

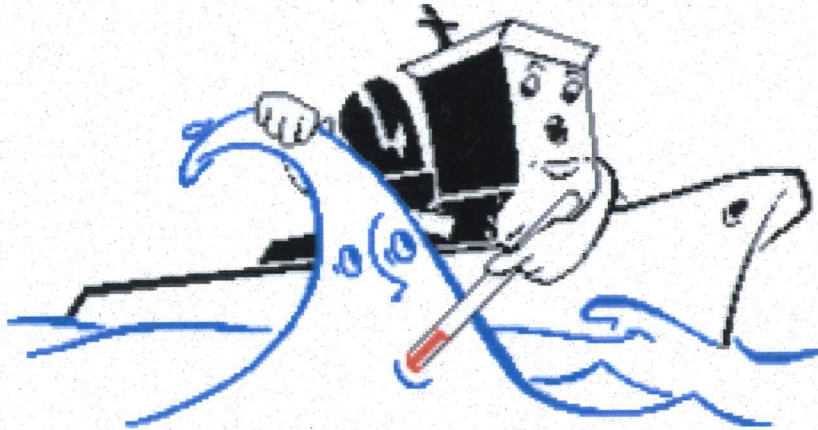
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**CIRCULACIÓN SUPERFICIAL CONSIDERANDO  
GEOSTROFÍA Y LA DERIVA DE EKMAN, ENTRE  
ENSENADA, B. C. Y SAN CARLOS, B. C. S.,  
DURANTE 1999.**



**T E S I S**

que para obtener el título de:

**O C E A N Ó L O G O**

presenta:

**Julio César Figueroa González**

**Ensenada, B. C., México**

**Julio del 2002**

**CIRCULACIÓN SUPERFICIAL CONSIDERANDO GEOSTROFÍA Y  
LA DERIVA DE EKMAN, ENTRE ENSENADA, B. C. Y SAN  
CARLOS, B. C. S., DURANTE 1999.**

TESIS

que para obtener el título de

OCEANÓLOGO

presenta:

**Julio César Figueroa González**

Aprobado por:



---

**Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas**  
Director de Tesis



---

**Dr. Rubén Castro Valdez**  
Sinodal



---

**Dr. Reginaldo Durazo Arvizu**  
Sinodal

## RESUMEN

El principal forzante de la circulación en la superficie oceánica es la atmósfera, la cual transmite cantidad de movimiento y eventualmente vorticidad a la superficie oceánica, a través de los vientos. Los vientos inducen en el mar una capa delgada donde la fricción es importante llamada capa de Ekman. Dentro de la capa de Ekman existe un patrón de circulación superficial de corta escala espacial distinto al campo geostrófico. El presente trabajo analiza la circulación resultante entre la suma de la deriva de Ekman y del campo geostrófico (0/500 db) durante 1999 en el sur del Sistema de la Corriente de California (24°N a 30°N). Aunado al objetivo, también se analizan algunos efectos del campo de viento sobre la superficie oceánica (componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento, deriva de Ekman, capa de Ekman y Bombeo de Ekman) con el fin de buscar alguna relación entre los fenómenos locales (surgencias) con los de mesoescala (campo de viento), para lo cual se utiliza la temperatura superficial del mar como trazadora. La circulación superficial (0/500 db) se calculó a partir de la altura dinámica con base en la función corriente. Los cálculos a partir del campo de viento se realizaron con base en el método de Madsen (1977). Se encontró una consistencia de la circulación superficial (0/500 db) obtenida en este trabajo con lo reportado por la literatura. Los resultados de los cruceros muestran en el invierno una corriente en forma de meandro ( $12 \text{ cm s}^{-1}$ ) que fluye hacia la costa, generado por dos giros. En la primavera se observa el desarrollo de la contracorriente de California en forma de un giro ciclónico ( $10 \text{ cm s}^{-1}$ ) en las inmediaciones de San Quintín. Se observa en el verano la influencia del giro Central de California frente a Ensenada. En el otoño se manifiestan las menores velocidades de la circulación superficial (0/500 db), por lo que se desarrollan diversos giros. La capa de Ekman se desarrolló hasta un máximo de 55 metros en primavera, justamente en la zona donde se desarrolla un giro anticiclónico. La deriva de Ekman fue menor al 4% de la velocidad del viento determinado a 10 metros sobre la superficie marina, la cual modifica el patrón de circulación geostrófico superficial para generar un flujo tipo Sverdrup. El flujo resultante mostró, en forma general y dentro de la capa de Ekman, que el campo de viento modifica la circulación superficial, debido a que se intensificaron las corrientes que fluyen con dirección sur y se debilitaron las corrientes con dirección norte. Aunado a lo anterior se observó concordancia entre las zonas de posibles surgencias y la temperatura superficial del mar.

## Dedicatoria

A mis **PADRES:** Julian y Concepción,  
por darme la vida y lo básico, amor, cariño y mi educación...

A mis **HERMANITOS:** Perla, Esteban y David,  
por existir y compartir su cariño, gracias hermanitos...

A los trabajadores de mi México, que con su sudor contribuyen a mi educación...



## Agradecimientos

Primero que nada quiero agradecer a mis padres, Julián y Concepción, por esa idea morbosa que tuvieron hace 25 años. Gracias por todo su amor, respeto y confianza.

A mis hermanitos, David, Esteban y Perla por vivir y ser como son...!

A Zapata por darle tierra a los campesinos, que como yo, hemos comido de lo que nos dejó la lucha armada.

A todas aquellas personas que pagan impuestos, por que gracias a ellos he seguido estudiando.

Esta tesis es el producto de más de 4 años de carrera, por lo que agradezco a tantas personas que aunque he olvidado sus nombres, las llevo presentes. Algunas solo las conocí unos minutos, en el micro mientras me transportaba, siempre te sacaban o sacabas plástica y te dejaban algo de ellos.

¿Se preguntaran y este tipo cuando llego aquí, como le hizo?.

Mi historia en Ensenada comienza cuando llego a la casa de la familia Cid Maldonado, quienes me hicieron parte de su clan siendo un completo extraño. Gracias por darme esos 6 meses... Quizás si ellos no me hubiesen tendido su mano, hubiera tronado desde el principio, GRACIAS!!!.

Y entre tantas cosas: la escuela, la casa, la familia, la falta de dinero, te dan ganas de jugar el juego del amor (KIST. Y. O).

A la tropa: Israel (*Popoca*), Enrique (*Kiquillo*), Daniel (*Dany boy*), Edgar (*ardilla voladora*), Juanito, Alex (*Picos*), Raúl (*Rulo*), Karel, Ángel, Héctor (*Pollo*), Giacomo, y Mauricio (*German*) por ser Ustedes..., después de todo les aprendí mucho. Bola de..., espero que ya se titulen los que faltan.

Al *German* por saber escuchar cuando todos están ocupados, gracias!.

A Pancho Aranda por ayudarnos a aterrizar lo oceanólogo y por darnos ánimos cuando alguien nos llenaba de piedritas. Sobre todo por patrocinarnos el *cliptol!*. Si no fuera por lo que haces no hubiese conocido a mi prima!. Gracias por invitarme a tumbar cerros y alimentarme durante 15 días. A nombre de los otros, prometemos no volvernos a comer *los frijoles de mi charrol!*.

A Ledezma por enseñarme a no ser tan confiado y que no por que las cosas sean sencillas tengan menos importancia. Después de todo, el trabajo de campo es más que una muestra y unos metros a la redonda.

A Manuel Moreno por demostrarme que por más abstractas que sean muchas cosas, no tengo que demostrarlas, alguien ya se preocupo por ello.

Al Museo de Ciencias, por que han de saber que antes de saber que estaba inscrito en la carrera ya estaba liberando mi servicio social en el museo. Gracias por brindarme la mano.

A Angélica y su familia, por querernos sin conocernos.

Doña Julia, gracias por las rentas! perdonadas, que le pagamos a Jorge y que nunca nos las volvió a cobrar. ¡Espero que no la suba!.

Ha y no podía faltar agradecerle a la tropa del pedal, Laura, Adán, Francisco, Fernanda, etc..., por la adrenalina y el sudor de esas vueltas a San Antonio, Rosarito y cada paraje que se nos ocurría. ¡Perdón por decir que iba y no llegaba!.

A la familia Larios-Ruiz, Sergio, Alma, Checo, Celia y Luisa; por darme hospedaje y rescatarme cada vez que llegaba deshidratado a San Antonio. Por cierto Alma, ¡gracias por mandarle de comer a este niño dios!. Gracias por su amor!.

Gracias al Chato, por que sin el no hubiese conocido a Mascarenhas.

A Mascareñas por permitirme darle cada disgusto, *¡Me da cada disgusto profesor!*, por reducir mi ignorancia, *¡patea muy fuerte!*. Gracias por la paciencia y enseñarme un poco de lo que ha vivido y por lo que pase de aquí hasta que firme, *jejeje!*.

A Toño (El Chilango Almazán) por llorar con migo cuando perdimos nuestros amores.



A las mujeres que me dejaron su olor y compartieron conmigo su forma de ser, sus sonrisas, caricias, risas, enojos y momentos, toda su personalidad... fue lindo mientras duro!!!.

Me falta Rubén y Reginaldo, gracias por su amistad y sobre todo por ayudarme a aterrizar la tesis.

Ash, me faltaba y no menos importante, gracias a la tropa de la maestría de la FCM 2001-2003, Vero, Tania, Nancy, Alejandrina, Memo, Ana, Jushiro y Carolina, por cruzarse en mi camino.

¡Gracias a todos los ellos y ellas que brindaron conmigo, de los cuales se me olvidaron los nombres!

GRACIAS al proyecto Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (*IMECOCAL*) por la beca otorgada para la realización de la tesis, bajo el proyecto: **Respuesta del plancton al forzamiento físico de mesoescala en el ecosistema pelágico de la zona sur de la Corriente de California**, con referencia **G35326-T**, siendo responsable el Dr. Gilberto Gaxiola Castro.

Y no menos importante, GRACIAS a Ti, por hacer que perdure este trabajo, gracias por leerlo ♥♥♥

**SHARKOLOGOS** por SIEMPRE!!!!!!!.

**Circulación superficial considerando geostrofia y la deriva de Ekman, entre  
Ensenada, B. C. y San Carlos, B. C. S., durante 1999.**

**CONTENIDO**

	pag
<b>I.- INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.i. Área de estudio.....	4
I.ii. Antecedentes.....	6
I.iii. Objetivo.....	9
<b>II.- METODOLOGÍA.....</b>	<b>10</b>
II.i. Datos hidrográficos.....	10
II.i.i. Dinámica geostrofica.....	11
II.i.ii. Número crítico de Richardson.....	13
II.ii. Datos satelitales.....	14
II.ii.i. Datos del campo de Viento.....	14
II.ii.i.i. Método de Madsen.....	15
II.ii.ii. Temperatura superficial del mar (TSM).....	17
<b>III.- RESULTADOS.....</b>	<b>19</b>
III.i. Dinámica geostrofica superficial.....	19
III.ii. Campo de viento.....	25
III.ii.i. Componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento	28
III.iii. Deriva de Ekman.....	31
III.iv. Capa de Ekman y el número de Richardson.....	33
III.v. Bombeo en la base de la capa de Ekman y temperatura	37
superficial del mar (TSM).....	
III.vi. Flujo tipo Sverdrup.....	42
III.vii. Errores asociados.....	48
<b>IV.- DISCUSIONES.....</b>	<b>49</b>
<b>V.- CONCLUSIONES.....</b>	<b>56</b>
<b>VI.- LITERATURA CITADA.....</b>	<b>58</b>

## LISTA DE FIGURAS

	Pag.
<b>Figura 1. Localización de las estaciones de muestreo de la red IMECOCAL.</b> La red de estaciones (•) presenta el patrón de muestreo de CalCOFI. Se muestra la batimetría y la isobata de 500 m. La batimetría se determinó a partir de los datos de Smith <i>et al.</i> (1997). Se utiliza la proyección Mercator.	5
<b>Figura 2. Temperatura superficial del mar (TSM) y temperatura de superficie.</b> A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los colores representan la TSM (°C) y están ajustados a los valores mínimo (12.74°C) y máximo (26.94°C) encontrados durante los cuatro cruces. Los contornos representan la temperatura (°C) de superficie (5 m) determinada a través del CTD.	18
<b>Figura 3. Altura dinámica de superficie referente a 500 db.</b> A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Las unidades de la altura dinámica son metros dinámicos o en unidades de trabajo $J\ kg^{-1}$ , 1 metro dinámico = $10\ J\ kg^{-1}$ .	23
<b>Figura 4. Función corriente y campo geostrófico.</b> A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. La función corriente (contornos) se expresa como volumen por unidad de longitud ( $\times 10^4\ m^2\ s^{-1}$ ) y el campo geostrófico (flechas) se expresa en $m\ s^{-1}$ .	24
<b>Figura 5. Campo medio del viento.</b> A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. La dirección media fue calculada a partir de los datos del dispersómetro "AMI", correspondientes a la semana en la que se realizaron los lances de CTD. Tres archivos fueron promediados para enero, abril y agosto, en tanto que en octubre se usaron 4. El viento está referido a 10 m sobre el nivel del mar en m/s (vectores y contornos).	27

- Figura 6. Componente vertical del rotacional medio del viento.** A) 30  
 Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D)  
 Crucero de octubre. Las unidades son  $\times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ . El valor  
 negativo implica una vorticidad a favor de las manecillas del reloj,  
 en tanto que un valor positivo es un giro contrario a las manecillas  
 del reloj. Esto representa respectivamente, un giro anticiclónico  
 (negativo) y un giro ciclónico (positivo) en el hemisferio Norte.
- Figura 7. Deriva de Ekman.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) 32  
 Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los vectores son  
 magnitudes de la corriente en m/s, en tanto que los contornos  
 representan la corriente en cm/s.
- Figura 8. Capa de Ekman.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) 34  
 Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los contornos  
 representan profundidad en metros.
- Figura 9. Numero de Richardson  $\leq \frac{1}{4}$ .** A) Crucero de enero, B) Crucero de 36  
 abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los contornos  
 representan las profundidades (m) a las cuales  $Ri \leq \frac{1}{4}$ , en los  
 primeros 100 metros de profundidad del océano.
- Figura 10. Bombeo de Ekman y temperatura superficial del mar.** A) 41  
 Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D)  
 Crucero de octubre. Los colores están ajustados al mínimo  
 ( $12.74^{\circ}\text{C}$ ) y máximo ( $26.94^{\circ}\text{C}$ ) valor de temperatura encontrados  
 durante los cuatro cruceros.
- Figura 11. Flujo tipo Sverdrup.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) 45  
 Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. El flujo es la suma  
 vectorial del campo geostrófico y el de la deriva de Ekman. Los  
 vectores indican la dirección y magnitud en m/s.
- Figura 12. Anomalías del flujo tipo Sverdrup.** A) Crucero de enero, B) 47  
 Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre.  
 Las unidades son m/s. Las anomalías se calcularon en base al  
 flujo tipo Sverdrup medio para 1999 y a los flujos tipo Sverdrup de  
 cada crucero analizado.

## LISTA DE TABLAS

	Pag.
<b>Tabla I. Campañas oceanográficas de IMECOCAL durante 1999.</b> Los cruceros se realizados a bordo del B. O. Francisco de Ulloa, excepto el crucero 9908 que se realizó en el B. O. El Puma. *corresponde al número de estaciones consideradas en el calculo de la altura dinámica (0/500 db). SIS: Semanas de Información Satelital consideradas en los promedios.	10

## **Circulación superficial considerando geostrofia y la deriva de Ekman, entre Ensenada, B. C. y San Carlos, B. C. S., durante 1999.**

### **I. INTRODUCCIÓN.**

La fricción producida por el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano es el mecanismo principal por medio del cual el océano adquiere energía cinética y momentum necesario para mover y mezclar las aguas superficiales. Como resultado, el patrón de corrientes sobre la superficie del océano es controlado por el patrón de vientos, el cual, a su vez es controlado por la distribución de la presión atmosférica sobre la superficie oceánica.

El Sistema de la Corriente de California (SCC) es un sistema dinámico producto del gran giro anticiclónico de larga escala del hemisferio norte (Hickey, 1979; Halliwell *et al.* 1983). Los vientos que influyen esta área son producto de la alta presión existente en el Pacífico Norte y la baja presión sobre Norte América (Pond y Pickard, 1978). La intensidad de la Corriente de California (CC) esta controlada por la magnitud y dirección de los vientos del oeste (Wyllie, 1966; Chelton, 1982). Así mismo el forzamiento por viento, las irregularidades costeras y las inestabilidades por corte de velocidad son características en la generación y mantenimiento de meandros, giros y filamentos en el SCC (Batten, 1997).

La climatología del esfuerzo del viento en la CC (Nelson, 1977; Reeves *et al.* 1983) muestra que su componente principal es paralela a la costa, con dirección sur a partir de 40 °N. Nelson (1977) reporta que el esfuerzo máximo del viento se encuentra entre 200 y 300 km fuera de la costa y ocurre de abril a junio. El campo del rotacional del esfuerzo del viento (Nelson, 1977) es positivo cerca de la costa y negativo en mar abierto, lo cual favorece el transporte de Ekman.

Una de las respuestas de la superficie del océano al forzamiento atmosférico es la deriva de Ekman (Pond y Pickard, 1978), la cual consiste en una corriente que fluye a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte y que se manifiesta hasta cierta profundidad llamada capa de Ekman. Una alternativa para determinar la deriva de Ekman fue desarrollada por Madsen (1977). Dicho método considera, a diferencia del método clásico de Ekman, que la viscosidad dinámica incrementa con la profundidad, así como un viento no homogéneo. Otra de las respuestas es el bombeo en la base de la capa de Ekman, el cual consiste en movimientos de agua vertical, que indican posibles afloramientos o subsidencias del agua en la base de la capa de Ekman (Cushman-Roisin, 1994).

El movimiento de la superficie del océano, dentro de la capa de Ekman, experimenta una influencia tanto de la corriente geostrófica, como de la deriva de Ekman. La corriente geostrófica se genera como resultado del balance entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Sin embargo, durante los acomodados del campo de presión, el campo de viento es variable en espacio y por ende la deriva de Ekman y su influencia sobre la circulación superficial. Se debe de tener en mente que geostrofia y Ekman son dos dinámicas distintas.

Los estudios de circulación superficial del océano se han basado en un flujo medio determinado por el campo de densidad, como es el caso de las cartas de altura dinámica realizadas por Wyllie (1966). Este tipo de estudios no considera la variación en la corriente superficial generada por el esfuerzo del viento, ni el efecto de convergencia o divergencia en la superficie por efecto de la no-uniformidad espacial del campo de viento. La relación de Sverdrup considera las variables antes mencionadas, sin embargo, es válida para flujos de larga escala.

Motivados por estudiar la influencia del viento en la circulación superficial dentro de la capa de Ekman, con datos hidrográficos y el viento determinado a través de satélite, se pudo establecer un patrón de circulación considerando un flujo medio basado en geostrofia y en la variación de la corriente superficial generada por el esfuerzo del viento de acuerdo a la metodología de Madsen (1977).

