrida V

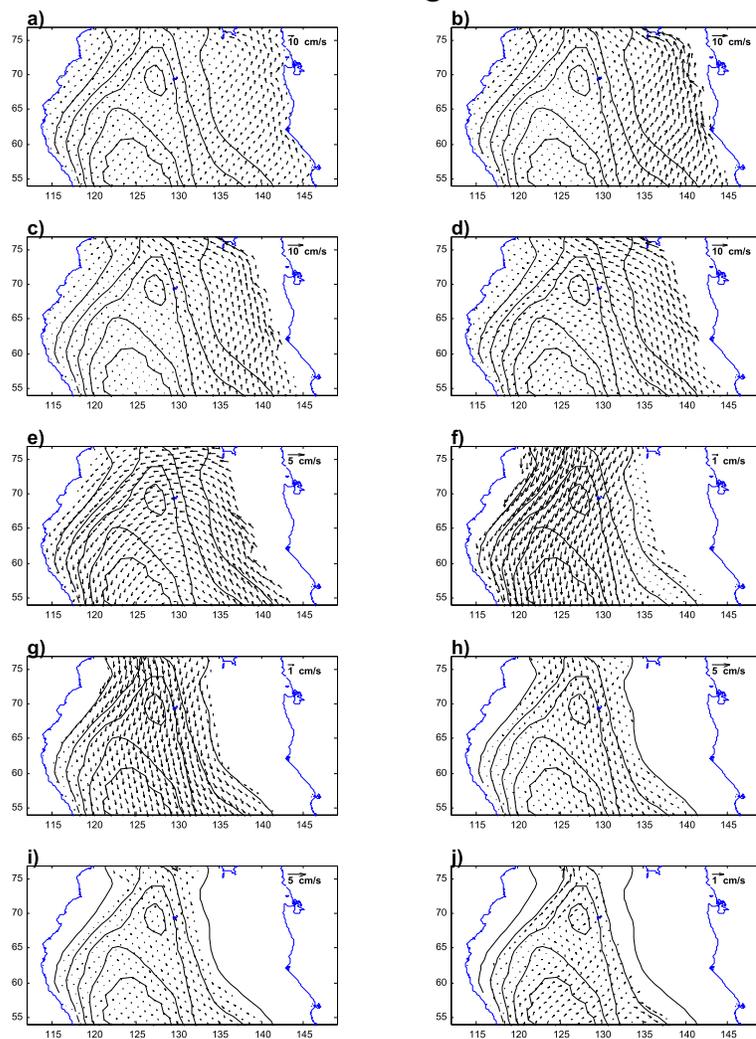


Figura 39: Promedio mensual por capas de agosto corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Velocidades de octubre corrida V

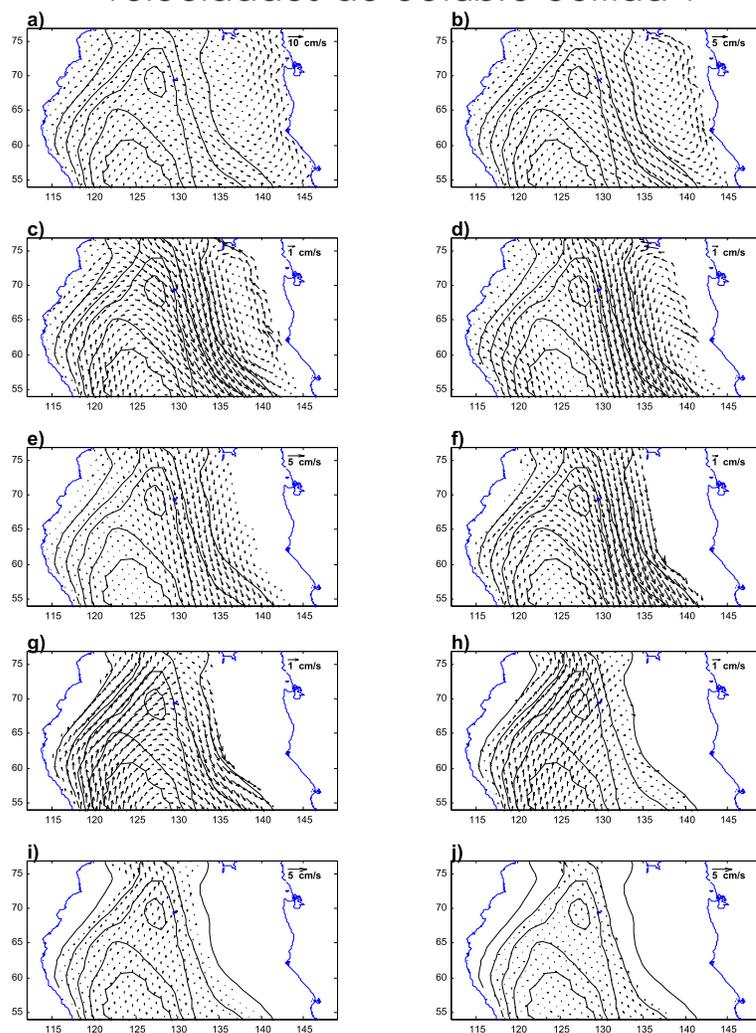


Figura 40: Promedio mensual por capas de octubre corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades corrida V

