

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



**Maestría en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Conexiones entre la Corriente Costera Mexicana y
flujos adyacentes**

Tesis

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

Presenta:

Mariana Salinas Matus

Ensenada, Baja California, México

2021

Tesis defendida por

Mariana Salinas Matus

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Codirector de tesis

Dr. Felipe Gómez Valdivia

Codirector de tesis

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo



Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez

Director de Estudios de Posgrado

Mariana Salinas Matus © 2021

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Mariana Salinas Matus como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Conexiones entre la Corriente Costera Mexicana y flujos adyacentes

Resumen aprobado por:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Codirector de tesis

Dr. Felipe Gómez Valdivia

Codirector de tesis

La Corriente Costera Mexicana (CCM), localizada frente a la costa mexicana entre el Golfo de Tehuantepec y el Golfo de California, fluye hacia el polo y está en interacción con estructuras importantes para la región. La CCM es de importancia ya que acarrea agua tropical a la región subtropical, además de que provee de momento extra hacia la Contracorriente Subsuperficial de California que explica su variabilidad semianual. En este trabajo se examina el comportamiento estacional y promedio del transporte que la CCM acarrea. Con esto se identifican conexiones con flujos adyacentes y otros procesos que afectan a la CCM. Se utilizaron las salidas de un modelo numérico con alta resolución costera que reproduce de manera realista a la CCM, otras estructuras importantes en la región y su variabilidad. Con la climatología de las salidas del modelo se calculó el transporte estacional a diferentes latitudes dentro de un límite establecido que encierra a la CCM. Para las cuatro estaciones del año se encontró una variación espacial del transporte similar pero con diferencia en la cantidad de transporte acarreado debido a la variabilidad semianual de la componente subsuperficial; durante primavera y otoño la CCM acarrea tres veces más transporte. Se identificaron las interacciones estacionales con los flujos adyacentes, destacando el mayor aporte superficial durante otoño desde la Corriente Costera de Costa Rica. La restricción de la CCM en subsuperficie que varía de latitud debido a la variabilidad del cuenco de Tehuantepec y la importancia del aporte de transporte del domo de Cabo Corrientes para que la CCM se extienda a superficie. Frente a Cabo Corrientes se identificó una pérdida importante del transporte de la CCM hacia la región de transición, que se refleja en un adelgazamiento de la corriente. En el transporte cuantificó la interacción de la CCM con el sistema de la Corriente de California, pero sí se pudo observar en la circulación las desviaciones de la CCM hacia la Contracorriente de California durante primavera y otoño, y la intrusión de la Corriente de California a la zona de transición durante primavera.

Palabras clave: Pacífico Central Mexicano, Corriente Costera Mexicana, transporte estacional.

Abstract of the thesis presented by Mariana Salinas Matus as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Connections between the Mexican Coastal Current with adjacent flows.

Abstract approved by:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Thesis Co-Director

Dr. Felipe Gómez Valdivia

Thesis Co-Director

The Mexican Coastal Current (MCC), located on the Mexican coast between the Gulf of Tehuantepec and the Gulf of California, flows poleward while interacting with regionally essential structures. The MCC is an important structure as it moves tropical water to the subtropical region. Moreover, it provides additional momentum for the California Undercurrent, which explains its semi-annual variability. The present work examined the MCC's mean and seasonal transport and identified the connections with adjacent fluxes, as well as processes that affect the CCM transport. The data used in this study correspond to a numeric model's outputs with coastal high-resolution that realistically represents the MCC and other structures and their variability. The seasonal transport was computed for different latitudes within the MCC bounds using the model outputs' climatology. For all four seasons of the year, similar transport spatial variation was found, with a difference in transport amount due to its sub-superficial semi-annual component. For instance, the MCC's transport is three times larger during spring and autumn than winter and summer. Also, the seasonal interactions with the adjacent fluxes were identified. Notably, the increase of the superficial transport from the Costa Rica Coastal Current during autumn. The MCC sub-superficially bounded due to the Tehuantepec Bowl and the importance of the transport import from the Cabo Corrientes Dome. Additionally, in front of Cabo Corrientes, a significant transport loss was identified, which causes a narrow current. The interaction between the MCC and the California Current System was not quantifiable regarding transport exchange. However, deviations from the MCC to the California Undercurrent were observed during spring and fall, as well as the California Current intrusion to the transition zone during spring.

Keywords: Mexican Central Pacific, Mexican Coastal Current, seasonal transport.

Dedicatoria

A mi familia Hugo, Maru y Toño.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y al Departamento de Oceanografía Física por darme la oportunidad de estudiar un posgrado. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario:726631

Al Dr. Alejandro Parés y al Dr. Felipe Gómez Valdivia por su paciencia, apoyo, palabras de aliento y conocimiento al guiarme durante la realización de esta tesis. A los miembros del comité Dr. Julio Sheinbaum y Dra. Bertha Lavaniegos por su tiempo y valiosos comentarios.