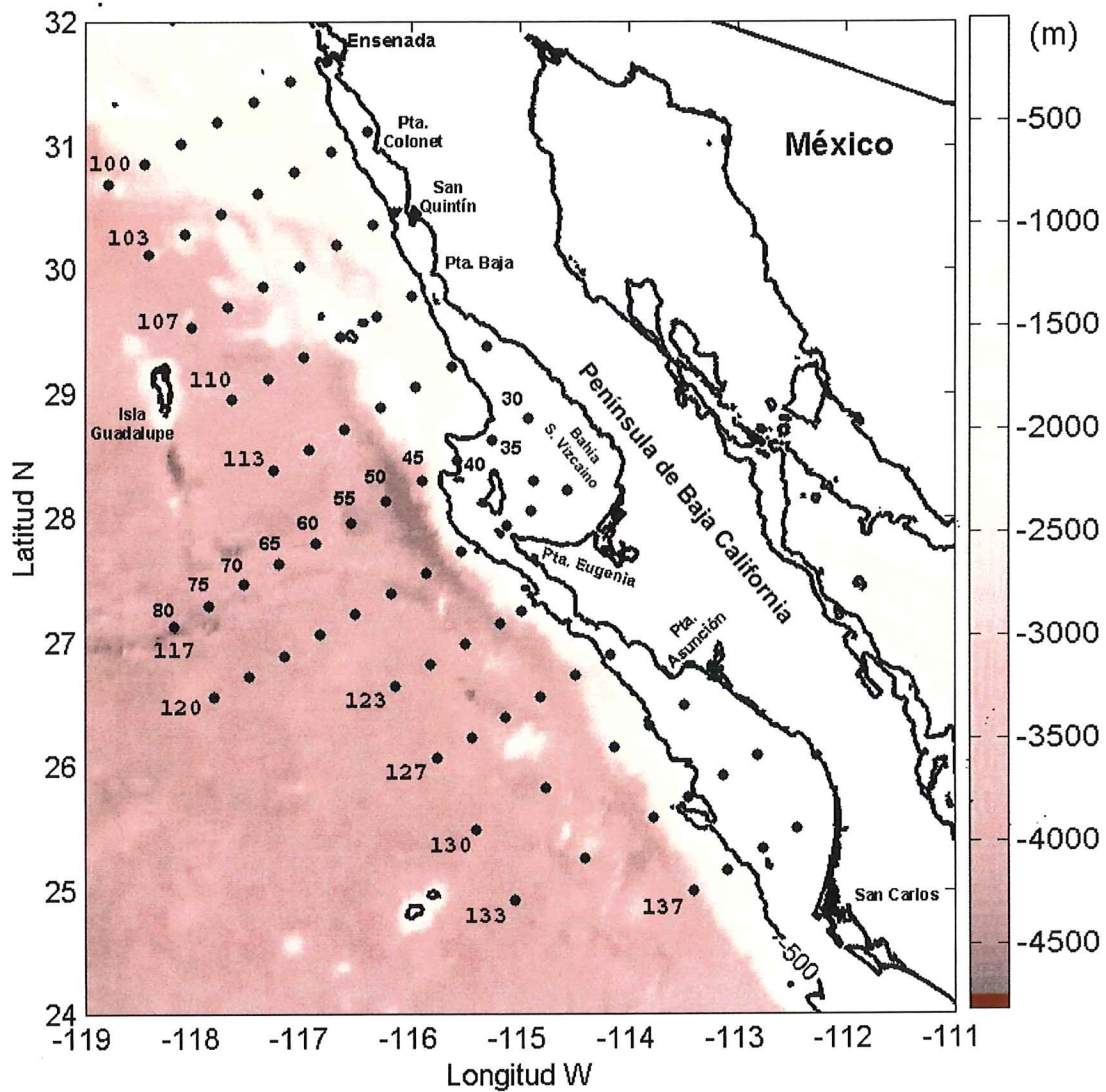
Dicho flujo se llamará de aquí en adelante *flujo tipo Sverdrup* por ser la suma del campo geostrofico y el de la deriva de Ekman. El flujo tipo Sverdrup podría ser de ayuda para poder estudiar fenómenos superficiales de mesoescala, como lo son corrientes, surgencias, remolinos y meandros; con lo que se pueden establecer estudios más certeros en temas como transporte de larvas, huevos, plancton, sal y calor, que son de importancia en el sur del SCC, no sólo por ser investigación básica, sino por la presencia de surgencias que traen consigo una alta abundancia de zooplancton (Chelton, 1982; Schwing *et al.* 2000).

Se presenta a continuación una breve descripción del área de estudio, antecedentes y objetivos de este trabajo. El capítulo II presenta la metodología, haciendo referencia a los datos colectados y los análisis aplicados. Los resultados se presentan en el capítulo III, que incluye la dinámica geostrofica, el campo de viento y sus efectos sobre la superficie oceánica y la suma del campo geostrofico y la deriva de Ekman. El capítulo IV presenta las discusiones y por último se presentan las conclusiones en el capítulo V.

## **I.i. Área de estudio.**

La región oceánica del sur del SCC se ha estudiado en forma continua desde octubre de 1997, bajo la dirección del proyecto Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). Dicho proyecto estudia la región oceánica frente a la Península de Baja California entre Ensenada Baja California ( $\approx 32^\circ\text{N}$ ) y San Carlos Baja California Sur ( $\approx 25^\circ\text{N}$ ) (figura 1). El programa IMECOCAL comprende 89 estaciones de muestreo para cada crucero de 1999, distribuidas en once transectos. La red de muestreo IMECOCAL presenta el patrón de muestreo del sistema CalCOFI, esto es, el espaciamiento entre estaciones es de 37 km y entre transectos de 74 km; la nomenclatura es la siguiente, por ejemplo, la estación 100.30 (frente a Ensenada), se encuentra en la línea 100 y la estación 30 del sistema de muestreo CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries).

La plataforma tiene un ancho medio de 20 km, se estrecha frente a las puntas como Punta Eugenia. En general la zona es más somera en la parte norte ( $\approx 1500$  m) y la mayor profundidad ( $\approx 4700$  m) se encuentra entre las estaciones 117.45 y 117.50.



**Figura 1. – Localización de las estaciones de muestreo de la red IMECOAL.** La red de estaciones (•) presenta el patrón de muestreo de CalCOFI. Se muestra la batimetría y la isobata de 500 m. La batimetría se determinó a partir de los datos de Smith y Sandwell (1997). Se utiliza la proyección Mercator.

## I.ii. Antecedentes.

El SCC es un sistema de corrientes de frontera este, localizado frente a California entre 800 km afuera de la costa y a unos 150 km cerca de la costa (Lynn y Simpson, 1987). Las primeras investigaciones sobre el SCC fueron realizadas por Sverdrup y Fleming en 1941. Ellos caracterizaron las masas de agua frente a la costa sur de California, usando temperatura, salinidad y oxígeno como trazadores. Encontraron que la dirección del flujo superficial es hacia el sureste, con velocidades que van de 5 a 35 cm/s, siendo el promedio 17.5 cm/s. Sin embargo, a los 200 m de profundidad existe una contracorriente costera con dirección norte durante otoño e invierno, con velocidades del orden de 6 cm/s.

El trabajo de Sverdrup y Fleming (1941) mostró que por debajo de los 500 m, las corrientes geostróficas son tan débiles que el flujo puede ser representado en cartas de topografía dinámica relativas de la superficie hasta 500 db.

Estudios del campo geostrófico (Wyllie, 1966; Chelton, 1984) mostraron una tendencia de la CC de acercarse a la costa durante los meses de abril y mayo, es entonces cuando se elimina la Contracorriente Costera (CcC) y en algunas ocasiones la Corriente Subsuperficial (CSs), en estas mismas fechas la CC se acerca a la costa de Baja California (Punta Baja). Al final del verano y otoño, la CC es menos intensa, justamente cuando la CcC se intensifica.

Los primeros estudios de giros en la CC con imágenes satelitales fueron realizados por Bernstein *et al.* (1977). Estudiaron la estructura de los giros y meandros de mesoescala (100 a 300 km) en el flujo de larga escala de la CC. Estos estudios fueron precedidos por Burkov y Pavlova (1980), quien describe el campo de giros de la CC. Se encontró que la actividad de giros decrece al final del invierno. Además de esto, existe una mayor ocurrencia de giros ciclónicos que de anticiclónicos.

La climatología del SCC fue realizada por Lynn y Simpson (1987), mediante un análisis armónico. La climatología del SCC reporta que el flujo superficial en promedio es menor a 25 cm/s. Así mismo, la contracorriente costera se localiza normalmente a unos 200 m de profundidad, sin embargo, en el otoño es poco distinguible de la contracorriente subsuperficial debido a que esta última se torna somera ( $\leq 50$  m).

Los primeros estudios de la circulación entre Tijuana y San Quintín, fueron realizados por Larios-Castillo (1997). Él realizó estudios de circulación costera para octubre de 1995 y junio de 1996. Encontró que la Corriente de California (CC) se caracteriza por un núcleo de agua fría ( $13.2$  °C) y de baja salinidad (33.3) entre 40 y 70 db a 50 km de la costa, alejándose 80 Km frente a San Quintín.

Chereskin y Trunnell (1996) compararon observaciones hidrográficas con ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). El flujo obtenido por el ADCP es del orden de 35 cm/s, 50% más que el geostrófico. La incertidumbre de la corriente superficial medida con ADCP fue de 4 cm/s.

En cuanto a los efectos del campo de viento sobre el SCC, destacan diversos trabajos. Nelson (1977) determina el esfuerzo del viento medio mensual en base a 122 años de datos; se encontró que la componente principal del esfuerzo del viento es paralela a la costa y esta dirigida hacia el sur a partir de los  $40^{\circ}$ N. Dicho autor reporta que el esfuerzo máximo del viento se encuentra entre 200 y 300 Km fuera de la costa y ocurre de abril a junio en la CC. Chelton (1982) analizó la respuesta del océano al forzamiento del viento mediante funciones empíricas ortogonales. Las surgencias se determinaron a través del rotacional del esfuerzo del viento y encontró que son directamente responsables de los máximos de la abundancia de zooplancton. Davis (1985), realizó estudios con boyas de deriva y reporta que la deriva de Ekman es menor a 50 cm/s.

La componente principal del esfuerzo del viento tiene dirección sur (Reeves *et al.* 1983) durante el período de primavera a otoño, en tanto que en el invierno esta componente se debilita y en ocasiones se llega a invertir, como en el caso de la región oceánica ( $118^{\circ}$ W) en Baja California Sur.

Schwing *et al.* (2000) realizó estudios de surgencias costeras. Encontró que las anomalías del nivel del mar en la costa durante 1999 fueron las más bajas ( $\approx 5$  cm) en los últimos 65 años. La temperatura superficial del mar fue  $3$  °C más fría durante la primavera de 1999, con respecto a la media.

Bograd *et al.* (2000) describe las observaciones hidrográficas realizadas en el SCC durante 1999. Encuentra que las condiciones atmosféricas para 1999 en el SCC muestran el desarrollo de un estado de La Niña (Hayward *et al.* 1999; Bograd *et al.* 2000), en el invierno de 1998-1999 se observa un desplazamiento del centro de alta presión del Pacífico, a través de las anomalías de presión atmosférica sobre el nivel del mar (SLP), hacia la costa de Norteamérica. Lo anterior se manifiesta como una intensificación de los vientos del Oeste sobre el SCC, lo que ocasiona que las surgencias de 1999 sean de las más intensas.

Las observaciones hidrográficas más recientes en el sur del SCC se realizan desde octubre de 1997 por el programa IMECOCAL con el objeto de monitorear el sur del SCC comprendiendo la dinámica física del sistema (García *et al.* 1997).

La idea de utilizar datos hidrográficos en conjunto con datos de satélite no es novedosa. Gallaudet y Simpson (1994), compararon datos de CalCOFI con imágenes infrarrojas determinados con sensores remotos. Ellos concluyeron que en el estudio de procesos superficiales y subsuperficiales existe una buena correlación de las series de tiempo.

Las imágenes infrarrojas de temperatura superficial del mar (TSM) y del esfuerzo del viento son una herramienta vital para el problema de estudio, puesto que el campo de viento es una fuerza generadora de las corrientes superficiales y el campo de temperatura es un trazador de procesos, como meandros, surgencias y remolinos.

La idea de que la deriva de Ekman es mayor conforme el viento es más intenso sugiere el periodo de estudio del año de 1999, justamente cuando se desarrolló un fenómeno de La Niña (Durazo y Baumgartner, 2002), a la cual se asocian campos de viento más intensos de lo normal y por ende la deriva de Ekman es mayor.

El análisis de los trabajos anteriores sugiere el estudio de la circulación superficial utilizando un flujo tipo Sverdrup, frente a la Península de Baja California. Por lo que se buscan diferencias entre el campo geostrofico y el campo geostrofico sumado al de la deriva de Ekman.

### **I.iii. Objetivo.**

Estudiar una circulación media tipo Sverdrup con base en geostrofia y en la deriva de Ekman, en el área del sur del Sistema de la Corriente de California durante 1999.

Analizar la posible relación entre los fenómenos locales y de mesoescala, como los son las surgencias, giros, chorros y el campo de viento.

## II. METODOLOGÍA.

Se realiza a continuación la descripción de las variables utilizadas y se describe el análisis aplicado a los datos. Los datos se obtuvieron durante los cuatro cruceros oceanográficos como parte del proyecto IMECOCAL. Los cruceros corresponden a las estaciones del año de 1999 (tabla I) con una duración de 15 a 21 días navegados.

**Tabla I.- Campañas oceanográficas de IMECOCAL durante 1999.** Los cruceros se realizaron a bordo del B. O. Francisco de Ulloa, excepto el crucero 9908 que se realizó en el B. O. El Puma. \*corresponde al número de estaciones consideradas en el cálculo de la altura dinámica (0/500 db). SIS: Semanas de Información Satelital consideradas en los promedios.

	enero (9901)	abril (9904)	agosto (9908)	octubre (9910)
Fecha	14 de enero al 03 de febrero	30 de marzo al 19 de abril	8 al 23 de agosto	3 al 23 de octubre
Estaciones cubiertas	55, (48)*	57, (45)*	79, (66)*	82, (68)*
SIS	3	3	3	4

### II.i. Datos hidrográficos.

Los datos de CTD (Conductivity, Temperature and Depth) utilizados son parte del acervo de datos obtenidos por el proyecto IMECOCAL, del cual el IIO (Instituto de Investigaciones Oceanológicas) y la FCM (Facultad de Ciencias Marinas) forman parte. La descripción de los procesos de obtención, así como calibración de los aparatos y procesamiento preliminar de los datos se encuentran descritos en García *et al.* (1999). La precisión de los sensores utilizados es de 0.005 mmho/cm para conductividad y en el caso de la temperatura es de 0.002 °C.

Los datos de temperatura, conductividad y presión fueron procesados utilizando las normas de UNESCO (1991). La información generada consto de mapas horizontales del campo de la altura dinámica, geostrófico y número de Richardson. Se realiza a continuación la descripción de las variables utilizadas y se describe el análisis aplicado a los datos.

### II.i.i. Dinámica geostrófica.

El movimiento geostrófico es aquel resultado del balance entre la fuerza del gradiente de presión ( $\partial p / \partial x$ ,  $\partial p y / \partial n$ ) en un océano en rotación y la fuerza de Coriolis (Pond y Pickard, 1978). El balance geostrófico se expresa mediante:

$$-f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad y \quad f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1)$$

El flujo geostrófico se usa frecuentemente para describir flujos en regiones poco afectadas por fricción con el fondo, ya que es un flujo estacionario (sin aceleraciones) mantenido por la fuerza del gradiente de presión (por unidad de masa) actuando en una dirección y la aceleración de Coriolis actuando en la dirección opuesta. El flujo geostrófico representa un movimiento en el sentido de las manecillas del reloj (anticiclónico) alrededor de un centro de alta presión y el movimiento contrario a las manecillas del reloj (cyclónico) asociado a un centro de baja presión en el hemisferio norte.

La relación que permite estimar o conocer un flujo geostrófico a partir de geopotenciales es dado por:

$$u(z) - u(0) = -\frac{1}{f} \left( \frac{\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A}{\Delta y} \right) \quad (2)$$

donde  $u(0)=u(z_0)$  es la velocidad en el nivel de referencia  $z_0$ ,  $\Delta\Phi$  es la anomalía del geopotencial en las estaciones A y B, y  $\Delta y$  es la distancia entre las estaciones. La anomalía geopotencial se expresa mediante

$$\int_{p_0}^p d\Phi = \int_{p_0}^p \alpha dp = \int_{p_0}^p \alpha(35,0, p) dp + \int_{p_0}^p \delta dp = \Phi_{pd} + \Delta\Phi \quad (3)$$

donde  $\alpha$  es el volumen específico dado por  $\alpha = \alpha(35,0, p) + \delta$ ,  $\delta$  es la anomalía de volumen específico,  $\Phi_{pd}$  es el geopotencial estándar en relación al nivel  $p_0$  y  $\Delta\Phi$  es la anomalía del geopotencial. La ecuación anterior relaciona campos de presión, campos de densidad y campos geopotenciales. El geopotencial  $\Phi$  es una capacidad de realizar

trabajo y su superficie es perpendicular a la aceleración de la gravedad en cualquier punto, de aquí que las corrientes geostróficas se estimen a través de las diferencias de anomalía geopotencial con respecto a la profundidad y entre estaciones, conocida como altura dinámica:

$$\Delta D = \frac{1}{10} \int_{p_0}^p \Delta \Phi dp \quad (4)$$

donde  $p$  y  $p_0$  son niveles de referencia (0/500 db).

La altura dinámica (0/500 db) se determino a partir de los datos hidrográficos con el uso de algoritmos estándar (UNESCO, 1991). El significado físico de la altura dinámica se entiende como la capacidad de realizar trabajo por unidad de masa ( $J \text{ kg}^{-1}$ ) en el océano (Pond *et al.* 1978) al desplazarse una parcela de agua de la presión  $p_0$  a la  $p$ . Se puede expresar como metros dinámicos (md) con respecto a un nivel de referencia. El nivel de referencia Sverdrup y Fleming (1942) que se considera es (0/500 db) usado tanto por el programa CalCOFI como IMECOAL.

Se llega a un campo de altura dinámica o geopotencial para describir la topografía dinámica del océano (0/500 db). La forma de estimar las velocidades geostróficas es mediante el uso de una función corriente  $\Psi(x, y)$ . La cual representa el flujo geostrófico en una cantidad escalar, considera un flujo en dos dimensiones que no diverge (Von-Schwind, 1980). La función corriente se determina mediante  $\Delta \Phi$  y el parámetro de Coriolis  $f$  (Mascarehas, comunicación personal) y se expresa en términos de transporte por unidad de longitud ( $m^2 \text{ s}^{-1}$ ):

$$\psi(x, y) = \frac{\Delta \Phi}{f} \quad (5)$$

donde  $f = 2\Omega \text{seno}(\phi)$ ,  $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  y  $\phi = \text{latitud}$

El campo de velocidad geostrófico  $\Psi(u_g, v_g)$ , expresado en m/s, se determina mediante:

$$u_g = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad v_g = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (6)$$

Como comentario final, es importante mencionar que las corrientes estimadas con esta aproximación son relativas a una suposición de un nivel de no-movimiento (500 db) donde las superficies isobáricas son paralelas a las isopotenciales y por tanto no hay movimiento.