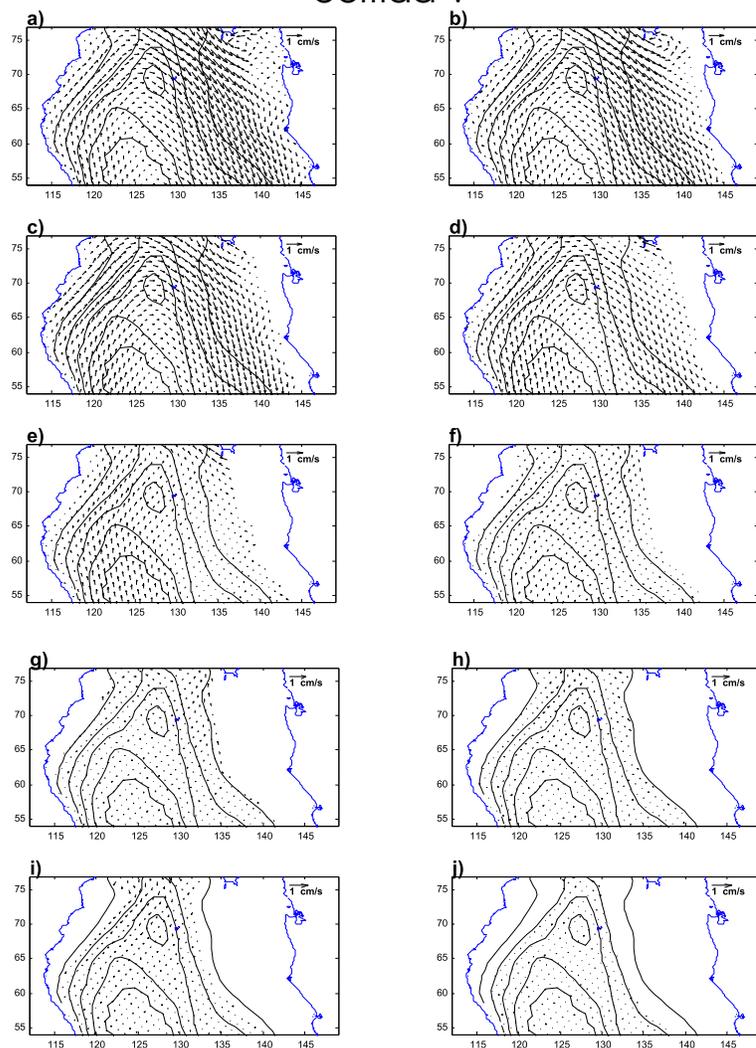


Figura 41: Promedio anual por capas corrida V para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

Promedio anual de velocidades
corrida M

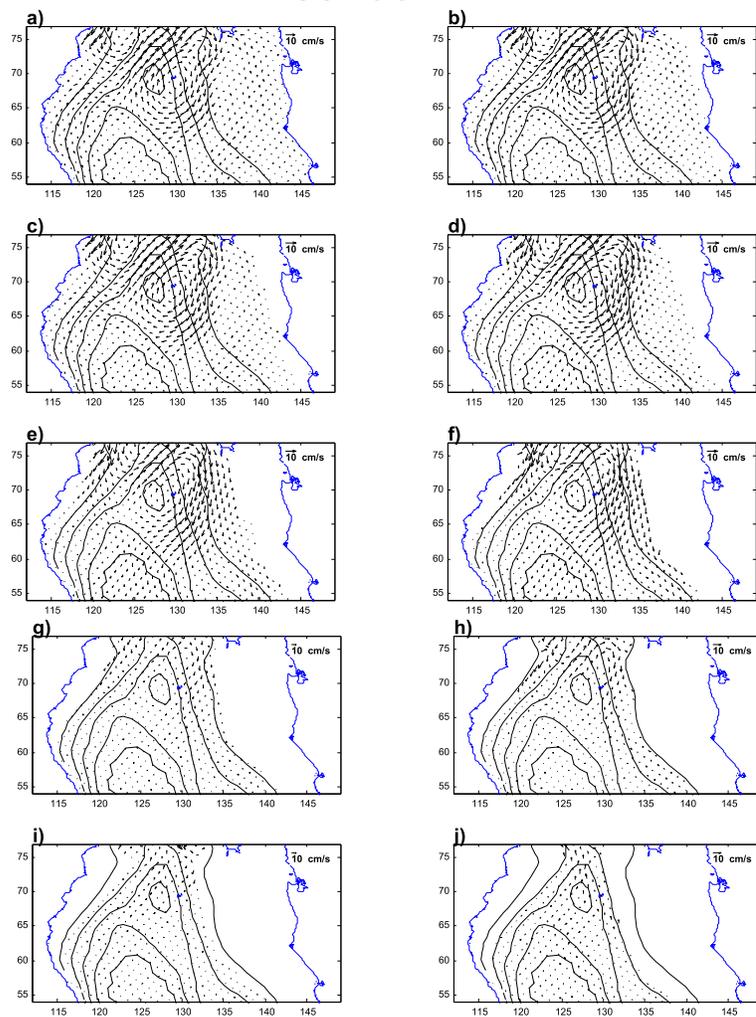


Figura 42: Promedio anual forzado sólo con mareas, para (a) capa 1 de 0 a 10 m, (b) capa 2 de 10 a 20 m, (c) capa 3 de 20 a 30 m, (d) capa 4 de 30 a 60 m, (e) capa 5 de 60 a 100 m, (f) capa 6 de 100 a 150 m, (g) capa 7 de 150 a 200 m, (h) capa 8 de 200 a 250 m, (i) capa 9 de 250 a 350 m, (j) capa 10 de 350 a 600 m

y anuales de las simulaciones anteriores, con el flujo generado por las mareas. Por consistencia se mostrarán los meses utilizados en la subsección anterior.

En las siguientes figuras de los campos de velocidad las líneas continuas indican velocidades entrantes y las líneas discontinuas velocidades hacia afuera del golfo.

En la figura 43 (abril) se observa como el Pacífico (figura 43b) contribuye intensificando la corriente hacia el sur del lado este de la cuenca, esto se refleja en la simulación PM (figura 22) donde se observan meandros en las capas superficiales. Ésto confirma lo discutido en la subsección anterior, referente a la acción del forzamiento del Pacífico, como inhibidor del giro anticiclónico, en este caso, al intensificar el flujo (hasta 12 cm/s) del lado este, evita que el giro se cierre observándose sólo un meandro. A diferencia, la simulación V (sólo viento, figura 43c) para el mismo mes, presenta un flujo en las capas superficiales hacia el norte del golfo (velocidad de hasta 2.5 cm/s), y por el contrario al efecto generado por el Pacífico, este flujo favorece al giro en las capas superficiales, debido a que disminuye la velocidad del flujo generado por la marea del lado este de la cuenca (de 10 cm/s a 8 cm/s); a la vez que aumenta la velocidad del flujo generado por la marea en la zona central de la cuenca, ocasionando que el flujo entrante (zona central de la cuenca) y el flujo saliente (zona este de la cuenca) sean casi simétricos, facilitando que el giro se cierre (figura 26). Al incluir los dos forzantes (figura 43d), se observa que la estructura de velocidad es muy similar a la vista en la figura 43b, por lo que podemos deducir que el forzamiento producido por el Pacífico domina sobre el del viento, y como consecuencia en la corrida PWT del mismo mes (figura 18), también se observa el meandro mencionado, en las capas superficiales.