A mis amigos y compañeros de generación Sebas, Nath, Siria, Susy, Zain, Chuy, Gerar, Palas, Elsy, Antonio y Ramiro por el apoyo, las risas, horas de estudio, comidas y tristezas compartidas. A mis amigos de la vida Nath, Dany, Quinn, Sebas, Hiba y Carlita que no me han dejado caer durante el proceso de esta tesis.

A Oscar por siempre creer en mi, por su paciencia y amor.

A mi familia Hugo, Toño y Maru por el apoyo y amor que siempre me han dado.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	vii
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Región sur: Corriente Costera de Costa Rica y Cuenco de Tehuantepec	1
1.2. Régimen del viento	2
1.3. Región norte: Domo de Cabo Corrientes, Sistema de la Corriente de California y Golfo de California	4
1.4. Variabilidad de la Corriente Costera Mexicana	6
1.5. Dinámica general de los sistemas limítrofes orientales	7
Capítulo 2. Metodología	
2.1. Datos	10
2.2. Transportes	11
Capítulo 3. Resultados	
3.1. Descripción de la dinámica regional modelada	14
3.1.1. Descripción de la variación estacional	15
3.2. Estructura horizontal y vertical promedio de la CCM	18
3.3. Variación estacional del transporte acarreado por la CCM	21
3.3.1. Balance de volumen costero	22
3.3.2. Variabilidad temporal del transporte asociado a la CCM	23
3.3.3. Variabilidad espacio-temporal del transporte	26
3.4. Transporte promedio anual	32
Capítulo 4. Discusiones y conclusiones	
Literatura citada	41

Lista de figuras

Figura	Página
1. Circulación promedio del Pacífico Central Mexicano. Contornos continuos(discontinuos) esquematizan flujos superficiales (subsuperficiales). Adaptada de Gómez-Valdivia <i>et al.</i> , 2015	2
2. Circulación promedio reportada por Kessler (2006) mediante datos observacionales. El panel superior corresponde a la elevación dinámica y la circulación promedio superficial. En el panel inferior corresponde a la elevación dinámica y circulación promedio subsuperficial. El recuadro negro representa el área de interés analizada en la presente investigación.	3
3. Promedio de largo plazo del Rotacional del esfuerzo del viento (en colores) y esfuerzo del viento (vectores) de la base de datos North American Regional Reanalysis (NARR).	4
4. Distribución vertical a través de un transecto perpendicular y frente a Cabo Corrientes. (a) Velocidad media a lo largo de la costa (valores positivos indican flujo hacia el polo) y contornos de teperatura media. (b) Porcentaje de la varianza explicada del armónico semianual de la velocidad a lo largo de la costa. (c) Porcentaje de la varianza explicada del armónico anual de la velocidad a lo largo de la costa. Tomada de Gómez-Valdivia <i>et al.</i> , 2015	7
5. Dinámica costera en los sistemas límítofes orientales, adaptada de Talley <i>et al.</i> , (2011).	9
6. Dominio espacial que se usó para la implemantación del modelo. Localización de la isóbata de los 2000 m de profundidad ($iso2(y)$), límite más sureño (y_s) y ubicación de los transectos T1, T2 y T3. Además de agrega un acercamiento en la región costera mostrando los elementos utilizados para calcular el transporte.	11
7. Circulación promedio que el modelo reproduce. El panel superior corresponde a la elevación del nivel del mar y circulación promedio superficial (velocidad promedio de 0 m a la profundidad de la isoterma de 20°C). El panel inferior corresponde a la profundidad de la termoclina (definida en esta región como la isoterma de 20°C) y la circulación promedio subsuperficial (velocidad promedio de la profundidad de la isoterma de 20°C a 600 m).	16
8. Promedio de corrientes zonales y profundidad de las isotermas que el modelo reproduce (izquierda) y lo reportado por Kessler (2006) mediante observaciones (derecha). En el mapa superior derecho se encuentra localizado los cortes meridionales.	17
9. Ciclo anual de la circulación superficial promedio y elevación de la superficie que el modelo reproduce.	17
10. Velocidad a lo largo de la costa y vectores de la velocidad integradas desde lo 600 m de profundidad la superficie para cada estación. Además se incluye la localización de $iso2(y)$	19