### II.i.ii. Número de Richardson.

El número de Richardson es el criterio necesario para evaluar la inestabilidad de un flujo inviscido, estratificado y paralelo. La condición  $Ri > 1/4$ , garantiza la estabilidad en la columna, pero no garantiza que el flujo sea inestable si  $Ri \leq 1/4$ . Kundu y Beardsley (1991) demuestra que no existe un  $Ri$  que se ajuste a todas las distribuciones verticales de velocidad ( $U = \sqrt{u^2 + v^2}$ ) y estratificaciones  $N(z)$ , donde  $U(z)$  representa en corte vertical de una velocidad y  $N(z)$  la frecuencia de Brunt-Väisälä. Sin embargo, en fluidos geofísicos se ha encontrado que  $Ri \leq 1/4$  es una referencia útil para la predicción de la inestabilidad de una capa estratificada con corte vertical de velocidad.

Por definición el número de Richardson para el caso de estudio es:

$$Ri(z) = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial U_g}{\partial z}\right)^2} \quad (7)$$

donde  $N^2$  es la frecuencia cuadrada de Brunt-Väisälä, y  $\frac{\partial U_g}{\partial z}$  es el corte vertical de la magnitud de la velocidad geostrófica.  $Ri=0$  en la capa de mezcla, donde  $N^2=0$ , sin embargo, tanto arriba como debajo de la capa de mezcla el valor de  $Ri$

depende de la variación entre  $N^2$  y  $U_g(z)^2$ , por lo que la inestabilidad estaría asociada a la capa donde la estratificación es mayor.

La forma en la que el número de Richardson puede ayudarnos a interpretar los resultados es la siguiente: en una región donde la temperatura superficial es menor que su entorno, indica desarrollo de una surgencia. Sin embargo, el enfriamiento de la capa superficial puede ser ocasionado por mezcla con aguas más profundas y más frías, así como por advección horizontal. El número de Richardson ayudaría a interpretar, de cierta forma, un enfriamiento por mezcla, que podría ser causado por el viento, advección de corrientes costeras, o por el mismo corte velocidad. El cálculo del número de Richardson se realizó hasta los 100 m de profundidad.

## **II.ii. Datos satelitales.**

### **II.ii.i. Datos del campo de viento.**

Los datos del campo de viento fueron determinados por el dispersómetro AMI (de sus siglas en inglés: "Active Microwave Instrument") a bordo del satélite ERS-2. Estos datos son medias semanales de períodos consecutivos sin sobreposición. Incluyen las componentes del esfuerzo, divergencia, rotacional, velocidad del viento y los errores de su estimación para una malla de  $1^\circ \times 1^\circ$ , por lo que se llevaron a una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  ( $\Delta x = 24.528$  km y  $\Delta y = 27.78$  km) mediante una interpolación cúbica, con el fin de tener menos espaciamiento entre los datos y poder comparar con la información hidrográfica.

Se calculo la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento y el bombeo en la base de la capa de Ekman (Cushman-Roisin, 1994) a partir de los datos de las componentes del esfuerzo del viento. El calculo de la deriva y capa de Ekman de acuerdo a Madsen (1977), se describe más adelante.

En mecánica de fluidos la conservación masa expresa el hecho de que aunque una partícula de fluido durante su desplazamiento experimente compresiones y expansiones por efecto de la convergencia y divergencia en el

fluido sin cambio de fase, su masa debe de ser conservada. Esto es expresado por la ecuación de continuidad (Cushman-Roisin, 1994) y se expresa en términos de la velocidad (u, v, w) en sus tres dimensiones (x, y, z) mediante:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

La continuidad dentro de la capa de Ekman ocasionada por la divergencia de las aguas superficiales por efecto del esfuerzo del viento es asegurada por una velocidad vertical en la base de la capa de Ekman. Esta velocidad vertical ( $\bar{w}$ ) en la base de la capa de Ekman, conocida como el bombeo de Ekman, está dada mediante la integración de la ecuación de continuidad dentro de la capa de Ekman

$$\bar{w} = \int_{CE}^0 \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) dz = \frac{(\nabla \times \vec{\tau}) \cdot \vec{k}}{\rho_0 f} \quad (9)$$

donde  $\rho_0 = 1025 \frac{kg}{m^3}$  es una densidad promedio (Cushman-Roisin, 1994). La expresión  $(\nabla \times \vec{\tau}) \cdot \vec{k}$  es la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento que se calcula mediante

$$(\nabla \times \vec{\tau}) \cdot \vec{k} = \left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (10)$$

donde  $\frac{\partial \tau^y}{\partial x}$  es la variación zonal de la componente meridional del esfuerzo del viento y  $\frac{\partial \tau^x}{\partial y}$  es la variación meridional de la componente zonal del esfuerzo del viento. Como Las unidades del esfuerzo son Pa, el rotacional sería Pa/m y las de  $\bar{w}$  son m/s.

#### II.ii.i.i. Método de Madsen.

Las consideraciones que Ekman hizo en la solución de las ecuaciones de movimiento con la fricción presente son: fluido homogéneo, sin gradientes horizontales de presión, océano infinito y finito, viscosidad dinámica, viento estacionario en la superficie que sopla con dirección norte-sur. Sin embargo, la suposición de una

viscosidad dinámica constante no resuelve adecuadamente la estructura de la velocidad en la capa de Ekman o espiral de Ekman (Bowden, 1983).

Una alternativa al estudio clásico de Ekman, es el método desarrollado por Madsen (1977), quien considera un océano de profundidad infinita, homogéneo, un campo de viento no-uniforme, y el incremento de la viscosidad dinámica con respecto a la profundidad ( $\nu_T = k|u_*|z$ ), donde  $k=0.4$  (constante de von Kármán) y ( $|u_*| = \sqrt{|\tau_b|/\rho}$ ) es la velocidad friccional del agua.

Las suposiciones anteriores permiten establecer una relación para determinar la longitud de influencia friccional del viento en la superficie del océano o capa de Ekman ( $l$ ), siendo:

$$l = \frac{ku_*}{f} \quad (11)$$

Se simplifica (11) mediante la relación  $u_* = 0.04(\rho_a/\rho)^{1/2}W_{10}$  (Roughes, 1970), con una razón entre la densidad del aire y del agua de mar  $\rho_a/\rho=1/840$ , resultando una relación para determinar la profundidad de la capa de Ekman ( $L$ ) en el presente estudio

$$L = \frac{3.66W_{10}}{\text{sen}\phi} \quad (12)$$

donde  $W_{10}$  es el viento medido a 10 metros sobre la superficie oceánica, el seno de la latitud.

La deriva de Ekman se determina mediante la siguiente relación

$$ws = u + iv = \frac{u_*}{k} \left[ \frac{\pi}{2} + i \left( -1.5 + \ln \frac{30L}{ks} \right) \right] \quad (13)$$

donde  $ks$  es la longitud de rugosidad (5 cm).

Las siguientes dos relaciones no se utilizan en este trabajo pero se mencionan para que el lector pueda comparar con el estudio clásico de Ekman. La primera es el ángulo de deriva ( $\sigma$ ), con la deflexión a la derecha en el hemisferio Norte.

$$\sigma = \tan^{-1} \left( \frac{\frac{\pi}{2}}{-1.15 + \ln \left( \frac{30L}{ks} \right)} \right) \quad (14)$$

El transporte de Ekman ( $q$ ) descrito en esta teoría es idéntico al resultado obtenido por Ekman ( $\mathbf{T}$ ) y el resultado es independiente de la viscosidad dinámica ( $\nu_T$ ).

$$q = \frac{u_*^2}{f} = \mathbf{T} = \frac{\tau_s}{\rho f} \quad (15)$$

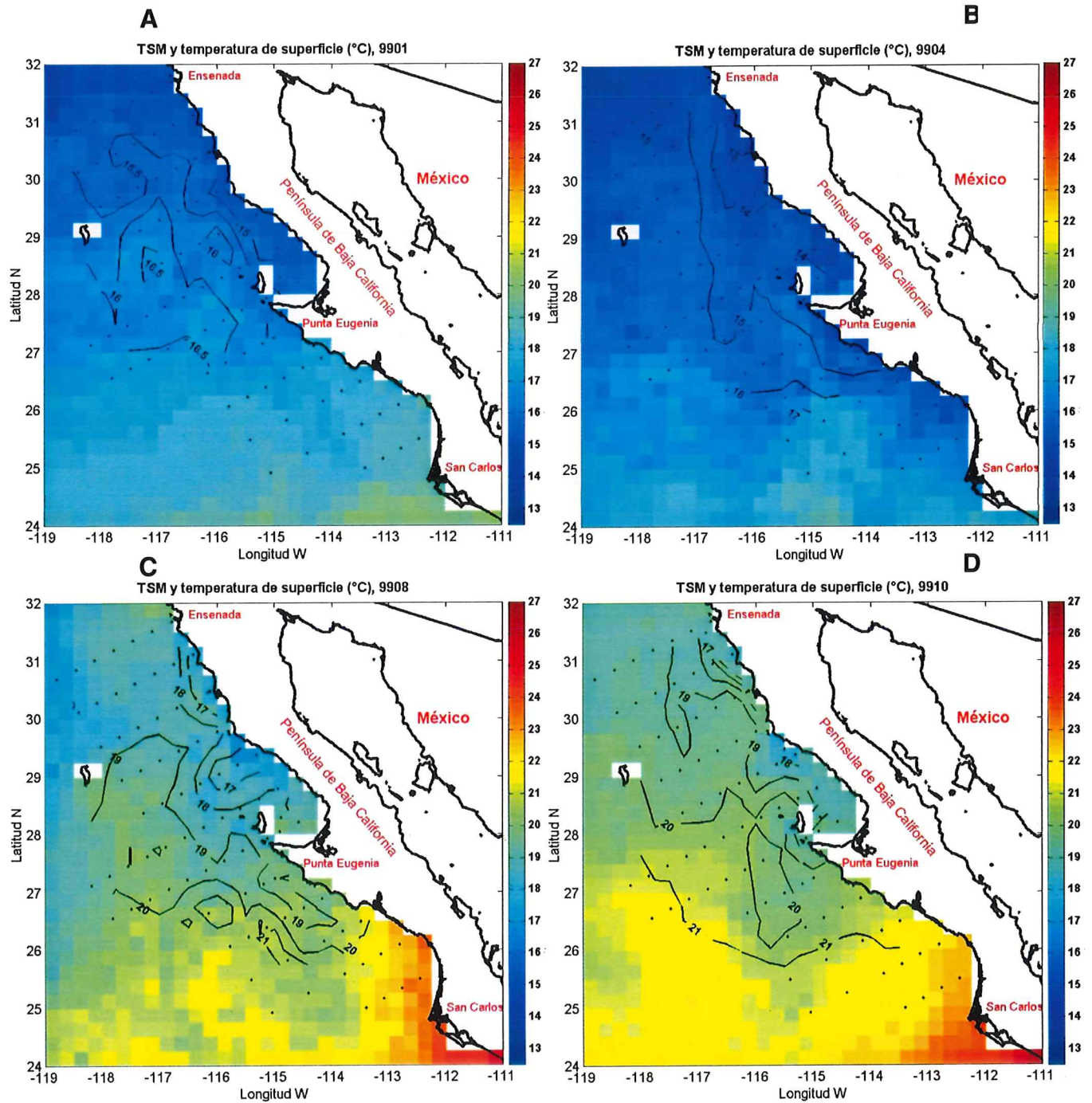
### II.ii.ii. Datos de temperatura superficial del mar (TSM).

La estructura térmica de la superficie oceánica se determina mediante el sensor "Advanced Very High Resolution Radiometer" (AVHRR), a bordo del satélite NOAA-12. Los datos fueron proporcionados por el Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC), del Jet Propulsion Laboratory (JPL) y corresponden a la versión 4 de su serie, lo que significa que son promedios de los mejores valores de TSM en los archivos de ángulos iguales del modo ascendente sobre el período específico de 8 días, con una resolución espacial de 9 km.

Las áreas donde la nubosidad no permitió obtener datos de TSM fueron rellenadas con datos interpolados en tiempo, basados en los valores promedio de cada semana del año, calculados para un periodo de 14 años de datos, de 1985 (enero) a 1999 (noviembre).

La información de la TSM sólo se utiliza en este estudio como trazadora de los procesos superficiales que acontecen en la región, por lo que se compara en forma visual con los mapas del campo geostrófico y del bombeo en la base de la capa de Ekman, con el objeto de identificar rasgos de la circulación de superficie y rasgos de fenómenos de mesoescala ( $\approx 100$  km). La precisión de los datos es de  $\pm 0.54^\circ\text{C}$  (Halpern *et al.* 2001).

La TSM en comparación con la temperatura medida *in situ* durante los cruceros presentó una diferencia cercana a los  $0.5^\circ\text{C}$  (figura 2). La temperatura determinada en los cruceros se muestra a una profundidad de 5 m. En este estudio las observaciones de temperatura se hacen en referencia a la TSM, por presentar una mejor distribución espacial.



**Figura 2.- Temperatura superficial del mar (TSM) y temperatura de superficie.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los colores representan la TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) y están ajustados a los valores mínimo ( $12.74^{\circ}\text{C}$ ) y máximo ( $26.94^{\circ}\text{C}$ ) encontrados durante los cuatro cruceros. Los contornos representan la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) de superficie (5 m) determinada a través del CTD.

### III.- RESULTADOS.

Primero se describe la circulación superficial del Sistema de la Corriente de California (SSC) a partir de la altura dinámica (0/500 db), de la función corriente y del campo geostrófico. Enseguida se describe el campo medio de viento y su forzamiento sobre la superficie marina. Se considera la rapidez del viento, la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento, la deriva y capa de Ekman, así como el bombeo en la base de la capa de Ekman. También se describe la estructura de la temperatura superficial del mar asociada al bombeo en la base de la capa de Ekman. Este último tema contempla el número de Richardson  $\leq \frac{1}{4}$  en los primeros cien metros de la superficie. Finalmente se analiza la interacción entre los campos de la deriva de Ekman y el geostrófico. Dicho análisis se denomina como flujo tipo Sverdrup, con el cual se busca establecer un criterio de circulación superficial por la suma de ambos campos.

#### III.i. Dinámica geostrófica superficial.

Las condiciones que prevalecieron en la Corriente de California (CC) frente a la Península de Baja California durante 1999 se muestran a través de la altura dinámica (0/500 db, figura 3), para los cuatro cruceros realizados en 1999.

La zona de transición de la CC, centrada aproximadamente a 150 km frente a la Península de Baja California y definida por Lynn y Simpson (1987) como la zona de interacción entre el régimen costero y el régimen oceánico de la corriente de California, presentó durante enero (9901, figura 3A, 4A), el desarrolló de un giro ciclónico al NE de Isla Guadalupe ( $16 \text{ cm s}^{-1}$ ), así como uno anticiclónico ( $20 \text{ cm s}^{-1}$ ) al SW de dicha Isla. Entre ambos giros se forma una corriente que fluye al este en forma un meandro ( $12 \text{ cm s}^{-1}$ ) cerca de las estaciones costeras de las líneas 100 a 113. Cerca de la estación 117.55 se encontró un giro ciclónico ( $10 \text{ cm s}^{-1}$ ) en las fronteras del giro anticiclónico, entre estos dos giros (120.60) se forman una corriente que se bifurca hacia mar abierto y hacía la costa con velocidades del orden de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . No se detecto durante enero la contracorriente costera

reportada por Lynn y Simpson (1987), pero si un flujo con dirección norte, formado entre los giros antes mencionados.

La contracorriente costera se desarrolló en abril (1994, figura 3B, 4B) y en su interacción con la CC, se desarrolló un giro ciclónico ( $10$  a  $20 \text{ cm s}^{-1}$ ) frente a San Quintín (líneas 103-110). Al NE de Isla Guadalupe se formó un giro anticiclónico ( $18 \text{ cm s}^{-1}$ ), justamente donde en invierno se había desarrollado un giro ciclónico. Además de esto, se encontró la persistencia del giro anticiclónico al Este de Isla Guadalupe ( $7$  a  $24 \text{ cm s}^{-1}$ ), que se observó en enero, el cual aparece en los estudios de Lynn y Simpson (1987) como persistente en la zona. Frente a Punta Eugenia se observa un giro ciclónico ( $7$  a  $14 \text{ cm s}^{-1}$ , línea 120), que probablemente sea persistente al giro ciclónico encontrado en enero (estación 117.55), sólo que se ubica más al sur. Sin embargo, Lynn y Simpson (1987) en su serie de tiempo de velocidades geostroficas, no lo describe como un giro, sino como una corriente con dirección sur. Al sur de la línea 127, se observa que la CC converge para formar una corriente ( $\approx 30 \text{ cm s}^{-1}$ ) en las inmediaciones de las estaciones 127.35 y 127.40.

Frente a Ensenada se observa que la CC forma en agosto (1998, figura 3C, 4C) un giro ciclónico ( $12$  a  $34 \text{ cm s}^{-1}$ ), dentro de la zona de transición descrita por Lynn y Simpson (1987). Al este del giro anterior, frente a San Quintín (línea 107) se formó un giro ciclónico ( $20 \text{ cm s}^{-1}$ ), que probablemente tenga su contraparte en la costa en forma de la contracorriente costera (Lynn y Simpson, 1987), que es persistente desde abril. Dicho giro presenta en su porción sur una corriente fuerte ( $20$  a  $40 \text{ cm s}^{-1}$ ) con rumbo a Punta Baja, la cual es alimentada tanto por el giro como por otra corriente ( $40 \text{ cm s}^{-1}$ ) proveniente del oeste. Esta última corriente proviene del remanente de un giro anticiclónico en las inmediaciones de Isla Guadalupe, la cual se bifurca en una corriente hacia Punta Baja y otra que se desvía hacia Isla de Cedros, con rumbo SE. A su paso por Isla de Cedros se desprenden una serie de chorros, uno en la parte norte y otro en la parte sur, ambos entran a Bahía Sebastián Vizcaíno.

Otra característica de la circulación geostrofica para agosto fue la persistencia del giro anticiclónico ( $4$  a  $27 \text{ cm s}^{-1}$ ) al Este de Isla Guadalupe, el cual se mostró más disperso latitudinalmente durante este crucero, a diferencia de enero o abril. En la parte este del giro anticiclónico, se encontraron rasgos de un giro ciclónico ( $4$  a  $15 \text{ cm s}^{-1}$ ), al NW de Isla de Cedros, que no se había desarrollado anteriormente.