En el mes de agosto (figura 44), es notable que el forzante Pacífico (figura 44b) produce un flujo inverso al inducido por la marea, sin embargo tiene un efecto similar que el viento produce sobre el flujo generado por la marea en el mes de abril. Es decir el forzamiento del Pacífico en agosto, favorece al giro (excepto en la primera capa,

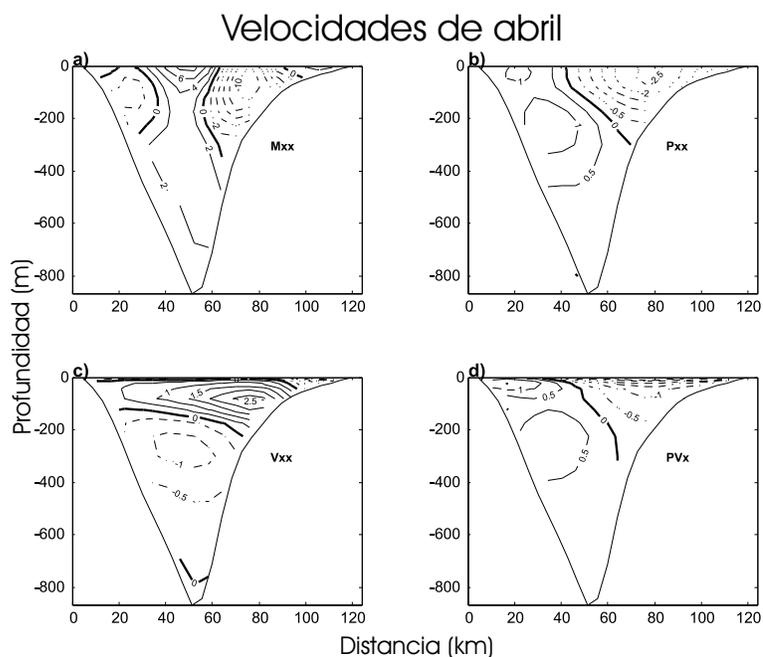


Figura 43: Estructura vertical de velocidad (cm/s) de abril con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV

figura 23), debido a que promueve que el flujo entrante (zona central de la cuenca) sea de similar magnitud (aprox. 5cm/s) que el flujo saliente (zona este de la cuenca) al incluirlo en la corrida de M (sólo marea).

El viento (figura 44c) induce flujo superficial de mayor magnitud (5 cm/s) que en abril; ocasionando la bifurcación observada en la corrida VM (Figura 27) del mismo mes. La figura 44d muestra la simulación que incluye los forzantes Pacífico y viento, se observa lo mismo que con la corrida V, pero más intenso el flujo, tanto en las capas superiores (flujo hacia el norte) como en las intermedias (flujo hacia el sur), con esta información se explica lo observado en la corrida PVM (figura 19) del mismo mes, donde en las capas superficiales se manifiesta una bifurcación que rodea al punto donde se presenta la velocidad máxima (hacia el sur) generada en la corrida M; y en las capas intermedias flujo hacia el sur. De esta forma el Pacífico y el viento inhiben, casi por completo el giro anticiclónico en agosto.

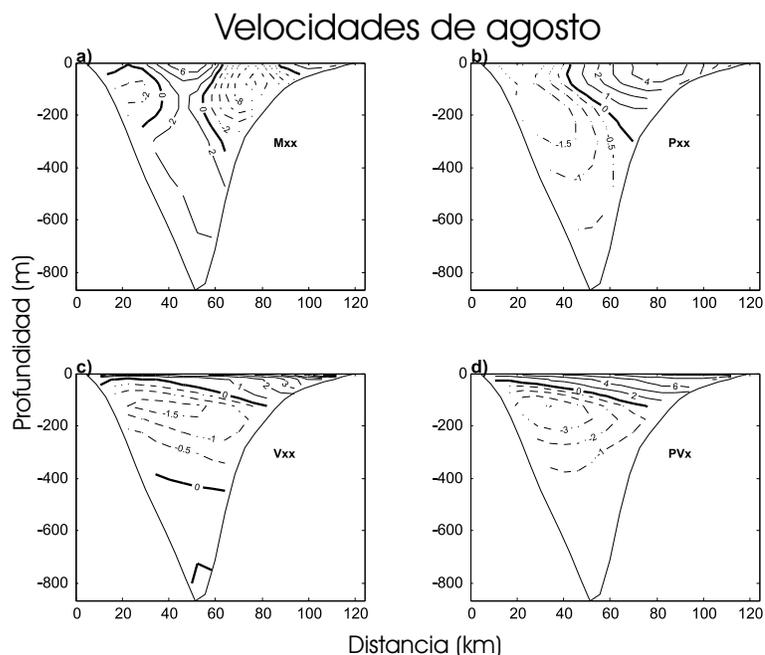


Figura 44: Estructura vertical de velocidad (cm/s) de agosto con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV

En la gráfica del mes de octubre (figura 45), muestra las simulaciones P y V (figuras 45b y 45c) con estructura del flujo muy similar, a partir del kilómetro 30 se observa flujo hacia el sur, desde las capas intermedias hasta la superficie, influyendo de forma importante en los flujos de las corridas PV (figura 24) y VM (figura 28). Como es de esperarse, en la simulación PV, se identifica la misma estructura de velocidad, pero mucho más intensa; ésto se ve reflejado en la corrida PVM (figura 20), donde el giro es inhibido en casi todas las capas.

En la estructura vertical del promedio anual de velocidades (figura 46), se puede observar que el aporte del Pacífico y del viento al flujo medio, es mucho menor (velocidad máxima < 1 cm/s) que el aportado por la marea en la cuenca San Pedro Mártir, por lo que no afecta significativamente la circulación inducida por la marea. Por lo tanto, la señal del giro permanece en el promedio anual (figura 46), como se observa en el promedio anual de todas las simulaciones donde se incluye el forzamiento de la

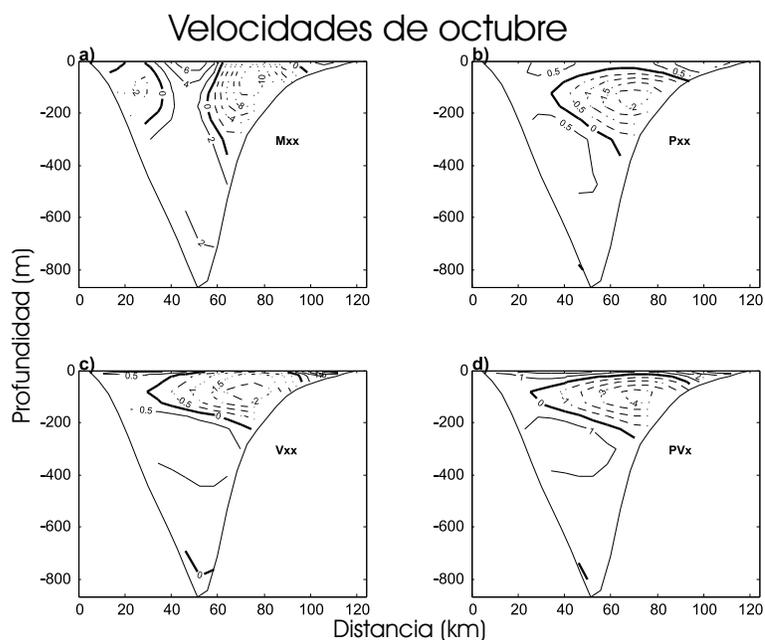


Figura 45: Estructura vertical de velocidad (cm/s) de octubre con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV

marea.

Con los resultados presentados hasta ahora, podemos decir que el giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir es producto del esfuerzo de la marea en un ambiente estratificado. Los forzantes Pacífico y viento, son agentes que pueden favorecer o inhibir al giro anticiclónico estudiado, aunque en el promedio anual no tienen una influencia significativa.

Se ha estudiado extensamente un giro anticiclónico en Georges Bank (Garret *et al.*, 1978, Loder, 1980, Loder y Wright, 1985, Naimie *et al.*, 1994) donde la marea, al igual que el giro anticiclónico del presente estudio, es el agente responsable de su formación.

Loder (1980), encuentra que la rectificación topográfica debida a condiciones de continuidad y coriolis (regulado con fricción del fondo), contribuye en la formación de giro anticiclónico alrededor de Georges Bank. Sin embargo, en nuestro caso, las condi-

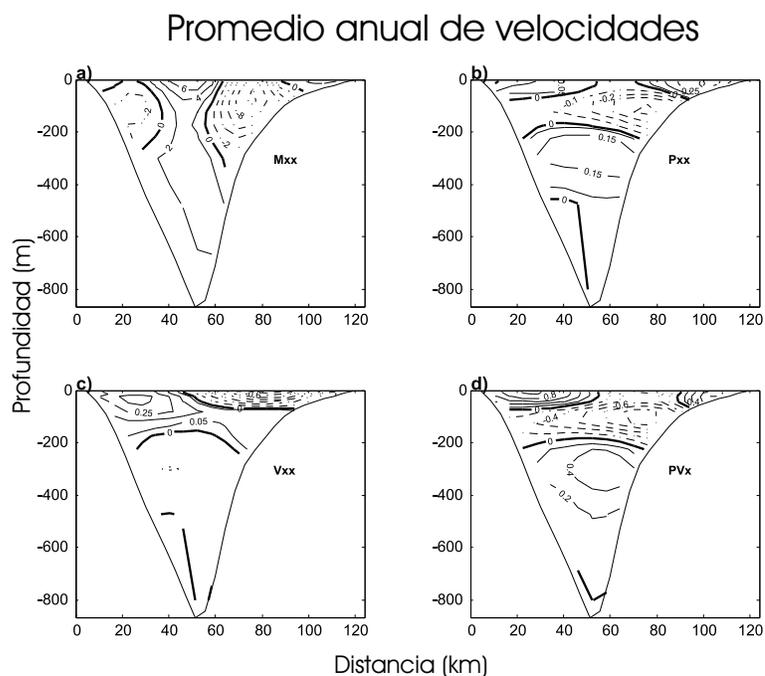


Figura 46: Estructura vertical del promedio anual de la velocidad (cm/s) con simulaciones (a) M, (b) P, (c) V, (d) PV

ciones son inversas a la de Georges Bank, ya que al tratarse de una cuenca esperaríamos un giro ciclónico como el observado por Hill (1993).

Garret *et al.* (1978), muestra que la mezcla por marea es un mecanismo importante en la formación del giro anticiclónico en Georges Bank. Por la estructura observada en los campos de S , T , y σ (figuras 10 y 11) de los datos de crucero, y porque es necesario un ambiente estratificado para que se forme el giro; podemos esperar que la mezcla por marea sea el mecanismo de formación del giro anticiclónico, como lo es en Georges Bank.

III.3. Mecanismo de formación y mantenimiento del giro

El análisis siguiente se basa en los resultados presentados, donde se espera que el mecanismo de formación del giro anticiclónico sea la mezcla por marea, y considerando que en estudios previos se ha reportado que en la zona de umbrales y la costa este de

la cuenca SPM existe fuerte mezcla por marea y principalmente por la componente M2 de la marea (Argote *et al.*, 1995).