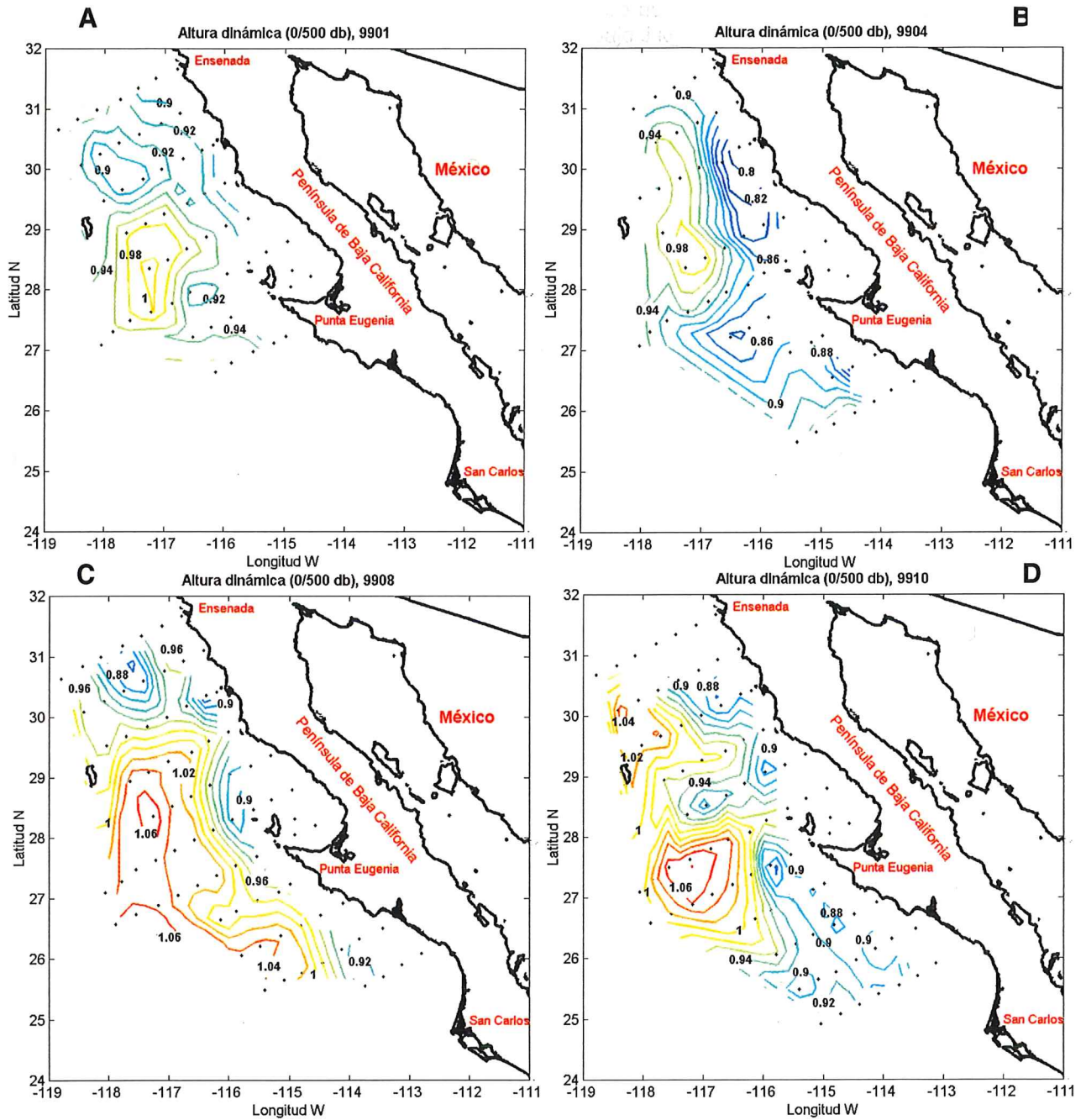
La circulación durante octubre (9910, figura 3D, 4D) presentó diversos giros, que confieren a la CC la forma de meandro. Se encontraron rasgos de un meandro ( $<13 \text{ cm s}^{-1}$ ) en dirección a la costa entre San Quintín y Punta Baja (línea 100 a 107), justamente donde Lynn y Simpson (1987) muestra una aproximación de la CC a la costa. Al NE de Isla Guadalupe (al final de las líneas 100 a 107) se desarrolló un giro anticiclónico ( $<17 \text{ cm s}^{-1}$ ), justamente en una zona de dominio oceánico e influencia del agua central del Pacífico Norte (Lynn y Simpson, 1987). Al este de dicho giro fluye una corriente del orden de  $38 \text{ cm s}^{-1}$ , que se bifurca hacia Punta Baja y hacia un giro ciclónico ( $<23 \text{ cm s}^{-1}$ ) frente a Isla Guadalupe. Dicho giro no se desarrolló en los meses anteriores. Al sur de Punta Baja (línea 113) se encontraron rasgos de un giro ciclónico con velocidades menores a  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , el cual es persistente desde agosto, este giro no se describe en el trabajo de Lynn y Simpson, (1987).

Otro rasgo de la circulación geostrofica para octubre fue la formación de un giro anticiclónico ( $11$  a  $28 \text{ cm s}^{-1}$ ) entre las líneas 117 y 120, posiblemente sea el mismo giro desarrollado desde enero, sólo que se ha desplazado hacia el sur. Lynn y Simpson (1987), basado en una serie de tiempo para la línea 130, lo describe como un giro anticiclónico. Al Este del giro antes descrito se encontró la convergencia (Isla de Cedros) de la corriente formada entre el giro ciclónico al Este de Isla Guadalupe y el giro anticiclónico antes mencionado. La corriente generada por esta convergencia presentó velocidades del orden de  $38 \text{ cm s}^{-1}$ . Al terminó de su paso por Isla de Cedros, esta corriente continua hacia el sur, bifurcándose a la altura de la línea 133.

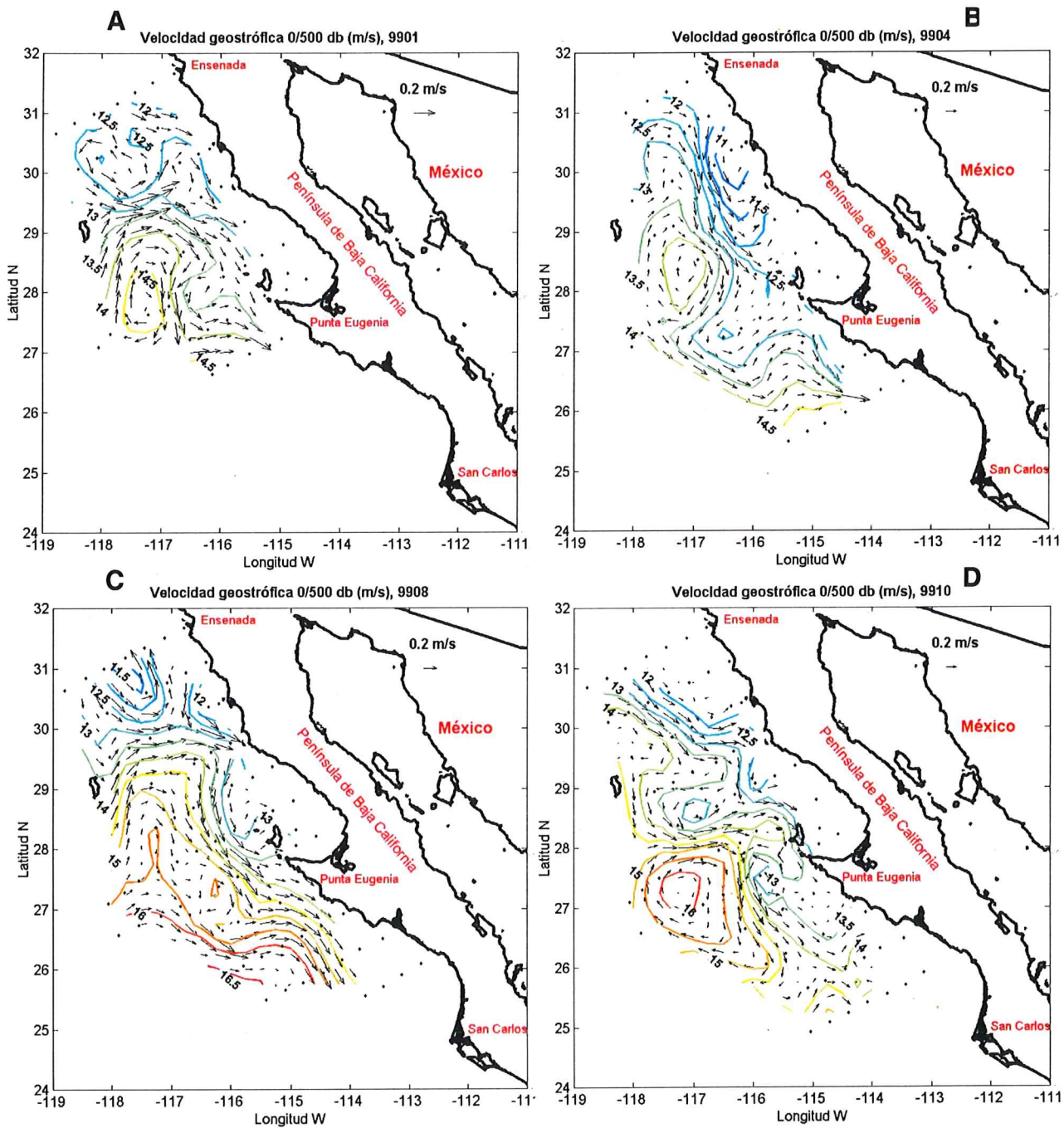
Otra característica de la CC para octubre fue la presencia de un giro ciclónico ( $12 \text{ cm s}^{-1}$ ) al Oeste de Punta Eugenia (estación 120.50), dicho rasgo de circulación se extiende hacia la costa (Punta Eugenia), donde aminora su velocidad ( $< 4 \text{ cm s}^{-1}$ ). Además de esto, entre las líneas 130 y 133 se encontró evidencia de un giro anticiclónico con velocidades geostróficas del orden de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , en la zona donde se presentan frentes del Pacífico Central (Lynn y Simpson, 1987).

La función corriente (figura 4) mostró que existen diferencias en el flujo dependiendo de su sentido de rotación. Los giros ciclónicos presentaron funciones corrientes del orden de  $0.5 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en enero, de  $1.3 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en abril, de  $\approx 2 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en agosto y de  $1.5 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  para octubre. En tanto que los giros anticiclónicos presentaron líneas de flujo del orden de  $1.8 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  durante enero, de  $1 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en abril, de  $3.6 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en agosto y de  $3.2 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  en octubre. En general los giros anticiclónicos presentaron más transporte de volumen por unidad de longitud.

Las velocidades geostróficas (figura 4) encontradas muestran que los giros ciclónicos se mantienen en velocidades menores a  $16 \text{ cm s}^{-1}$ , mientras que los giros anticiclónicos presentan velocidades menores a  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . Dichas velocidades se incrementan en las zonas donde se desarrolla una interacción entre los diferentes giros, formándose corrientes, chorros o meandros, que alcanzan velocidades del orden de  $40 \text{ cm s}^{-1}$ , como en el caso de la interacción de dos giros en octubre sobre la línea 113.



**Figura 3.-** Altura dinámica de superficie referente a 500 db. A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Las unidades de la altura dinámica son metros dinámicos o en unidades de trabajo  $J\ kg^{-1}$ , 1 metro dinámico =  $10\ J\ kg^{-1}$ .



**Figura 4.- Función corriente y campo geostrófico.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. La función corriente (contornos) se expresa como volumen por unidad de longitud ( $\times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) y el campo geostrófico (flechas) se expresa en  $\text{m s}^{-1}$ .

### III.ii. Campo de viento.

Se presenta en este apartado el campo medio de viento (figura 5) y sus efectos sobre la superficie oceánica. Se considera la rapidez media del viento para cada crucero (enero, abril, agosto y octubre), así también se muestran los resultados del esfuerzo del viento sobre la superficie a través de su rotacional y su deriva.

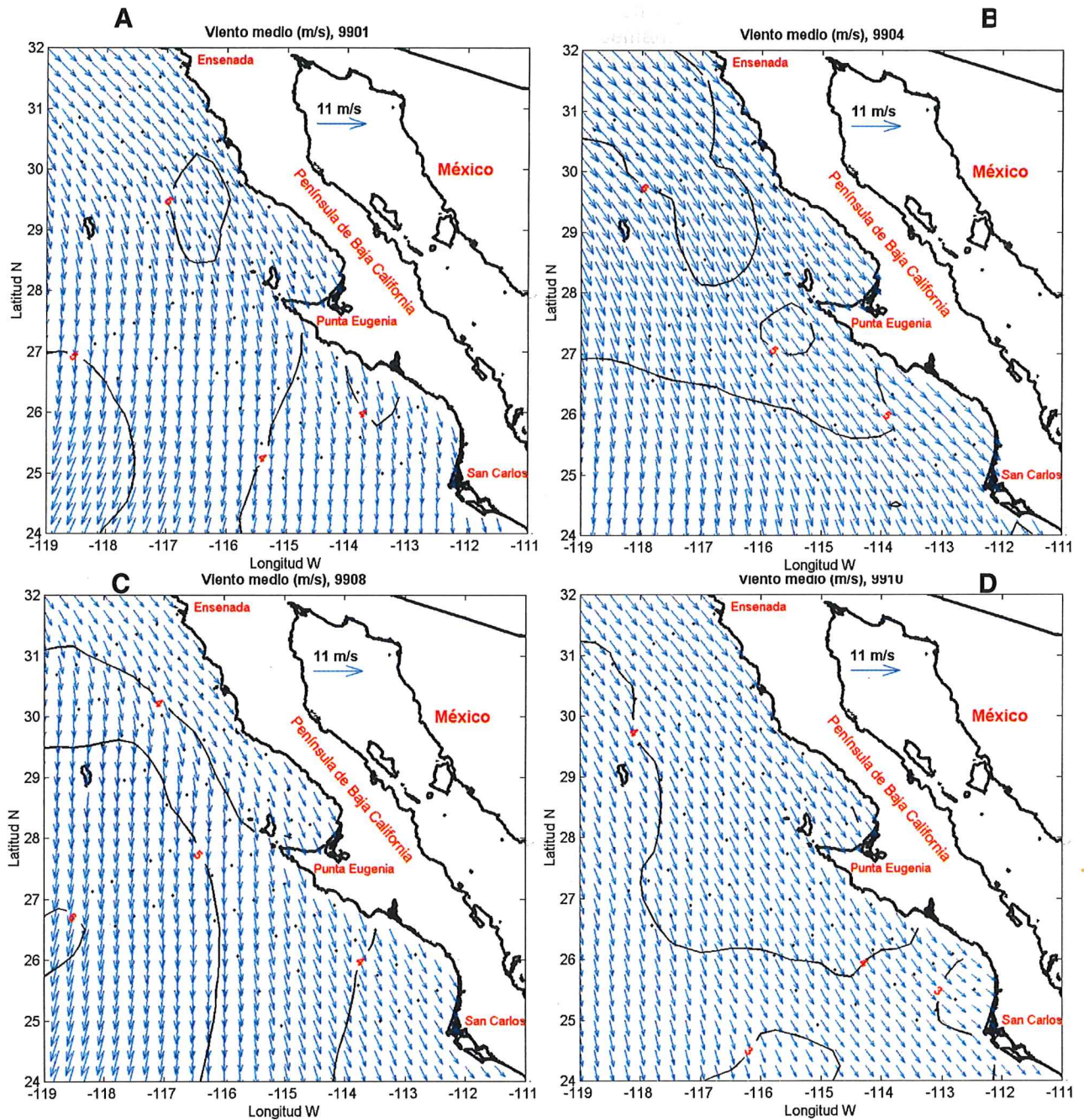
El campo medio de viento (figura 5) muestra que la dirección predominante fue del NW, con viento paralelo a la costa y velocidades menores a  $10.15 \text{ m s}^{-1}$ . Se observó durante todo el año una franja (100 km) de viento paralela a la costa, desde Ensenada hasta Bahía Sebastián Vizcaíno. Al sur de Punta Eugenia se observan distintos comportamientos en el campo de viento.

El viento presentó en enero (figura 5) una dirección predominante NW en la parte norte del área de estudio ( $>29^\circ \text{ N}$ ) y en la zona costera al sur de Punta Eugenia. Mientras que en mar abierto ( $<28^\circ \text{ N}$ ), la dirección predominante fue del N. Sin embargo, en abril se observó una intensificación (6 m/s) de los vientos del oeste, sobre todo en el área a lo largo de la Península, en una franja de aproximadamente 250 km de ancho (entre la Península e Isla Guadalupe). En este mismo crucero, los vientos provenientes del norte se observaron en mar abierto y al sur de la latitud 25.

Se observó una dirección predominante Norte en mar abierto ( $<30^\circ \text{ N}$ ) durante el crucero de agosto. La zona costera presentó viento el NW y paralelos a la costa en una franja de unos 100 km, a lo largo e la península, excepto en Punta Eugenia, donde se observó que el viento presentó el mismo patrón que en mar abierto.

El viento medio en octubre presentó una dirección predominante del NW, muy similar al campo de viento desarrollado en abril, es decir, se observó una franja de unos 250 km de ancho en la cual la dirección predominante es del NW. El rango de velocidades se encontró entre 2.5 y 4.7 m/s. El mínimo corresponde a la zona costera al norte de San Carlos y el máximo se encontró al sur de Punta Baja.

El centro de alta presión del Pacífico desarrolló vientos durante enero con una rapidez máxima de 5 m/s y mínima de 3 m/s, mientras que en abril se manifestaron los máximos de viento ocurridos en 1999, similar a lo observado en latitudes más al norte (Bograd *et al.* 2000). Dichas velocidades fueron de 6.6 m/s. Conforme transcurre el año (agosto a octubre) se observa un debilitamiento (6 a 4.8 m/s) en la rapidez del viento.



**Figura 5.- Campo medio del viento.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. La dirección media fue calculada a partir de los datos del dispersómetro "AMI", correspondientes a la semana en la que se realizaron los lances de CTD. Tres archivos fueron promediados para enero, abril y agosto, en tanto que en octubre se usaron 4. El viento está referido a 10 m sobre el nivel del mar en m/s (vectores y contornos).

### III.ii.i. Componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento.

La vorticidad impartida por la atmósfera al océano se manifiesta a través del rotacional del esfuerzo del viento. Un rotacional del esfuerzo del viento positivo (negativo) de la atmósfera induce un giro ciclónico (anticiclónico) en la superficie oceánica. La respuesta del océano a la vorticidad impartida por la atmósfera se refleja en el transporte de Ekman. En el caso del viento paralelo a la costa y variable, la vorticidad positiva (negativa) induce un incremento (decremento) del transporte de Ekman hacia afuera de la costa, resultando en una divergencia (convergencia) del transporte de Ekman (Nelson, 1977). Una surgencia se desarrolla para mantener el balance de masa. Si el esfuerzo del viento es menor hacia la costa, el rotacional resultante sería negativo, se produce una convergencia del transporte de Ekman, por lo que se dan frentes y hundimientos de agua.

La componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento (figura 6) mostró valores negativos en la mayor parte del área de estudio durante el crucero de enero (figura 6A). Bahía Sebastián Vizcaíno se caracterizó por presentar un rotacional positivo ( $1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ), en tanto que en la zona entre Punta Eugenia y San Carlos se presentaron rotacionales negativos del orden de  $-2$  a  $0 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , concordando con el campo de viento (figura 5), al presentar menores velocidades hacia la costa y por ende menor esfuerzo del viento.