Para investigar el proceso de formación del giro, se analizó una simulación partiendo del reposo usando la componente M2 de la marea como forzante con la finalidad de obtener una señal más pura, con condiciones estratificadas. La figura 47 muestra los campos instantáneos de velocidad durante el flujo y reflujos de un ciclo de marea del segundo, cuarto y sexto día. Al inicio de la simulación la corriente básicamente entra y sale, como si fuera barotrópico, en toda la sección. A partir del segundo día, ya se producen cortes verticales y horizontales de velocidad.

El corte horizontal produce vorticidad negativa (anticiclónica) durante el flujo y vorticidad positiva (ciclónica) durante el reflujos. El corte lateral se debe a la fricción que ejercen las costas sobre el flujo y posiblemente es intensificado debido a las restricciones topográficas de la zona. La presencia de Isla Tiburón y de la plataforma continental amplia en la costa este, restringen el paso del flujo provocando que su velocidad aumente, por continuidad, en la zona de la cuenca y que el gradiente horizontal de velocidad sea mayor en la zona central de la cuenca que en la plataforma este de la cuenca. Al mismo tiempo, en la plataforma se intensifica la mezcla por marea y modifica la estructura de densidad generando frentes y cortes horizontales de velocidad.

El corte vertical observado en la parte central de la cuenca (figura 47a) puede deberse a la presencia de la marea interna y a la fricción del fondo. Este corte puede ser importante en la formación de la frontera oeste del giro. Debido a la mezcla interna en dicha zona se espera que emerja agua fría y que la estructura de densidad adquiera forma cóncava en las capas superiores.

La figura 47 muestra que el corte durante reflujos (figura 47b, 47e, 47h) es menor que el corte durante el flujo (figura 47a, 47d, 47g), lo que ocasiona que la vorticidad negativa (anticiclónica) domine sobre la vorticidad positiva (ciclónica) en la cuenca

SPM en un ciclo de marea. Las diferencias en el corte en el flujo y reflujo, se puede deber a la disipación de la energía de la marea en la parte norte del golfo, en especial alrededor de la islas reportado por Argote *et al.* (1995), y al ajuste geostrófico que da origen al giro anticiclónico.

En la evolución del flujo (figura 47a, 47d, 47g) se observa que las isotacas adquieren una estructura casi vertical en la parte central de la cuenca, lo que significa que aumenta la velocidad en capas profundas, y por lo tanto se incrementa el corte lateral en las mismas.

La evolución en el campo promedio de temperatura (figura 47c, 47f y 47i) en el ciclo de marea (M2) correspondiente a cada día mostrado, se aprecia la deformación de las isotermas, observándose mayor concavidad a partir de la isoterma de 10 °C en el sexto día (figura 47i). Este resultado es consecuencia de la mezcla inducida por la marea.

Número de Froude. Como la estratificación es determinante en la formación y permanencia del giro, se calculó el número de Froude (Fr) como una medida del grado de mezcla. La figura 48 muestra la evolución de Fr durante el flujo y reflujo en los días 2 (figura 48a y 48b), 4 (figura 48c y 48d) y 6 (figura 48e y 48f). A pesar de que la magnitud de éste es menor a 2, Fr es mayor en las costas y en la parte central superior de la cuenca durante el segundo día; para el sexto día Fr se intensifica en zonas profundas de la cuenca. Esto sugiere que se está llevando a cabo el proceso de mezcla en la costa este y en la zona central de la cuenca. La mezcla en las costas se puede deber a la interacción del fondo con la corriente de marea. La mezcla en la parte central de la cuenca se puede deber al flujo intenso en la parte central de la cuenca. Al parecer las isolíneas del número de Froude tienden a localizarse en las fronteras del giro anticiclónico (kilómetro 40 y 70, figura 48e), siendo más evidente durante el flujo.

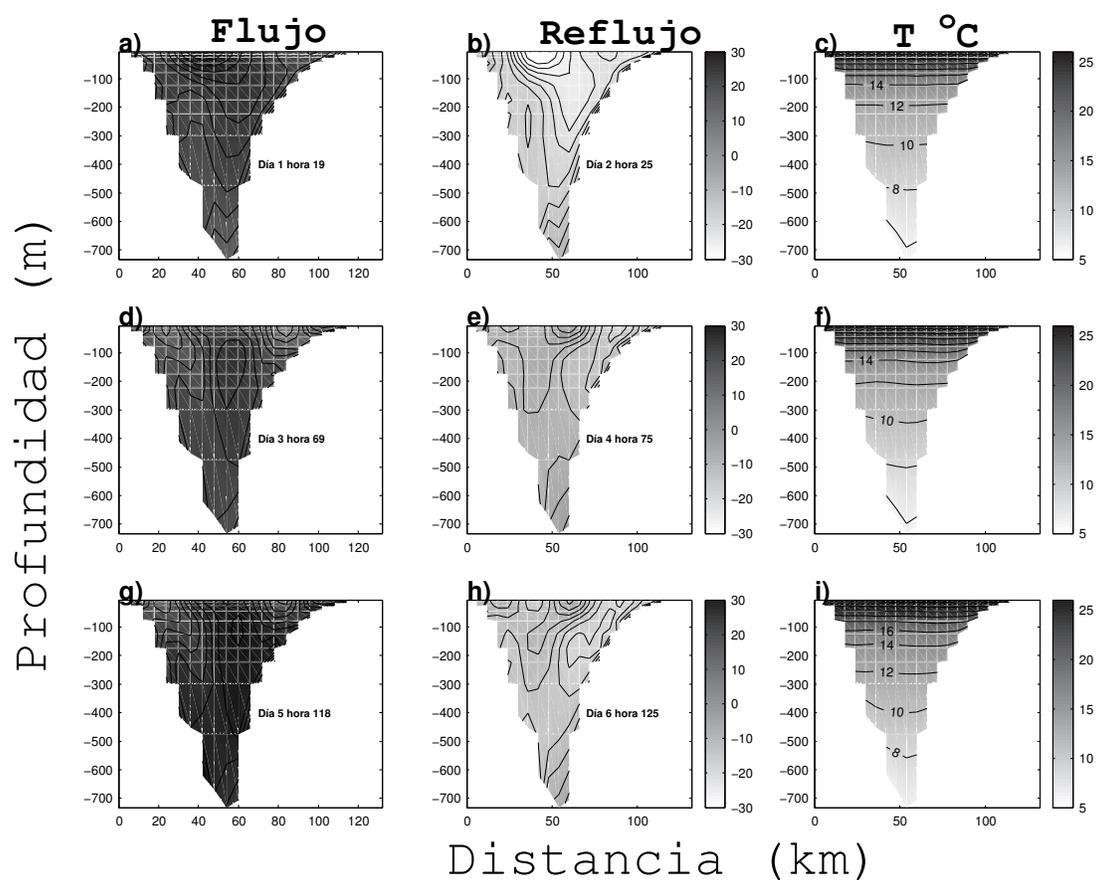


Figura 47: Evolución del campo instantáneo de velocidades inducidas por la componente M2 durante el flujo y reflujo en un ciclo de marea del segundo (a) y (b), cuarto (d) y (e) y sexto (g) y (h) días. En (c), (f) e (i) se presenta el promedio (M2) de temperatura en un ciclo de marea para los días 2, 4, 6, respectivamente.

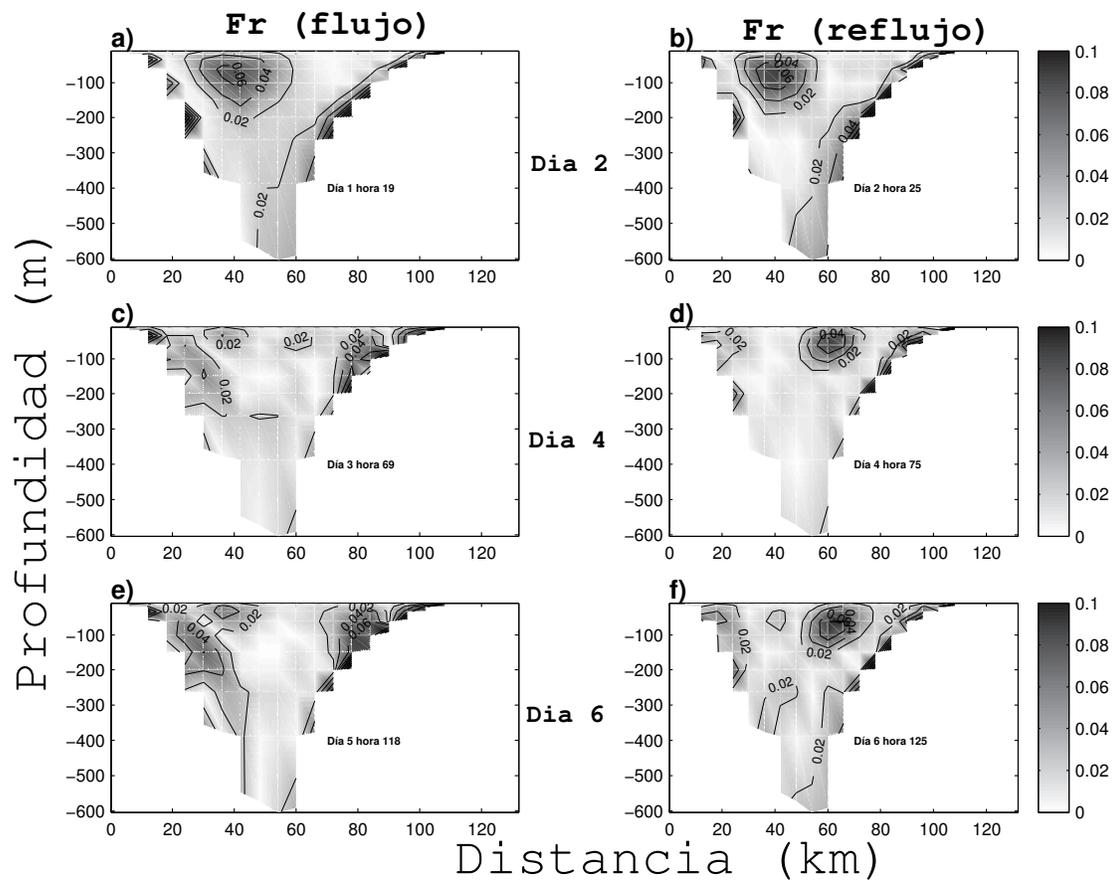


Figura 48: Evolución del Número de Froude durante flujo y reflujos para los días: 2 (a) y (b), 4 (c) y (d), 6 (e) y (f)

Anomalía de energía potencial. Una forma de medir el efecto de la mezcla vertical, es calculando el cambio en la anomalía de energía potencial (ϕ). La figura 49 muestra ϕ integrada en toda la columna de agua. Números grandes de ϕ significan que se requiere mucho trabajo para mezclar la columna de agua. Se ve en la figura 49 que en las costas se requiere mucho menor trabajo para mezclar la columna de agua que en la parte central de la cuenca. En la figura 50 se muestra una serie de tiempo (720 horas) de ϕ en un punto situado en la costa este, donde se observa como va disminuyendo ϕ , lo que revela la pérdida de energía potencial en las costas como consecuencia de la mezcla.

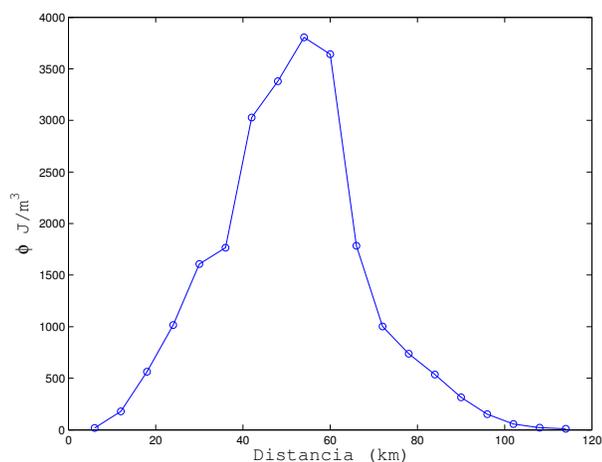


Figura 49: Anomalía de energía Potencial (J/m^3) en la cuenca San Pedro Mártir a la hora 20 de la corrida con M2 sin filtrar.