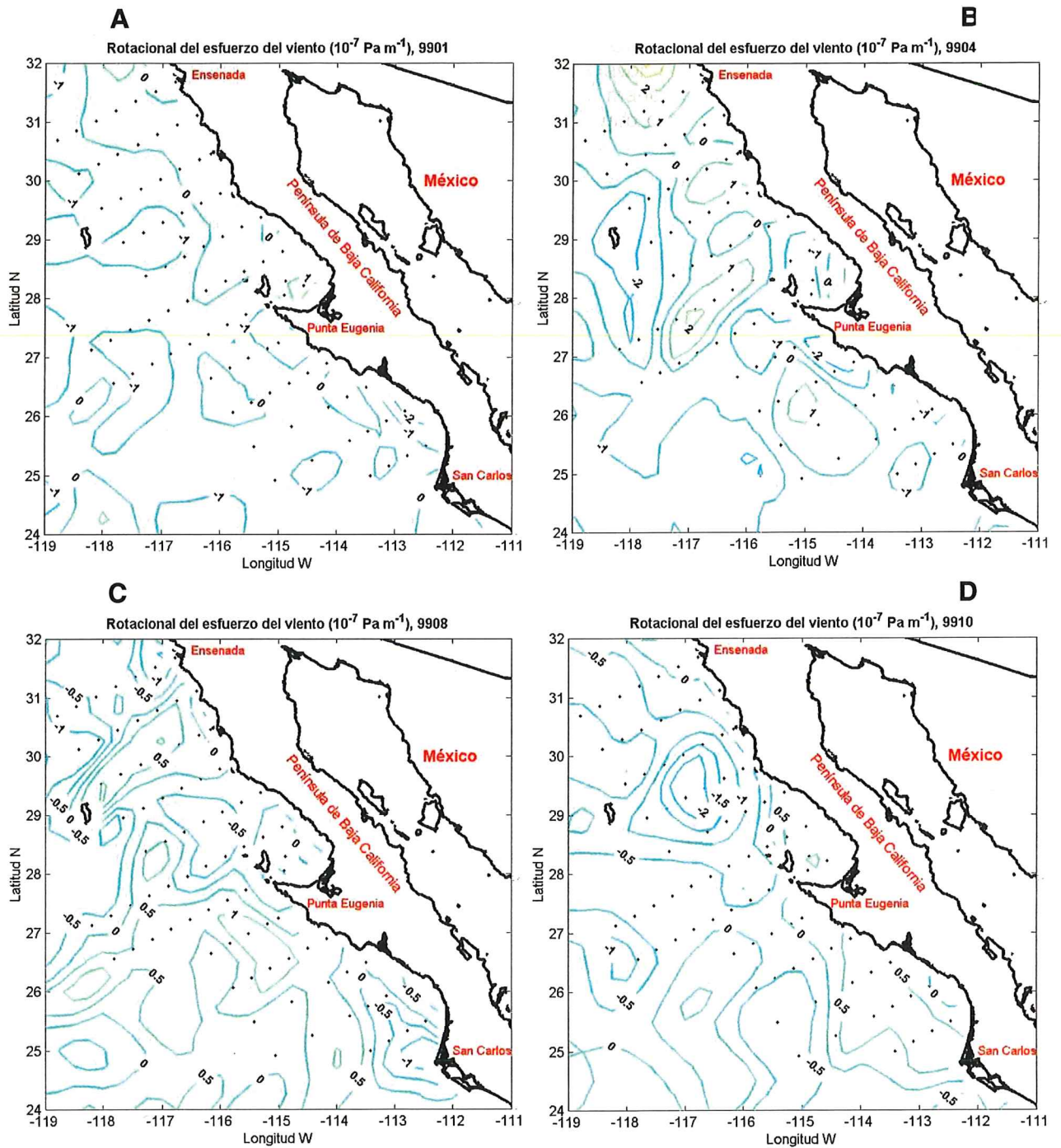
El rotacional del esfuerzo del viento durante abril (figura 6B) varió de  $-2$  a  $3 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ . Al norte de Bahía Sebastián Vizcaíno se desarrolló una vorticidad negativa en la atmósfera, con rotores del orden de  $0$  a  $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , en tanto que al sur de dicha Bahía se desarrolló vorticidad negativa, del orden  $2$  a  $1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , justamente en la zona comprendida entre Punta Asunción ( $\approx 26.7^\circ \text{N}$ ) y San Carlos. Los alrededores de Punta Eugenia desarrollaron rotores negativos ( $-2$  a  $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ). Esta tendencia también se encontró en las proximidades de Isla Guadalupe. El resto de las zonas oceánicas se caracterizaron por rotores negativos del orden de  $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ .

La superficie oceánica experimentó en su mayor parte vorticidad positiva durante el crucero de agosto (figura 6C). Frente a Ensenada se encontró un núcleo de vorticidad negativa ( $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ) que tuvo su mínimo cerca de la estación 100.40, después de la cual aumentó para formar un núcleo ( $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ) al final de la línea 100. Entre la costa y la estación 100.30, desde San Quintín hasta Bahía Sebastián Vizcaíno, el rotacional del viento varió de menor a  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$  a neutro. La atmósfera inmediata a la superficie oceánica desarrolló vorticidad positivos ( $1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ) al oeste de Punta Eugenia y Punta Asunción. Al sur de Punta Asunción el rotacional disminuyó de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$  (cerca de la costa) a  $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$  (frente a San Carlos). Sin embargo, en el área oceánica al oeste de  $113.5^\circ \text{ W}$ , frente a San Carlos, se encontraron rotores positivos del orden de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ . En las proximidades de Isla Guadalupe, el viento indujo vorticidad positiva cerca de la costa, del orden de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , en tanto que unos 40 km mar adentro se desarrollaron rotacionales negativos del orden de  $-0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ .

Se encontró un núcleo de vorticidad ciclónica sobre la línea 107 (figura 6C), con un rotor de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , zona en la que la hidrografía (figura 4C) muestra una corriente hacia el Este. Al noroeste de Isla Cedros, el rotacional fue negativo ( $-0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ), dicha zona abarca (figura 4C) parte de un giro ciclónico, así como de un anticiclónico.

El campo del rotacional del esfuerzo del viento para octubre (figura 6D) mostró el desarrollo de vorticidad anticiclónica en la mayor parte del área de estudio. Sobre todo entre San Quintín, Punta Baja e Isla Guadalupe, donde se desarrolló un rotacional del esfuerzo del viento negativo ( $-2$  a  $-0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ ), el cual coincide con los giros ciclónicos descritos por la función corriente.

Se desarrolló vorticidad positiva del orden de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$  entre Punta Asunción y San Carlos, abarcando unos 200 km mar adentro. Al final de las líneas 117 y 120 se desarrolló un núcleo de vorticidad atmosférica negativos del orden de  $-1 \times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ , el cual es consistente con un giro anticiclónico descrito por la dinámica geostrófica.



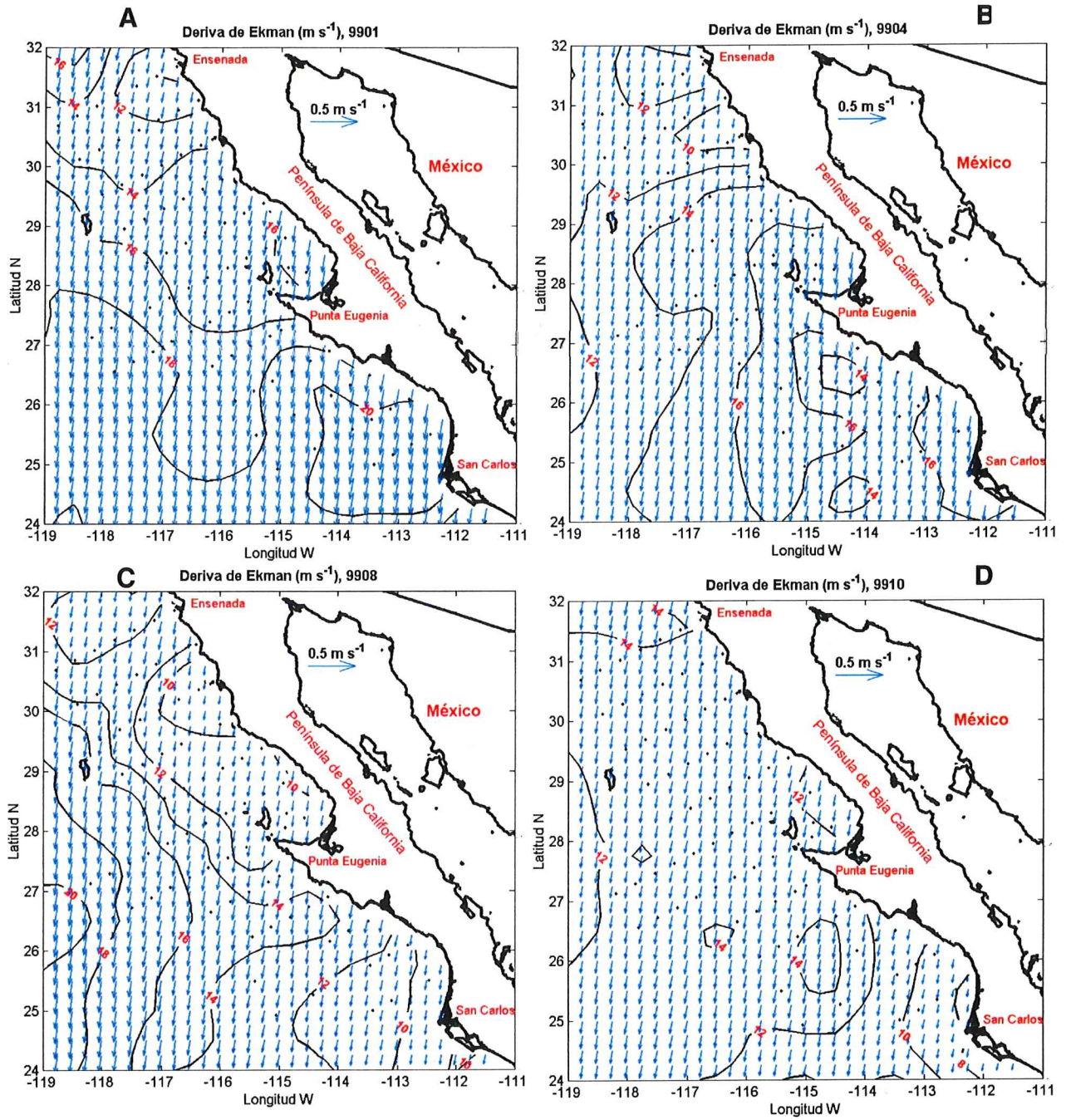
**Figura 6.- Componente vertical del rotacional medio del viento.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Las unidades son  $\times 10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$ . El valor negativo implica una vorticidad a favor de las manecillas del reloj, en tanto que un valor positivo es un giro contrario a las manecillas del reloj. Esto representa respectivamente, un giro anticiclónico (negativo) y un giro ciclónico (positivo) en el hemisferio Norte.

### III.iii. Deriva de Ekman.

A continuación se presenta la desviación de la corriente superficial producto del esfuerzo del viento. La deriva de Ekman (figura 7) fue máxima durante enero (21.7 cm/s, figura 7A) y agosto (21 cm/s, figura 7C). La deriva de Ekman desarrollada durante estos meses frente a Ensenada fue del orden de 12 cm/s, mientras que en el área entre San Quintín y Bahía Sebastián Vizcaíno la deriva fue entre 14 y 16 cm/s (enero) y de 12 a 10 cm/s (agosto), respectivamente. Al sur de la península se observaron derivas del orden de 16 a 20 cm/s (enero) y de 12 a 10 cm/s (agosto), todo esto en el área entre Punta Eugenia y San Carlos. La zona oceánica se caracterizó por el desarrollo de una deriva de Ekman del orden de 20 y 16 cm/s durante enero y agosto respectivamente.

Los mínimos en la deriva de Ekman (figura 7) se encontraron en abril (figura 7B) y octubre (figura 7D), siendo del orden de 18 y 14 cm/s respectivamente. Frente a Ensenada se encontraron derivas del orden de 12 cm/s, siendo las mayores en el mes de octubre. Las derivas entre San Quintín y Bahía Sebastián Vizcaíno fueron entre 14 y 16 cm/s, en abril y menores a 12 cm/s durante octubre, en tanto que entre Punta Eugenia y San Carlos fueron del orden de 14 a 16 cm/s (abril) y de 14 a 8 cm/s (octubre), respectivamente. La zona oceánica se caracterizó por derivas del orden de 16 y 14 cm/s para abril y octubre respectivamente.

El ángulo promedio observado entre la dirección del esfuerzo del viento y la deriva producida fue del orden de 10 grados, razón por la que no se incluyeron las figuras correspondientes. Dicho valor es semejante a los ángulos de deriva reportados por Madsen (1977) para una rapidez del viento menor a 10 m/s.



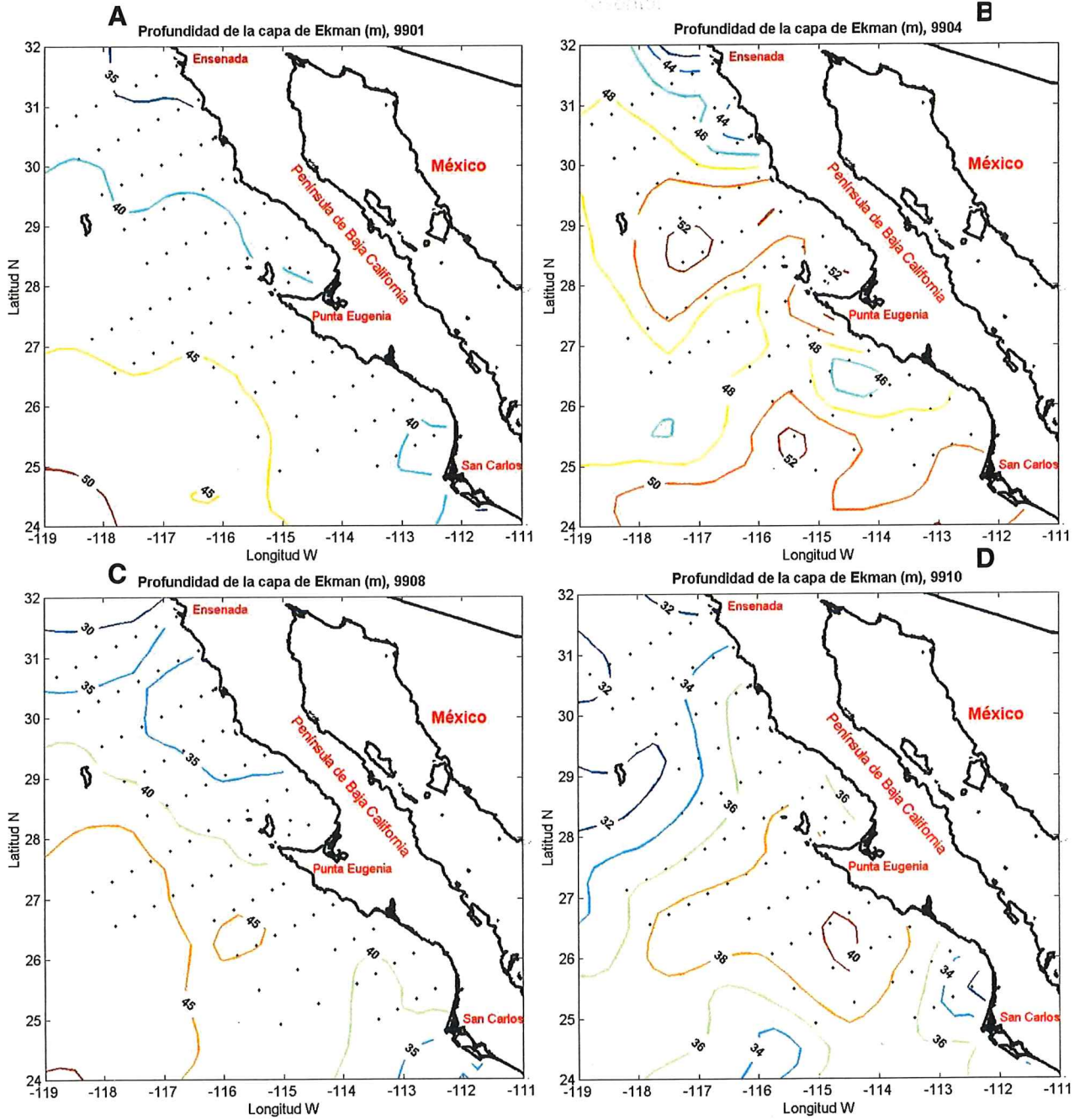
**Figura 7.- Deriva de Ekman.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los vectores son magnitudes de la corriente en m/s, en tanto que los contornos representan la corriente en cm/s.

#### **III.iv. Capa de Ekman y el número de Richardson.**

La capa de Ekman (figura 8), definida en la teoría como la profundidad hasta la cual el efecto de la fricción es importante, mostró en forma general una tendencia a ser más profunda hacia el sur del área de estudio, así como hacia mar abierto. En enero se desarrolló a profundidades entre 35 y 50 m, incrementando al SW. En cambio en abril se observó una capa de Ekman heterogénea, con un máximo en su profundidad de 52 m (figura 8B), producto de la intensificación de los vientos del NW (Bograd *et al.* 2000), justamente en la zona donde la dinámica geostrófica (figura 3B-4B) describe un giro anticiclónico, y sobre todo donde la atmósfera imparte vorticidad negativa (rotacional, figura 6B), lo que muestra una concordancia entre la dinámica geostrófica y la dinámica de Ekman.

La capa de Ekman más somera (entre 43 y 45 m) de abril, se desarrolló en la zona entre Ensenada y San Quintín. Las isobatas de la capa en esta zona presentan una forma muy similar al giro ciclónico descrito en la dinámica geostrófica (figura 3B-4B), lo que probablemente influya en una mayor mezcla por el corte de velocidad, por lo que se espera poca estabilidad en la capa de Ekman.

La capa de Ekman durante agosto (figura 8C) se desarrolló entre 30 y 45 m, a diferencia de abril, existió un decremento de su profundidad, disminución que continuó durante octubre. Además se muestra frente a San Quintín que la CE (35 a 40 m) describen en patrón muy similar al del flujo geostrófico (figura 3C-4C), relación en la que se ahondará más adelante. Otra concordancia entre la dinámica geostrófica (figura 4C) y la capa de Ekman (figura 8C) fue en la zona a lo largo de las líneas 100 y 103, donde se observó una forma muy similar entre las isobatas de la CE y la tendencia del giro ciclónico presente, lo que corrobora de forma indirecta que el viento juega un papel muy importante en la dinámica del SCC (Sverdrup y Fleming, 1941; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Batten, 1997).