Fricción del fondo La figura 51 muestra la razón de disipación de energía por fricción del fondo integrada (Db , ecuación 1) en un periodo de marea (M2). Se calculó la fricción de fondo de dos maneras: la primera utilizando la velocidad integrada en la vertical (línea discontinua) y la segunda con la velocidad de la última capa (línea continua). La disipación de energía en la costa este de la cuenca SPM por fricción del fondo es mayor en el caso verticalmente integrado. Al considerar sólo la velocidad de la última capa en el cálculo de Db (línea continua), se encuentra que existen máximos de

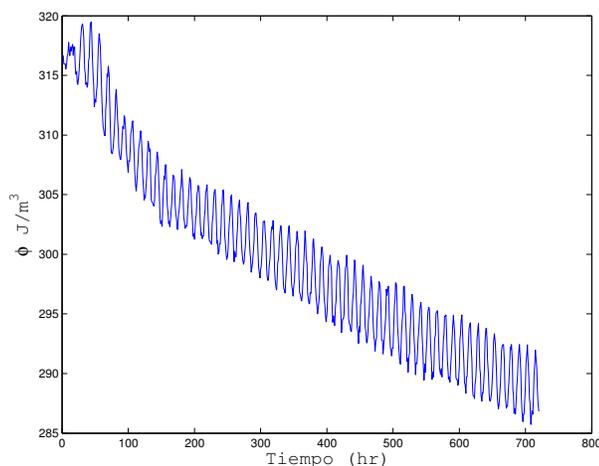


Figura 50: Serie de tiempo (720 horas) de las anomalías de energía Potencial (J/m^3) en la cuenca San Pedro Mártir en un punto cercano a la costa este (kilómetro 90) de la corrida con M2 sin filtrar.

disipación de energía por fricción del fondo en la zona profunda de la cuenca (kilómetro 40) y en la costa este (kilómetros 80-100). Estos máximos de disipación están en la frontera del giro, por lo que apuntan a que este proceso sea uno de los mecanismos principales de mezcla en la costa este de la cuenca SPM, promoviendo así la estructura de densidad (forma concava) que forma el giro geostrofico.

Modelo conceptual. Con base que la mezcla existente en la costa este y la zona central de la cuenca, así como en la asimetría de la corriente de marea y la vorticidad asociada a ésta, en la figura 52 se resumen los mecanismos que participan en la formación del giro anticiclónico de la cuenca SPM. En primer lugar se esquematiza el corte lateral observado en las velocidades instantáneas durante un ciclo de marea (figura 52a, 52b y 52c); el corte del flujo es mayor que el del reflujó y ésto da lugar a un corte residual con vorticidad negativa. Al mismo tiempo (figura 52d) se produce mezcla de la columna de agua debido a la fricción del fondo en el lado este de la cuenca (Figura 51) y mezcla interna del lado oeste (Figura 48). Ambos procesos, mezcla y

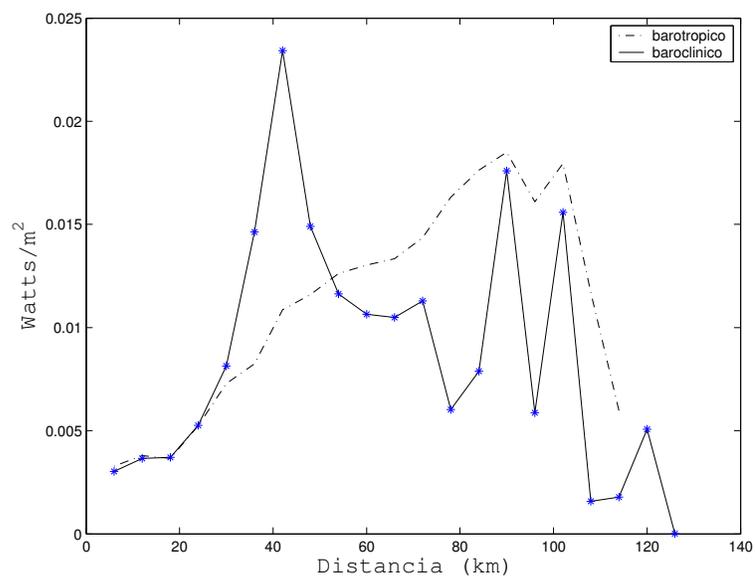


Figura 51: Razón de disipación de energía ($Watts/m^2$) debida al fondo en la cuenca San Pedro Mártir, calculada con la velocidad de la última capa del modelo (línea continua) y con la velocidad verticalmente integrada (línea discontinua).

corte de velocidad, contribuyen a establecer la estructura termohalina que promueve la formación del giro anticiclónico geostrófico.

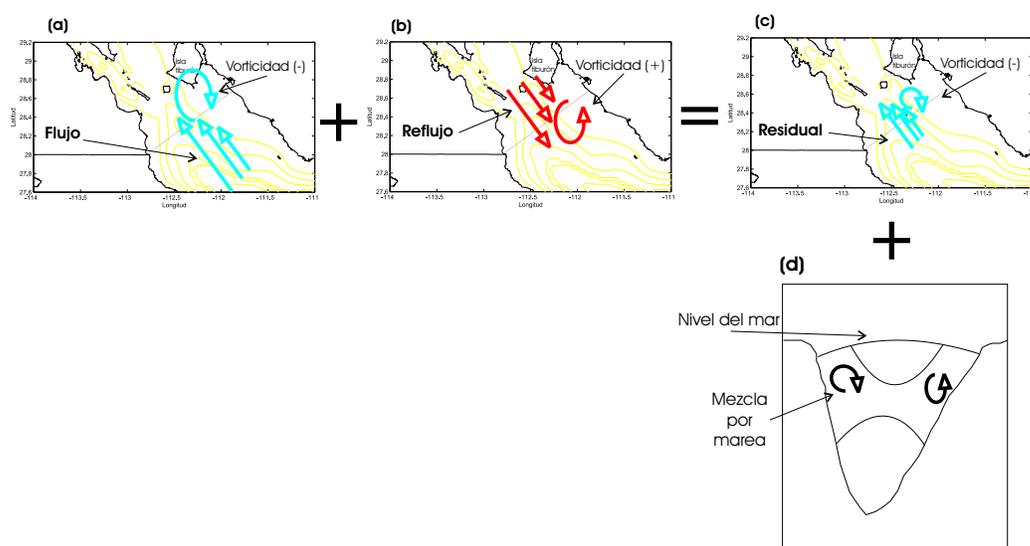


Figura 52: Diagrama mostrando el papel del corte de velocidad y la mezcla por marea en la producción del giro anticiclónico. Los incisos a, b y c representan el corte en un ciclo de marea produciendo vorticidad anticiclónica neta; (d) al mismo tiempo la mezcla por marea modifica el campo de densidad induciendo la generación del giro anticiclónico.

IV. Conclusiones

En los cálculos geostroficados y las secciones verticales de S , T y ρ de los cruceros, se encontraron evidencias de la presencia del giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir, y que tal giro abarca la mayor parte de la columna de agua. La presencia del giro es más evidente cuando se tiene mayor resolución de los datos. Entonces la resolución de los datos es importante para la identificación del giro; por lo que se sugiere una serie de campañas oceanográfica en la zona y/o estudios de imágenes de satélite de alta resolución de temperatura superficial del mar y clorofilas, para corroborar los resultados obtenidos.

Con las salidas del modelo utilizado para el golfo se encontró que para la formación del giro es necesario el forzamiento de marea en un ambiente estratificado.

Un mecanismo importante para la formación del giro es la mezcla inducida por la marea que puede ser: la mezcla interna y la mezcla por fricción del fondo. Este último es el proceso dominante en la formación de la frontera este del giro, mientras que la frontera oeste es generada por la mezcla interna alimentada por el corte vertical existente.

Otro factor que interviene en la generación del giro es la vorticidad anticiclónica residual generada por el corte lateral en la frontera este del giro, durante el flujo y el refluo. La vorticidad anticiclónica residual es debida a que el corte es mayor durante el flujo; esto puede deberse a la disipación de energía en la zona de las islas y a que la mezcla por marea ya esté formando el giro anticiclónico en la cuenca SPM. Este último factor, también se produce en un océano homogéneo, pero en mucho menor que el estratificado.

Referencias

- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín y J.R. Hunter: 1995. "Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California". *J. Geo. Res.*, 100(C8): 16103-16118.
- Figueroa, J.M., S.G. Marinone y M.F. Lavín: 2003. "A description of geostrophic gyres in the southern Gulf of California". En: Velasco Fuentes, O.U., J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds) *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics.*, Kluwer Acad. Pub., 237-255 p.
- Fomin, L.M.: 1984. "Calculation of the absolute velocity of currents in the ocean by the dynamic method, Based on the principle of minimum of kinetic energy". *Oceanology.*, 24: 33-39.
- Garrett, C.J.R., J.R. Keeley y D.A. Greenberg: 1978. "Tidal mixing versus thermal stratification in the Bay of Fundy and Gulf of Maine". *Atmos. Ocean.*, 16(4): 403-423.
- Hidekata, T., A., Kaneda y H. Anami: 1997. "Tidal Fronts induced by horizontal contrast of vertical mixing efficiency". *J. Oceanogr.*, 53: 563-570.
- Hill, A. E.: 1993. "Seasonal gyres in shelf seas". *Ann. Geophysicae.*, 11: 1130-1137.
- Kundu, P. K.: "Fluid Mechanics". *Academic Press, Inc.*, 538 pp.
- Lavín, M.F., R. Durazo, E. Palacios, M.L. Argote y L. Carrillo: 1997. "Lagrangian observations of the circulation in the northern Gulf of California". *J. Phys. Ocean.*, 27: 2298-2305.
- Lavín, M.F. y S.G. Marinone: 2003. "An overview of the physical oceanography of the Gulf of California". En: Velasco Fuentes, O.U., J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds)

- Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics.*, Kluwer Acad. Pub., 173-204 p.
- LeBlond, P. H. y L. A. Mysak: 1978. "Waves in the Ocean", *Elsevier Oceanographic Series*.
- Loder, J.W.: 1980. "Topographic rectification of tidal currents on the sides of Georges Banks". *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 1399-1416.
- Loder, J.W. and D.G. Wright: 1985. "Tidal rectification and frontal circulations on sides of Georges Bank". *J. Mar. Res.*, 43:581-604.
- Marinone, S.G. y P.Ripa: 1988. "Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California". *Con. Shelf Res.*, 8(2): 159-166.
- Marinone, S.G.: 2003. "A three dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California". *J. Geophys. Res.*, 108(c10), 3325.
- Marinone, S.G. y M.F. Lavín: 2003. "Residual flow and mixing in the large islands region of the central Gulf of California". En: Velasco Fuentes, O.U., J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds) *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics.*, Kluwer Acad. Pub., 213-236 p.
- Naimie, C.E., J.W. Loder y D.R. Lynch: "Seasonal variation of the three-dimensional residual circulation on Georges Bank". *J. Geo. Res.*, 99: 15967-15989.
- Navarro-Olache, L.F., M.F. Lavín, L.G. Alvarez Sánchez, A. Zirino: 2004. "Internal structure of SST features in the central Gulf of California". *Deep Sea Res. II.*, 51:673-687.
- Pond, S. y G. Pickard: 1983. "Introductory dynamical oceanography". *Pergamon Press.*, 241 pp.

Simpson, J.H.: 1981. "The Shelf-sea fronts: implications of their existence and behaviour". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 302: 531-546.

Simpson, J.H., A.J. Souza y M.F. Lavín: 1994. " Tidal mixing in the Gulf of California". En: Beven, K.J., P.C. Chatwin and J.H. Millbank (eds) *Mixing and transport in the Environment.*, Jhon Wiley and Sons. Pub., 169-182 p.