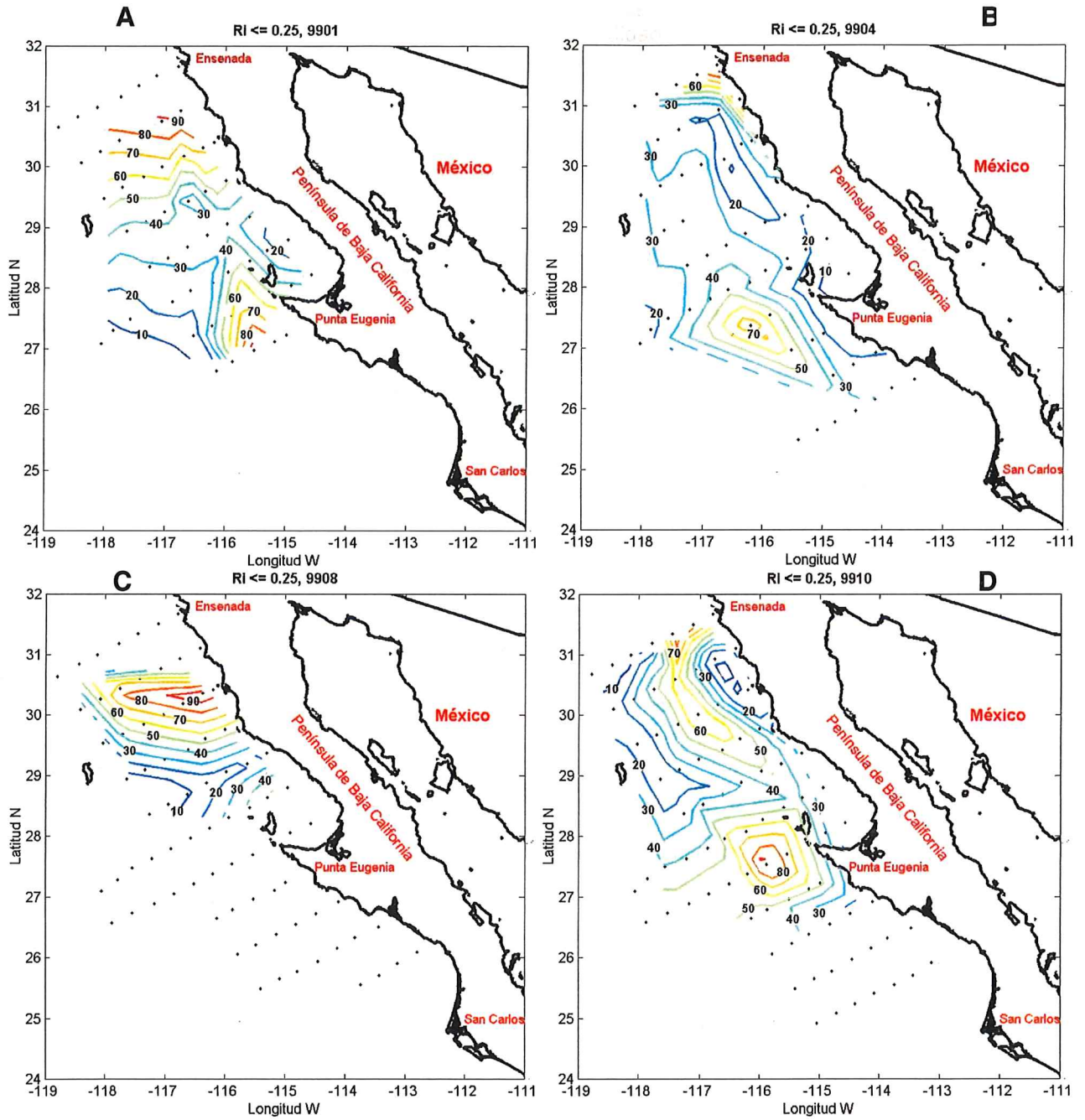
**Figura 8.- Capa de Ekman (m).** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los contornos representan profundidad en metros.

La CE de octubre (figura 8D) fue la más somera de 1999, se desarrolló a profundidades del orden de 30 y 40 m. La máxima profundidad (40 m) de la capa de Ekman se encontró entre las estaciones 127.50 y 130.50, zona en la cual se forma un núcleo de la CE. La CE de octubre, a diferencia de los tres anteriores cruceros, no presentó una relación entre la forma de las isobatas y la circulación superficial.

En la sección anterior se ha presentado la zona de influencia de mezcla por viento, sin embargo, en la naturaleza la mezcla también puede ser ocasionada por un corte de velocidad, que aunado a la mezcla por viento le confiere poca o nula estabilidad a la columna de agua. Dentro de la capa de Ekman la inestabilidad puede ser ocasionada tanto por el corte vertical de velocidad como por el viento o ambos. El siguiente tema presenta el número crítico de Richardson, calculado dentro de los 100 primeros metros de profundidad.

La estabilidad lineal de la columna (figura 9), con base en el criterio del número gradiente de Richardson  $\frac{1}{4}$ , reflejó profundidades en las que la capa (100m) no se garantiza estable, pero tampoco se asegura que sea inestable. El  $Ri \leq \frac{1}{4}$  mostró que en los giros ciclónicos (figura 3 y 4) la inestabilidad es más profunda (entre 70 y 90 m, figura 9). La capa de Ekman para estas zonas es menor a los 40 m, por lo que por debajo de esta capa la inestabilidad es asociada al corte de la velocidad y no de la interacción entre la velocidad de la corriente y el viento. Lo anterior se observó en todos los giros ciclónicos encontrados, frente a Ensenada, San Quintín y Punta Eugenia.

La inestabilidad dentro de la capa de Ekman, producto del corte horizontal de velocidad y del viento, se encontró a profundidades menores a 40 m (figura 9) con una capa de Ekman del orden de 45 m (figura 8). Las zonas donde se encontró este patrón coincidieron con los giros anticiclónicos (figuras 3 y 4) descritos en la dinámica geostrofica.



**Figura 9.-** Numero de Richardson  $\leq \frac{1}{4}$ . A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los contornos representan las profundidades (m) a las cuales  $Ri \leq \frac{1}{4}$ , en los primeros 100 metros de profundidad del océano.

### III.v. Bombeo en la base de la capa de Ekman (BbCE) y temperatura superficial del mar (TSM).

El bombeo en la base de la capa de Ekman (BbCE), (figura 10) muestra las velocidades de surgencias o hundimientos producto de la variación espacial del esfuerzo del viento (Nelson, 1977; Cushman-Roisin, 1994). Por otra parte la temperatura superficial del mar (TSM) sirve como trazadora de fenómenos oceánicos superficiales, tales como surgencias, corrientes, chorros y meandros (Larios-Castillo, 1997; Soto-Mardones, *et al.* 1999).

Los bombeos positivos (0.1 m/día, figura 10A) de enero se desarrollaron dentro de los primeros 100 km de mar entre Ensenada y Bahía Sebastián Vizcaíno, así como frente a San Carlos; en cambio los hundimientos (-0.1 m/día), se presentan en mar abierto, así como en la franja costera frente a Punta Eugenia y Punta Asunción (0.2 m/día), además todos los bombeos se relacionan muy bien con la TSM (figura 10), es decir, son aguas templadas ( $\approx 18^{\circ}\text{C}$ ).

Los bombeos más intensos se presentaron durante abril (figura 10B). Se sugieren posibles surgencias entre Ensenada (0.4 m/día) y la línea 120 (0.2 m/día), en una franja de unos 200 km desde la costa y a lo largo de la línea 120. Frente a San Quintín se encontraron bombeos del orden de 0.1 m/día, que coinciden con el giro ciclónico descrito por la hidrografía (figuras 3B-4B). Al sur de la línea 120, así como en las inmediaciones de Isla Guadalupe se formaron hundimientos. La zona de Punta Baja a Bahía Sebastián Vizcaíno desarrolló un gradiente con dirección NW de 0 a -0.1 m/día. Hacia el sur, Punta Eugenia, el gradiente en el BbCE presentó dirección NE (-0.2 a -0.1 m/día). El BbCE de Punta Asunción a San Carlos, presentó un gradiente (-0.1 a 0 m/día) con dirección Sur. Abril es un mes que describe fácilmente la dinámica de Ekman, en cuanto a que en la costa se producen surgencias y en mar abierto se forman hundimientos por el transporte de agua desde la costa.

El BbCE durante agosto (figura 10C) mostró frente a Ensenada un hundimiento (0.05 m/día), coincidente con el giro ciclónico descrito en la hidrografía. Sin embargo, las isolíneas del BbCE no siguen el mismo patrón que el mostrado por las líneas de corriente en los giros (figura 4C). Así mismo, no existen bombeos o son muy pequeños ( $<0.05$  m/día) en la zona entre la costa y las secciones 30, desde Ensenada hasta Bahía Sebastián Vizcaíno. Posibles surgencias se desarrollaron en la zona entre el sur de Punta Eugenia (0.1 m/día) y Punta Asunción (0.05 m/día). Frente a San Carlos se encontró un núcleo de hundimientos (0.15 m/día), que no se presenta en ningún otro crucero, propiciado aparentemente por la rapidez del viento ( $>4$  m/s) en esta zona es mayor hacia mar abierto que en la costa. Esta misma característica se observa al oeste y sur de Isla Guadalupe, sólo que aquí la intensificación del viento se da al sur. La porción este de la isla presentó una franja a lo largo de la línea 107 hasta la costa con bombeos positivos (0 a 0.1 m/día), donde la función corriente (figura 4C) describe la interacción entre un giro ciclónico y uno anticiclónico.

En el área oceánica, sobre la línea 97 y 133, se formaron surgencias, a través de diversos núcleos que varían entre 0 y 0.1 m/día, en cambio, al final de la línea 120, se encontraron bombeos negativos, donde la estructura de la TSM, muestra un frente y la dinámica geostrófica (figura 3C-4C) un meandro.

El BbCE en octubre (figura 10D) describe la formación de posibles surgencias (0.05 m/día) al sur de Punta Baja, rasgo coincidente con el giro ciclónico descrito por la hidrografía (figuras 3D y 4D). Además, las isolíneas del BbCE siguen un patrón muy similar al descrito por el giro. Entre San Quintín e Isla Guadalupe se observó un núcleo de hundimientos en la base de la capa de Ekman ( $-0.25$  a  $-0.1$  m/día), dicho núcleo coincide con el giro ciclónico descrito por la hidrografía. Se observaron posibles surgencias en la zona de Bahía Sebastián Vizcaíno (0.1 m/día), así como en la zona entre Punta Eugenia (0.05 m/día) y San Carlos (0.1 m/día).

La zona donde la hidrografía describe un giro anticiclónico (figura 4D), presentó bombeos consistentes, al mostrar posibles hundimientos (0.1 m/día). Así mismo, en el área oceánica (línea 133), los bombeos muestran posibles hundimientos (-0.1 m/día), coincidentes con los rasgos de un giro ciclónico descrito por la hidrología (figura 4D), donde la estructura de la TSM, muestra un frente de aproximadamente 21°C.

### **Temperatura superficial del Mar (TSM)**

La presente sección describe la estructura de la TSM y se asocia a posibles fenómenos como corrientes, frentes y giros. Se observa claramente la variación estacional de la temperatura a lo largo del año. Enero y abril presentan aguas frías ( $\approx 14^{\circ}\text{C}$ ), que muestran influencia de la CC en la zona norte. En tanto que agosto y octubre muestran un campo más cálido ( $>22^{\circ}\text{C}$ ) proveniente del sur y que se manifiesta hacia el norte, mediante un aumento de la temperatura ( $6^{\circ}\text{C}$  más).

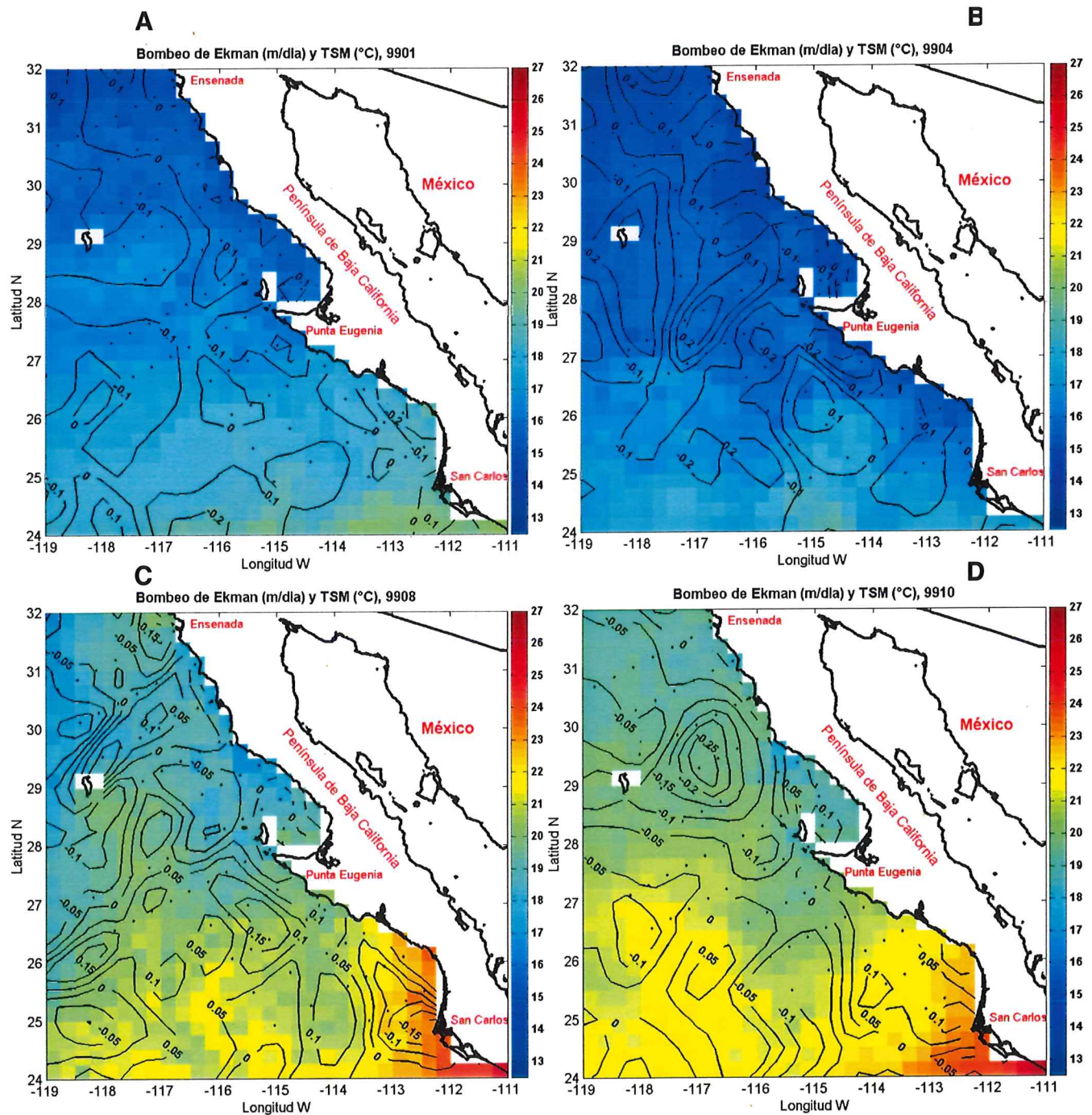
Los giros anticiclónicos descritos en la dinámica geostrofica se muestran consistentes con el campo de temperatura, esto es, muestran núcleos más calidos que a sus alrededores, como en el caso del giro ubicado en la línea de  $28^{\circ}\text{N}$ , que incrementa su TSM de  $17^{\circ}\text{C}$  en enero a  $22^{\circ}\text{C}$  en octubre. La misma consistencia la presentan los giros ciclónicos, sólo que con núcleos fríos. Tal es el caso de los giros ciclónicos arriba de los  $30^{\circ}\text{N}$ , que incrementan su temperatura cercana a  $14^{\circ}\text{C}$  en enero a  $20^{\circ}\text{C}$  en octubre. La temperatura en las zonas de meandros tiene una diferencia al menos de  $0.5^{\circ}\text{C}$  con respecto a algún giro adyacente.

Otro rasgo importante de la TSM es la variación al norte de la temperatura frente a San Carlos, donde llega a alcanzar su máximo en octubre ( $26.94^{\circ}\text{C}$ ) y su mínimo ( $12.7^{\circ}\text{C}$ ) se manifiesta en abril, justamente cuando el campo de viento fue más intenso por efecto de la Niña (Bograd *et al.* 2000).

Se localizó un frente cálido ( $\approx 20.5$  °C) que se ubica entre las líneas 120 y 127. Probablemente se trate de agua Central del Pacífico Norte (Lynn y Simpson, 1987) que alimenta al giro anticiclónico. Mientras que en San Carlos, la TSM nos muestra la temperatura máxima ( $\approx 26.9$  °C) encontrada para los cuatro cruceros, en esta misma zona el BbCE mostró posibles hundimientos.

En forma general el bombeo en la base de la capa de Ekman y la TSM son consistentes. Esto en el sentido de que las velocidades positivas se asocian a temperaturas del orden de  $15^{\circ}\text{C}$  o menores, como el caso de Punta Baja o la línea 113 del crucero de abril, sobre la que se extienden isotacas del bombeo hasta unos 150 km fuera de la costa.

Se encontraron dos características notables en la TSM durante abril. La primera es frente a San Quintín y tiene que ver con la dinámica geostrofica, la cual muestra un giro ciclónico, mientras que el bombeo asegura surgencias, que se corroboran con la TSM ( $\approx 14^{\circ}\text{C}$ ) y por el número de Richardson. El número de Richardson muestra que la capa de mezcla es menor a 50 m con una capa de Ekman de 44 m, lo que lleva a pensar que la mayor mezcla en esta zona es debido al viento y por el corte horizontal de la velocidad. La segunda característica se da en Bahía Sebastián Vizcaíno, donde el bombeo no describe surgencias, sin embargo, la TSM muestra temperaturas frías ( $15^{\circ}\text{C}$ ), probablemente existan surgencias por efecto topográfico y/o baroclínico de alguna corriente costera.



**Figura 10.- Bombeo de Ekman y temperatura superficial del mar.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Los colores están ajustados al mínimo (12.74°C) y máximo (26.94°C) valor de temperatura encontrados durante los cuatro cruceros.

### III.vi. Flujo tipo Sverdrup.

El presente capítulo trata los resultados del campo de velocidad superficial definido como la suma entre la velocidad geostrófica y la deriva de Ekman, resultante que en lo sucesivo se denomina flujo tipo Sverdrup (figura 11). Obviamente el efecto del gradiente de presión y la aceleración de Coriolis se manifiesta hasta el nivel de referencia (500 db, Sverdrup y Fleming, 1941; Pond y Pickard, 1978), en tanto que el efecto de la deriva de Ekman está restringido a la profundidad de la capa de Ekman (figura 10, Madsen, 1977; Pond y Pickard, 1978). Un posible cambio de la estructura termohalina superior causado por viento no afectará los cálculos geostróficos, pues la profundidad de la capa de Ekman (figura 10) es pequeña comparada con la profundidad de referencia. Además los cambios de velocidad en la capa de Ekman no son perceptibles por la geostrofia.

A diferencia de un flujo de Sverdrup de larga escala que aporta el transporte de masa asociado a la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento en la base de la capa de Ekman, el flujo tipo Sverdrup que aquí se determina está asociado al efecto de la deriva de Ekman sobre la circulación.

El flujo tipo Sverdrup para el crucero de enero (figura 11A) presenta un patrón de flujo al sureste, con velocidades menores a 43 cm/s. Destacan características como reminiscencias (10 cm/s) del giro ciclónico (30°N) descrito en la dinámica geostrófica (figuras 3A-4A), en tanto que el giro anticiclónico (28°N) disminuye su intensidad hasta prácticamente desaparecer su lado oeste (<3 cm/s) y se intensifica de su lado Este (43 cm/s); la convergencia de ambos giros delinea un meandro con dirección SW que se extiende hasta la latitud 27°N y que se intensifica (37 cm/s) a diferencia de la dinámica geostrófica. La intensificación de las corrientes se da en el centro del área de estudio.

La corriente tipo Sverdrup durante abril (figura 11B) mostró velocidades menores que 56 cm/s. Entre las características básicas se encuentra que los flujos con dirección norte disminuyen su intensidad, por ejemplo las porciones oeste de los giros anticiclónicos (<6 cm/s frente a I. Guadalupe) o las porciones este de los

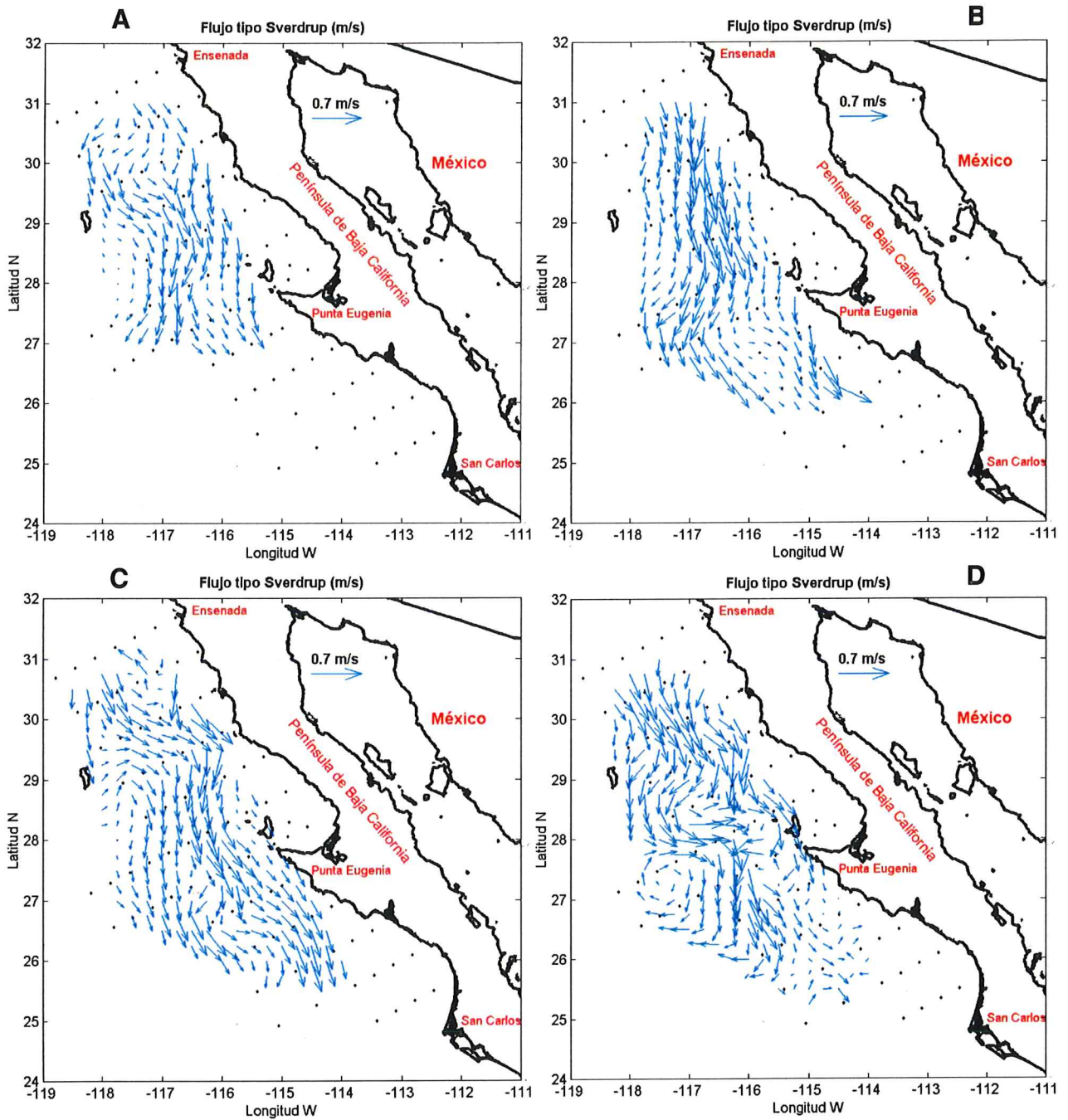
giros ciclónicos. La corriente que se formaba entre los giros se intensifica (65 cm/s) en la porción norte entre Isla Guadalupe y Punta Baja. Existe un ligero cambio en la dirección (sur) de la corriente al final de la línea 130, debido a un aumento en su magnitud (58 cm/s), equivalente a un 16% más que en el flujo geostrófico (figuras 3B-4B).

El flujo tipo Sverdrup de agosto (figura 11C) mostró velocidades menores a 50 cm/s. Destacan las características básicas observadas en el crucero de invierno y primavera, como una disminución (intensificación) de la intensidad del flujo en las fronteras de los giros con dirección norte (sur). Se observa un debilitamiento en la porción oeste de los giros anticiclónicos (<4 cm/s al sur de I. Guadalupe) o la porción este de los giros ciclónicos ( $\approx 12$  cm/s), en tanto que la intensificación se da las fronteras este de los giros ciclónicos y en las fronteras oeste de los giros ciclónicos, como se muestra en el siguiente párrafo.

Características particulares del crucero de agosto (figura 11C) se presentan a continuación. El giro ciclónico que se forma frente a Ensenada se enmascara al ser afectado por la deriva de Ekman, su evolución disminuye en su lado este y centro (de 28 cm/s a 12 cm/s,  $\approx 58\%$  menos), en tanto que la porción oeste se intensifica (24 cm/s a 33 cm/s,  $\approx 37\%$  más). Las aguas superficiales de dicho giro se integran al flujo principal de la corriente de California. Las evidencias del giro ciclónico frente a San Quintín (figura 4C), se traducen por efecto de la deriva de Ekman en una corriente (de 40 cm/s a 35 cm/s, 12.5% menos) que fluye al sur. La corriente de California (dinámica geostrófica) entre estos giros se intensifica hasta en un 20% (50 cm/s, al oeste de Isla Cedros, 117.50).

La deriva de Ekman induce una nueva dirección a la corriente geostrófica en las inmediaciones de la línea 130. Se observa (dinámica geostrófica) una dirección SE en la corriente, la cual al ser afectada por la deriva de Ekman modifica su dirección (flujo tipo Sverdrup) hacia el sur. El flujo tipo Sverdrup muestra la interacción de la corriente de California con un frente oceánico al sur del área de IMECOCAL y posiblemente se trate de agua subtropical (Lynn y Simpson, 1987).

El flujo tipo Sverdrup de octubre (figura 11D) mostró velocidades menores a 65 cm/s. Las características de este crucero consisten en la presencia de una fuerte corriente en la zona de transición de la corriente de California (Lynn y Simpson, 1987) entre las líneas 100 a 110, con velocidades del orden de 47 cm/s. Los efectos de la deriva de Ekman sobre el giro ciclónico entre Isla Guadalupe y San Quintín se manifiesta de dos formas: en una corriente (33 cm/s) que se dirige hacia el SW (lado oeste del giro) y en una corriente (27 cm/s) que se dirige hacia Isla de Cedros. Por otra parte se encontró la persistencia del giro anticiclónico presente sobre las líneas 117 y 120, debido a la baja intensidad de la deriva de Ekman (figura 9D) en dicho sitio, el efecto se observó en un decremento ( $<10$  cm/s al final de la línea 117) de la corriente en la porción oeste, en cambio la corriente en la porción este se incrementó (40 cm/s, cerca de la estación 120.60). El máximo (65 cm/s) en la intensidad de la corriente tipo Sverdrup se encontró en un chorro al este de un giro anticiclónico (120.55), incrementando un 35% a la corriente geostrófica. Al sur del área de IMECOCAL se encontraron velocidades menores a 38 cm/s, justamente donde la literatura marca como zona de interacción con aguas del Pacífico Central (Sverdrup, et al., 1942; Lynn y Simpson, 1987).



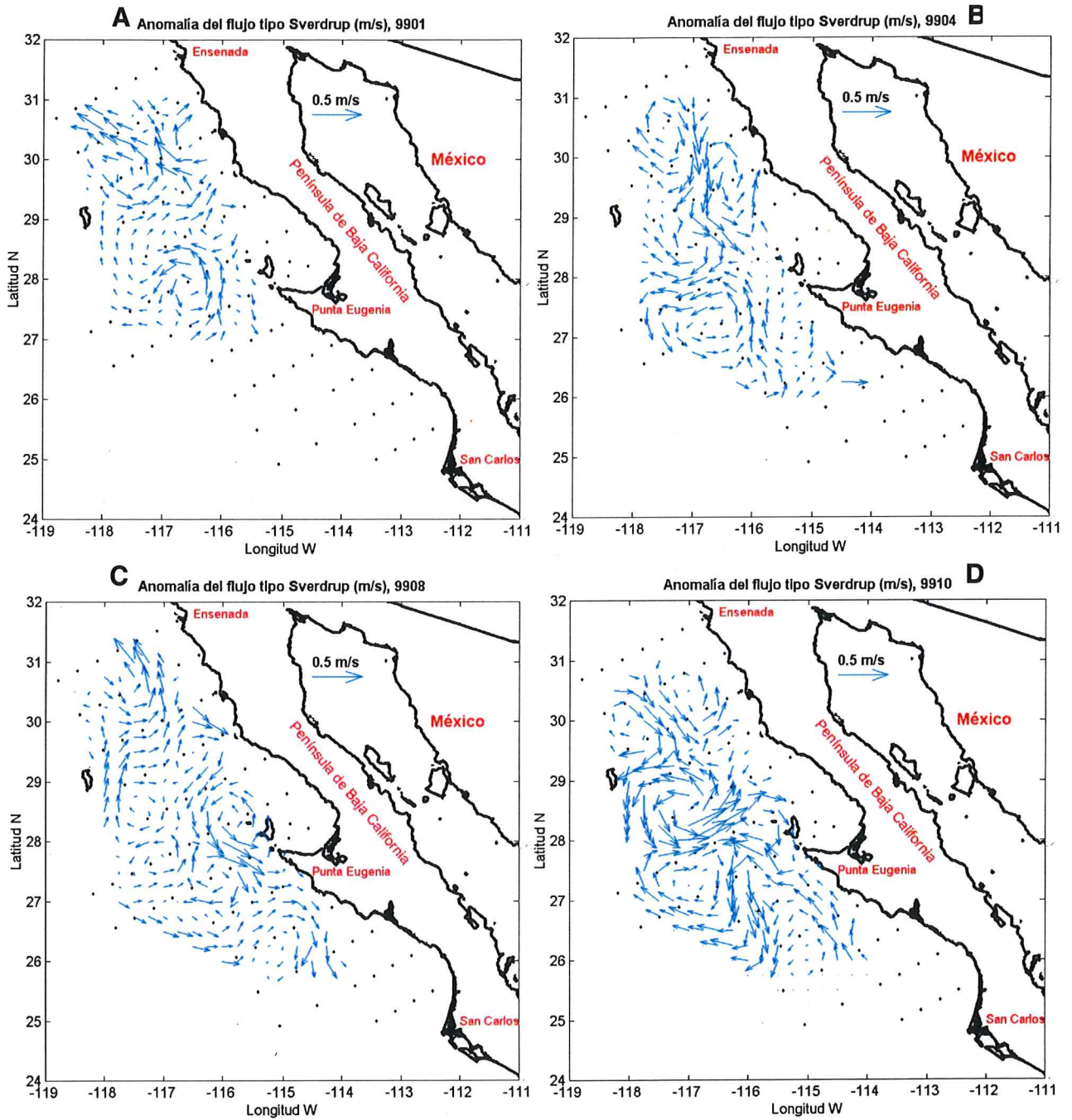
**Figura 11.- Flujo tipo Sverdrup.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. El flujo es la suma vectorial del campo geostrófico y el de la deriva de Ekman. Los vectores indican la dirección y magnitud en m/s.

Se calcularon las anomalías del flujo tipo Sverdrup (figura 12) con respecto al flujo medio que considera solamente los cuatro cruceros de 1999, con el objeto de minimizar la señal de la CC (flujo hacia el sur) y mostrar las variaciones locales de la corriente. El flujo tipo Sverdrup medio para 1999 fue concordante con el flujo principal de la corriente de California, es decir, un flujo paralelo a la costa con dirección al ecuador (Sverdrup y Fleming, 1941; Sverdrup *et al.* 1942; Lynn y Simpson, 1987).

Las anomalías de la corriente tipo Sverdrup (figura 12A-D) describen una serie de giros en toda el área de estudio. La anomalía para el crucero de enero (figura 12A) muestra un flujo tipo Sverdrup con giros (20 cm/s) ciclónico (30°N) y anticiclónicos (28 y 30°N), entre los giros (30°N) fluye una contracorriente (dirección norte) que se encuentra con una corriente (dirección sur) cerca de la línea 100. El giro anticiclónico (28°N) se muestra consistente en el campo anómalo de abril (figura 12B), mes en el que además de dicho giro se observa que los giros ciclónico y anticiclónico ( $\approx 30^\circ\text{N}$ ) presentan entre los dos una corriente (31 cm/s) con dirección sur.

La anomalía del flujo tipo Sverdrup para agosto (figura 12C) mostró un giro ciclónico (30 cm/s) sobre la línea 103, el cual es alimentado del sur mediante una corriente (20 cm/s) proveniente de las inmediaciones de Isla Guadalupe, esta misma corriente converge en las proximidades de Punta Baja. Se observaron una serie de pequeños (<80 km) giros en las inmediaciones de la línea 117. Un último giro anticiclónico se observó al Sur del área de estudio (26°N), zona de interacción con frentes del Pacífico central (Lynn y Simpson, 1987).

La anomalía del flujo tipo Sverdrup para octubre (figura 12D) presentó un giro anticiclónico (<16 cm/s) y un ciclónico (<18 cm/s) entre las líneas 103 y 107. Se observó un giro ( $\approx 150$  km) ciclónico (40 cm/s) al este de Isla Guadalupe genera, por interacción con un giro (<120 km) anticiclónico (<16 cm/s), una corriente ( $\approx 25$  cm/s) con dirección a Isla de Cedros. Se observa la contracorriente costera descrita por Lynn y Simpson (1987) frente a Punta Eugenia que interactúa con el giro anticiclónico antes mencionado.



**Figura 12.- Anomalías del flujo tipo Sverdrup.** A) Crucero de enero, B) Crucero de abril, C) Crucero de agosto, D) Crucero de octubre. Las unidades son m/s. Las anomalías se calcularon en base al flujo tipo Sverdrup medio para 1999 y a los flujos tipo Sverdrup de cada crucero analizado.

### III.vii. Errores asociados.

Este apartado contempla los errores asociados a la determinación de las variables descritas. La precisión de los sensores utilizados por el CTD es de 0.005 mmho/cm para conductividad y en el caso de la temperatura es de 0.002 °C (García *et al.* 1999). En tanto que la TSM tiene una precisión de  $\pm 0.54^\circ\text{C}$  (Halpern *et al.* 2001).

La propagación de error asociada al campo de viento del dispersometro AMI es: error en la magnitud de la velocidad  $\pm 0.9$  m/s e incrementa hacia la costa, error en la magnitud del esfuerzo del viento  $\pm 0.015$  Pa, en la  $(\nabla \times \mathbf{V})_v$ , el error es  $\pm 0.2 \times 10^{-7}$  Pa/m, la deriva de Ekman tiene un error de  $\pm 4$  cm/s, la capa de Ekman de  $\pm 12$  m para la latitud  $28^\circ\text{N}$ ; el bombeo tiene un error de  $\pm 0.026$  m/día. El error a considerar en el flujo tipo Sverdrup es el de la deriva de Ekman, debido a que no se cuenta con los cálculos de propagación de error en la dinámica geostrófica.

#### IV. DISCUSIONES.

Los cambios en la circulación superficial (0/500 db) frente a la costa oeste de la Península de Baja California a lo largo de 1999 se discuten a continuación. Además se discute la respuesta de la superficie oceánica al forzamiento por viento y la circulación geostrófica superficial afectada por la deriva de Ekman, denominada *flujo tipo Sverdrup*.

##### IV.i. Circulación geostrófica.

La circulación geostrófica (0/500 db), en general, del sur del Sistema de la Corriente de California (SCC) es un flujo caracterizado (Lynn y Simpson, 1987) por la presencia de tres fronteras: la primera de ellas es un régimen costero (Este) que provee agua de surgencia, la segunda es de régimen oceánico (Oeste) que provee aguas del Pacífico Central, y la tercera también es de régimen oceánico con frentes (Sur) que aportan aguas del Pacífico Ecuatorial; todas estas fronteras forman en conjunto la zona de transición descrita por Lynn y Simpson (1987) en el sur del SSC, además de constituir el núcleo principal de la Corriente de California (CC).

Una de las aplicaciones desarrolladas en este trabajo es la representación del campo de velocidad geostrófica (0/500 db) de la CC en forma de una función escalar, conocida como función corriente (Von-Schwind, 1980). La función corriente (ver dinámica geostrófica, figura 4) permitió describir un flujo conocido solamente a lo largo de las secciones, a través de una función que varía en el espacio (latitud, longitud). Esto permite una mejor descripción del campo de velocidad, permitiendo detectar fenómenos de mesoescala. Los giros ciclónicos presentaron funciones corrientes menores a  $12.5 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , en tanto que los anticiclónicos y los meandros presentaron un campo de velocidad mayor a  $13.5 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Las funciones corriente entre  $12.5$  y  $13 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  caracterizaron las zonas de interacción entre los diversos giros.

El criterio anterior permite establecer que el flujo superficial (0/500 db) de la CC frente a la Península de Baja California durante 1999 presentó variación espacial (meandros, giros) y temporal, en una escala que los trabajos de Sverdrup y Fleming (1941), Bernstein *et al.* (1977), Burkov y Pavlova (1980), Chelton (1984), Lynn y Simpson (1987), Hayward *et al.* (1999) y Bograd *et al.* (2000); donde el campo geostrofico se analiza en forma clásica.

La CC se caracterizó por presentar un sistema de giros ciclónicos ( $30^{\circ}\text{N}$ , 10 cm/s) y anticiclónicos ( $28^{\circ}\text{N}$ , 20 cm/s) con un diámetro de aproximadamente 100 a 170 km, lo que aumentan la complejidad del sistema y le confieren al sur del SCC un carácter transitivo como lo resalta el trabajo de Lynn y Simpson (1987).

Se conoce (Batten, 1997) que son requisitos para la generación de giros y desprendimiento de meandros, las variaciones tanto de la intensidad del flujo, como de la topografía marina y de la línea de costa, así como del campo de viento.

El incremento en la rapidez del viento por el fenómeno de La Niña (abril) trae consigo que los giros que persisten desde enero se debiliten o deformen durante abril. Estas variaciones en el campo de viento van a modificar los rasgos en la circulación superficial, por ejemplo, generando una mayor cantidad de giros. Por tal efecto, la CC fluye como meandro entre el régimen oceánico (al oeste de  $118^{\circ}\text{W}$ ) y el costero (arriba de 100 km fuera de la costa).

La contracorriente costera (CcC) se observa en enero, abril y octubre, localizada en diferentes zonas. La CcC se localiza en las inmediaciones de la estación 110.40 durante enero (12 cm/s), en tanto que para abril se localiza entre los transectos 103 y 113 como un giro ( $\approx 80$  km de ancho) ciclónico (10 cm/s). La CcC durante octubre se localiza al inicio y final de la línea 130, como lo describe Lynn y Simpson (1987), sin embargo, se observa que la contracorriente se desarrolla en una bifurcación de la CC en las proximidades de la línea 130.

El intervalo de velocidad encontrado en este trabajo es consistente con la literatura. La velocidad máxima encontrada por Lynn y Simpson (1987) es menor a 25 cm/s, mientras en este trabajo es menor a 38 cm/s. La diferencia, sin considerar la época del año, estriba en que el método clásico de geostrofia subestima la

corriente, en tanto que la función corriente propicia una mejor interpretación por considerar un campo en dos dimensiones. Además y no menos importante, es necesario considerar que el trabajo de Lynn y Simpson (1987) es una climatología de 23 años y en este estudio sólo se considera un año, el cual presenta un estadio del fenómeno de la Niña, por lo que es de esperarse que la circulación inducida por el viento deba ser más intensa.

#### **IV.ii. Respuesta de la superficie oceánica al forzamiento por viento.**

El centro de alta presión del Pacífico Norte se desplazó a finales de 1998 hacia el continente americano (Bograd *et al.* 2000), por el desarrollo del fenómeno océano-atmosférico de La Niña. El fenómeno de La Niña conlleva una intensificación del campo de viento sobre el SCC (Hayward *et al.* 1999; Bogrand *et al.* 2000), lo que ocasiona que las fluctuaciones estacionales en la velocidad del flujo superficial (0/500 db) de la CC (ver dinámica geostrofica) sean controladas por fluctuaciones en el campo de viento (Nelson, 1977; Burkov y Pavlova 1980; Lynn y Simpson, 1987).

El campo de viento del ERS-2 se observa consistente con la climatología de Reeves *et al.* (1983), es decir presenta una dirección predominante NW, con intensificaciones en su rapidez en los meses de abril-mayo (<6.6 m/s), en tanto que en octubre se observan los mínimos (<2.3 m/s).

Se observó durante 1999, en forma general, una franja en la atmósfera de aproximadamente 100 km de ancho frente a Baja California con dirección predominante del NW, en tanto que después de Punta Eugenia, el campo de viento presenta divergencias, lo cual se respalda con la climatología del viento (Nelson, 1977; Reeves *et al.* 1983).

La vorticidad que imparte el viento al océano se determina mediante el rotacional del esfuerzo del viento. El rotor del esfuerzo del viento mostró consistencia con el trabajo de Chelton (1982), al presentar un decremento del rotacional del esfuerzo del viento hacia el sur. Lo que garantiza surgencias más intensas en la zona norte.

Los cálculos de la componente vertical del esfuerzo del viento son coincidentes con la teoría. Esto es las zonas de vorticidad anticiclónica (negativa) indican un esfuerzo del viento mayor hacia la costa, por lo que el transporte de Ekman es pobre y con una tendencia a converger en mar abierto (Nelson, 1977), por lo que la surgencia costera puede quedar enmascarada. La convergencia del transporte de Ekman ocasiona hundimiento del agua en la base de la capa de Ekman (figura 10D).

La vorticidad ciclónica en la atmósfera se desarrolló principalmente al Norte y en la costa debido a que el esfuerzo del viento se incrementa hacia mar abierto, por lo que es de esperarse un transporte de Ekman más rico (Nelson, 1977) y por ende surgencias bien definidas (figura 10B-C).

La respuesta del océano al forzamiento atmosférico fue muy clara en agosto y octubre, esto es por que el campo de la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento es coincidente en forma con el campo geostrófico.

La deriva de Ekman presentó una dirección SW, con un ángulo de deriva  $\approx 10^\circ$ , lo que concuerda con la metodología seguida. El valor tan pequeño del ángulo se debe a que Madsen (1977) considero que la viscosidad dinámica incrementa con la profundidad, cuestión que Ekman consideró constante, por lo cual su ángulo de deriva es de  $45^\circ$ . La deriva de Ekman fue menor al 4% de la magnitud del viento considerado, siendo ligeramente mayor a la relación del 3% discutida por Bowden (1983), que se basa en datos de viento medidos in situ, en tanto que los datos satelitales presentan un error en su estimación por el tamaño del área en la cual son estimados. Es posible que la diferencia de 1% sea por el error en la estimación en la deriva que fue del orden de  $\pm 4$  cm/s con un error en la magnitud del viento de  $\pm 0.90$  m/s, en mar abierto e incrementando hasta  $\pm 2.5$  m/s cerca de la costa.

La capa de Ekman, en forma general, es más profunda hacia el sur y mar abierto. Esto obedece a que el valor del seno disminuye conforme la latitud disminuye, en tanto que hacia mar abierto incrementa la magnitud de la velocidad del viento.

Así como la capa de Ekman es una zona de mezcla por viento, la mezcla desarrollada en dicha zona no es totalmente atribuida al viento. El corte de velocidad horizontal propicia inestabilidades tipo Kelvin-Helmholtz, tan es así, que la estabilidad del fluido depende de la mezcla presente en la columna (Kundu y Beardsley, 1991). Una de las características de la CC es poca estabilidad lineal en la columna debido a la presencia de los giros producto de los distintos regímenes y de las variaciones en la batimetría local.

El número gradiente de Richardson proporciona un criterio de estabilidad en los primeros 100 m de profundidad. La estabilidad lineal no se garantiza en los primeros 90 m en las zonas donde se desarrollaron giros ciclónicos y donde la contracorriente costera es evidente. Además, la profundidad de la capa de Ekman en estas zonas es menor a los 40 m, de lo que se induce que la profundidad entre 40 y 90 m es pobremente caracterizada por mezcla debido a un corte de velocidad y en los primeros 40 m existe una interacción entre la mezcla por viento como por corte de velocidad.

La estabilidad lineal no se garantiza en los primeros 40 m en las zonas oceánicas que desarrollaron giros anticiclónicos. Además, la profundidad de la capa de Ekman es menor a 52 m, esto significa que la mezcla existente se da por la interacción entre el viento y el corte de velocidad.

El transporte de Ekman hacia el océano produce un decremento del nivel del mar en la costa (Nelson, 1977), es decir, por continuidad el agua que es desplazada debe ser sustituida por agua profunda o advección horizontal. La rapidez con la cual el agua es desplazada por aguas profundas, durante una surgencia o hundimiento es el bombeo o succión de Ekman.

Las surgencias aportan agua fría y rica en nutrientes al SCC (Lynn y Simpson, 1987), lo que aumenta la complejidad del sistema (Bograd *et al.* 2000). La franja de  $\approx 100$  km de ancho a lo largo de Baja California fue la zona que presento más surgencia durante enero y abril. Se realizaron las surgencias oceánicas a lo largo de la línea 117 durante primavera por la intensificación de los vientos en el centro del área de estudio.

El transporte dado por el bombeo va a mantener un equilibrio dinámico en la CC por efecto del transporte en superficie dado por el campo de viento. La característica anterior es parte del rol del bombeo en la base de la capa de Ekman dentro del SCC.

El bombeo en la base de la capa de Ekman, muestra afloramientos (abril, 30°N) y hundimientos (enero, 29°N) de agua que la TSM confirma, al describir una estructura fría (15°C) y otra cálida (17.5°C) con respecto a sus alrededores. Así mismo la TSM corrobora estructuras geostroficas, como el giro ciclónico frente a San Quintín (abril, 29°N) y el giro anticiclónico al este de Isla Guadalupe (29°N), coincidiendo con los núcleos de bombeo y hundimientos antes mencionados

El factor probable de la temperatura fría, antes mencionado, sea el viento. El número de Richardson puede ayudar a esclarecer la aseveración. Uno pensaría que la mezcla dentro de la capa de Ekman es dada tanto por el viento como por el corte de la velocidad, sin embargo, en esta zona la capa de Ekman es menor a 50 m y la zona donde  $Ri \leq \frac{1}{4}$  es menor a 30 m, por lo que se infiere que la mayor parte de la mezcla posiblemente sea desarrollada principalmente por el viento, es decir, la temperatura fría (14°C) se debe a la surgencia presente.

Así mismo, en la zona de Bahía Sebastián Vizcaíno el viento no desarrolla surgencias, pero la TSM muestra temperaturas frías (15°C), las cuales se pueden atribuir a probables surgencias por efectos topográficos (Durazo, comunicación personal) o surgencias remotas que por advección llegan a la Bahía.

La zona oceánica frente a San Carlos constituye una zona de interacción entre la CC y agua superficial ecuatorial (Bograd *et al.* 2000), donde los bombeos se manifiestan como hundimientos. Lo anterior sugiere que debido a que el campo de viento de larga escala diverge en esta zona, entonces el esfuerzo en la superficie oceánica es menor, lo que facilita las incursiones de agua superficial del ecuador.

#### **IV.iii. Flujo tipo Sverdrup.**

La resultante entre la velocidad geostrófica (0/500 db) y la deriva de Ekman, se discute a continuación. El flujo tipo Sverdrup sólo es válido dentro de la capa de Ekman, debido a que va a ser la zona dentro de la cual el viento es capaz de generar la deriva.

Las condiciones que prevalecieron en el flujo tipo Sverdrup fueron de un flujo con dirección sur, los giros presentes fueron modificados por la inclusión de la fricción en la superficie incorporada por el campo de viento. Es decir, con una deriva hacia el sur, las porciones este de los giros geostróficos experimentan una intensificación por efecto de la deriva y las porciones oeste experimentan un desaceleración por fricción con la deriva de Ekman. Esto genera cambios tanto en la dirección como en la intensidad de la circulación del agua superficial.

## V.- CONCLUSIONES

- La Corriente de California (0/500 db) frente a la Península de Baja California presento la forma de meandro, caracterizada por giros en escalas de longitud de aproximadamente 70 a 150 km. Además de meandros y chorros que aumentan la complejidad del sistema.
- Destaca un sistema de giros entre Isla Guadalupe y Punta Eugenia que son persistentes a lo largo del año de 1999. Así como un giro ciclónico ( $\approx 30^\circ\text{N}$ ) que es producto de la influencia del giro Central de California sobre la Corriente de California en aguas Mexicanas.
- Se observa que la Corriente de California (0/500 db) se intensifica durante un año de La Niña (1999), por efecto del campo de viento, en especial en la zona de transición descrita por Lynn y Simpson, 1987.
- Las velocidades geostróficas (0/500 db) mostraron que los giros ciclónicos se mantuvieron a velocidades hasta de 16 cm/s, en tanto que los anticiclónicos a velocidades hasta de 25 cm/s.
- Los meandros, chorros y zonas de interacción entre los giros muestran velocidades de hasta 40 cm/s. Las corrientes van a propiciar el transporte de organismos planctónicos hacia la costa, así como de nutrientes y sal.
- El flujo promedio, de los cuatro cruceros de 1999, en la zona de transición (Lynn y Simpson, 1987) muestra velocidades del orden de 28 cm/s.

- La Contracorriente Costera se manifiesta como un giro ciclónico en las inmediaciones de San Quintín y Punta Baja. Así como en Isla de Cedros. Frente a Punta Eugenia (octubre) se manifiesta como un giro con velocidades del orden de corriente menores a 10 cm/s.
- El presente trabajo permite observar en una forma casi sinóptica la variación de las corrientes en chorros horizontales a diferencia de trabajos basados en el análisis geostrofico tradicional.
- El flujo tipo Sverdrup en el sur de la Corriente de California mostró una modificación del campo geostrofico dentro de la capa de Ekman, debido a un aporte de momentum a la superficie oceánica por el campo viento.
- La deriva de Ekman debilita los giros ciclónicos (anticiclónicos) en su parte este (oeste) y los intensifican en sus porciones oeste (este). En tanto que la parte norte y sur, así como los meandros y chorros encontrados se intensifican hacia el sur.
- Lo anterior y el trabajo realizado llevan a concluir que si existen diferencias en el patrón de circulación considerando solamente geostrofia que si se considerará conjuntamente con la variación de la corriente superficial generada por el esfuerzo del viento dentro de la capa de Ekman.
- La utilización de datos satelitales adicionales a mediciones hidrográficas contribuyen a construir una mejor imagen sinóptica que aquella basada solamente en geostrofia.

## VI.- LITERATURA CITADA.

**Bakun, A.** (1975). Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-1971. U. S. Department of Commerce, NOAA. *Tech. Rep. NMFS SSRF* 671, 103 pp.

**Batten, M. L.** (1997). Wind-forced modeling studies of currents, meanders and eddies in the California Current system. *J. Geophys. Res.* 102(C1), 985-1010.

**Berenstein, R. L., L. Breaker, y R. H. Whritner.** (1977). California Current eddy formation, ship, air and satellite results, *Science.* 195, 353-359.

**Bograd, S. J., Diacomio, P. M., Durazo, A. R., Hayward, T., Hyrenbach, D., Lynn, R., Mantyla, A., Schwing, F., Sydeman, W., Baumgartner, T., Lavaniegos, B. y Moore, C.** (2000). The state of the California Current, 1999-2000: forward to a new regimen?. *Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 41, 26-52.

**Bowden, K. F.** (1983). Physical oceanography of coastal waters. Ellis Horwood Ed. 302 pp.

**Burkov, V. A., y Yu, V. Pavlova.** (1980). Description of eddy field of the California Current. *J. Oceanology.* 20(3), 272-278.

**Chelton, D. B.** (1982). Large-scale response of the California Current to forcing by the wind stress curl. *Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 23, 130-148.

**Chelton, D. B.** (1984). Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *J. Geophys. Res.* 89, 3473-3486.

**Chereskin, T. K. y M. Trunnell.** (1996). Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. *J. Geophys. Res.* 101(C10), 22619-22629.

**Cushman-Roisin, B.** (1994). Introduction to geophysical fluid dynamics. Prentice Hall. 320 pp.

**Davis, R. E.** (1985). Drifter observations of coastal surface currents during CODE, the method and descriptive view. *J. Geophys. Res.* 90, 4741-4755.

**Durazo, A. R. y T. R. Baumgartner.** (2001). Evolution of Oceanographic Conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography.* 54, 7-31.

**García, C., J., Durazo, A. R., Baumgartner, M. T. y Lavaniegos, E. R.** (1999). Hidrografía en la zona sureña de la Corriente de California, campaña IMECOCAL 9901. B/O/Francisco de Ulloa. Enero 14 a enero 31 de 1999. *Informe Técnico. Departamento de Ecología, CICESE.* 126 pp.

**Gallaudet, T. C. y Simpson, J. J. (1994).** An empirical orthogonal function analysis of remotely sensed sea surface temperature variability and its relation to interior oceanic processes off Baja California. *Remote sensing environment*. 47, 375-389.

**Halliwell, G., R. G. Williams, K. Vierra, y C. N. K. Mooers. (1983).** Ocean currents. In: Godshall, F. A. y R. G. Williams. (Ed.) A climatology and oceanographic analysis of the California Pacific outer Continental shelf region. *NOAA and U.S. Department of the Interior AA551-IA9-2*, 1182 PP.

**Halpern, D. P. M. Woiceshyn, V. Zlotnicki, O. B. Brown, G. C. Freilich, F. J. Wentz y C. Gentemann. (2001).** An atlas of monthly mean distribution of SSM/I surface wind speed, AVHRR sea surface temperature, TMI sea surface temperature, AMI surface wind velocity, SeaWiFS Chlorophyll-a, and TOPEX/POSEIDON sea surface topography during 1999. NASA. Jet Propulsion Laboratory. Pasadena, Ca. *JPL*, 01-01. 102 pp.

**Hayward, T., Baumgartner, T., Checkley, D., Durazo, A. R., Gaxiola-Castro, G., Hyrenbach, D., Mantyla, A., Mullin, M., Murphree, T., Schwing, F., Smith, P., Tegner, M. (1999).** The state of the California Current in 1998-1999, transition to cool-water conditions. *Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 40, 29-62.

**Hickey, B. M. (1979).** The California Current System, hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*. 8, 191-279.

**Kundu, P. K. (1990).** Fluid Mechanics. Academic Press. 248-262:638 pp.

**Kundu, P. K. y R. C. Beardsley. (1991).** Evidence of a critical Richardson number in moored measurements during the upwelling season off Northern California. *J. Geophys. Res.* 96(C3), 4855-4868.

**Larios-Castillo, S. I. (1997).** Características de la circulación en la región costera entre Tijuana y San Quintín, Baja California, México, durante octubre de 1995 y junio de 1996. Tesis de Maestría en Ciencias en Oceanografía Costera, *UABC-IIO*. 80 pp.

**Lynn, R. J. y Simpson, J. J. (1987).** The California current system, the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92(C12), 12947-12966.

**Madsen, O. S. (1977).** A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer. *J. Physical Oceanography*. 7, 248-255.

**Nelson, C. S. (1977).** Wind stress and wind stress curl over the California Current. *NOAA Technical Report. NMFS- SSRF-714*, 89 pp.

**Pond, S. y G. L. Pickard.** (1978). Introductory dynamic oceanography. Pergamon Press. 241 pp.

**Reeves, R. W., F. A. Godshall y P. Pytlowany.** (1983). Meteorology. In: Godshall, F. A. y R. G. Williams. (Ed.) A climatology and oceanographic analysis of the California Pacific outer Continental shelf region. *NOAA and U.S. Department of the Interior AA551-IA9-2*, 1182 PP.

**Schwing, F. B., C. S. Moore, S. Ralston y K. M. Sakuma.** (1999). Record coastal upwelling in the California Current in 1999. *Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 41,148-160.

**Smith, W. H. F., y D. T. Sandwell.** (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science.* 277, 1957-1962, September.

**Soto-Mardones, L. S., S. G. Marinone y A. Parés-Sierra.** (1999). Variabilidad espaciotemporal de la temperatura del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas.* 25(1), 1-30.

**Stommel, H.** (1979). Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Geophysics.* 76(7), 3051-3055.

**Sverdrup, H. U. y R. H. Fleming.** (1941). The waters off the coast of Southern California, March to July, 1937. *Bull. Of the Scripps Ins. Of Oceanography.* University of California. La Jolla. 4, 261-378 pp.

**Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. y R. H. Fleming.** (1942). The Oceans, their physics, chemistry and general biology. *Prentice Hall.* 1087 pp.

**UNESCO,** (1991). Processing of oceanographic station data. JPOTS editorial panel. Paris, Francia, 138 pp.

**Von-Schwind, J. J.** (1980). Geophysical fluid dynamics for Oceanographers. *Prentice-Hall.* 307 pp.

**Wyllie, J. G.** (1996). Geostrophic flow of the California Current at the surface and 200 m. *Calf. Coop. Oceanic. Fish. Invest. Atlas* 4.