11. Promedio estacional de la estructura vertical de la velocidad a lo largo de la costa promediada de la costa a $iso2(y)$. Los colores cálidos representa un flujo hacia el polo mientras que los colores fríos flujo hacia el ecuador, el contorno de 0 cm/s se encuentra representado en negro y la profundidad de la termoclina (isoterma 20°C) esta representada en línea discontinua.	20
12. Distribución vertical de la velocidad promedio a lo largo de la costa y profundidad de las isothermas promedio sobre los transectos T1, T2 y T3, cuya localización se encuentra en la figura 6. Los colores cálidos representa un flujo hacia el polo mientras que los colores fríos flujo hacia el ecuador, el contorno de 0 cm/s se encuentra representado en línea punteada. La línea verde representa la localización de $iso2(y)$	21
13. Variación mensual del transporte hacia el polo asociado a la CCM dentro de los límites establecidos de 15°N a 23.5°N.	22
14. Conservación de volumen ecuación 5. Transporte perpendicular a la costa más el transporte vertical ($u_{ccm}(y, t) + w_{ccm}(y, t)$), transporte total a lo largo de la costa menos el transporte inicial ($v_{ccm}(y, t) - v_{ccm}(y_s, t)$). En la parte superior de cada panel se encuentra el valor correspondiente de $v_{ccm}(y_s, t)$	23
15. Transporte a lo largo de la costa dentro de los límites establecidos v_{ccm} . a) Total (superficial+subsuperficial) b) superficial y c) subsuperficial. La componente superficial esta definida por arriba de la termoclina y la componente subsuperficial por debajo de la termoclina hasta los 600 m.	24
16. Evolución temporal del transporte superficial y subsuperficial asociado a la CCM promediado de 15°N a 23.5°N.	25
17. Variación mensual de la velocidad a lo largo de la costa promediada desde la costa hasta $iso2(y)$ y la profundidad de las isothermas para T1, T2 y T3 (fig. 6).	27
18. Promedio estacional de la distribución vertical de la velocidad hacia la costa a través $iso2(y)$ de 15°N a 23.5°N	28
19. Distribución vertical del transporte dentro de los límites establecidos por cada 10 m de profundidad en los transectos T1, T2 y T3. Se presentan los valores estacionales y el promedio anual.	29
20. Parte superficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por arriba de la termoclina y velocidad estacional promedio (vectores) por arriba de la termoclina para la región sureña de la zona de estudio.	30
21. Parte subsuperficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por abajo de la termoclina hasta los 600 m y velocidad estacional promedio por abajo de la termoclina hasta los 600 m (vectores) para la región sureña de la zona de estudio.	31

22. **Parte superficial.** Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por arriba de la termoclina y velocidad estacional promedio (vectores) por arriba de la termoclina para la región norteña de la zona de estudio. 33
23. **Parte subsuperficial.** Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por abajo de la termoclina hasta los 600 m y velocidad estacional promedio por abajo de la termoclina hasta los 600 m (vectores) para la región norteña de la zona de estudio. 34
24. Transporte anual v_{CCM} del flujo asociado a la CCM y sus componentes superficial y subsuperficial. 35
25. Esquema de la circulación regional promedio y las interacciones con la CCM. En rojo esta representada la CCM y otros flujos en negro. Las líneas punteadas representan flujos subsuperficiales y las líneas continuas flujos superficiales. Encerrados en rectángulos está el transporte en Sverdrup que corresponde a cada interacción. 36

Capítulo 1. Introducción

La motivación de este trabajo es identificar interacciones de la Corriente Costera Mexicana (CCM) con flujos adyacentes, así como procesos que afecten el transporte que acarrea y su variación estacional. La CCM es una corriente limítrofe oriental que fluye hacia el polo a lo largo del Pacífico nororiental tropical frente a la costa mexicana, entre el Golfo de Tehuantepec (Kessler, 2006) llegando al Golfo de California (Lavín *et al.*, 2006) (fig. 1). Al sur la CCM interactúa con la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Kessler, 2006) y al norte con el Sistema de la Corriente de California (CC) (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Estudios recientes han expuesto a la CCM como un actor importante entre la conexión de la región tropical con la subtropical (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Sin embargo, es poca la existencia de observaciones cerca de la costa mexicana en el Pacífico Tropical (Kessler, 2006) y la resolución no es la suficiente para observar procesos costeros importantes (Barton *et al.*, 2009). Por lo que en este trabajo se plantea usar un modelo numérico de alta resolución que resuelve la CCM de una manera realista.

1.1. Región sur: Corriente Costera de Costa Rica y Cuenco de Tehuantepec

Investigaciones históricas describen a la CCM como un flujo superficial hacia el polo inducido por la extensión latitudinal de la CCCR hacia la entrada del Golfo de California (Wyrтки, 1966). No obstante, la CCCR es desviada costa fuera por el Cuenco en la Termoclina de Tehuantepec (Kessler, 2006; Trasviña *et al.*, 2008), en este trabajo mencionado como Cuenco de Tehuantepec (CT) (fig. 1). El CT es una estructura somera que induce una circulación anticiclónica, que fluye hacia el ecuador a lo largo de la costa y es contraria a la circulación hacia el polo asociada a la CCCR (Kessler, 2006) (fig. 2). La componente superficial de la CCCR es bloqueada y desviada hacia el oeste por el CT (fig. 1). Sin embargo, una conexión subsuperficial entre la CCM y la CCCR se mantiene presente (Kessler, 2006, Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). El bloqueo superficial de la CCCR disminuye con la migración hacia el oeste del CT y su debilitamiento. Esto sucede en verano-otoño, lo que permite un mayor intercambio de la CCCR hacia la CCM (Kessler, 2006). El transporte calculado en este trabajo muestra en la región más al sur de la CCM un transporte superficial considerablemente mayor durante otoño, lo que estaría en concordancia con la migración del CT (fig. 15). La CCCR es el extremo

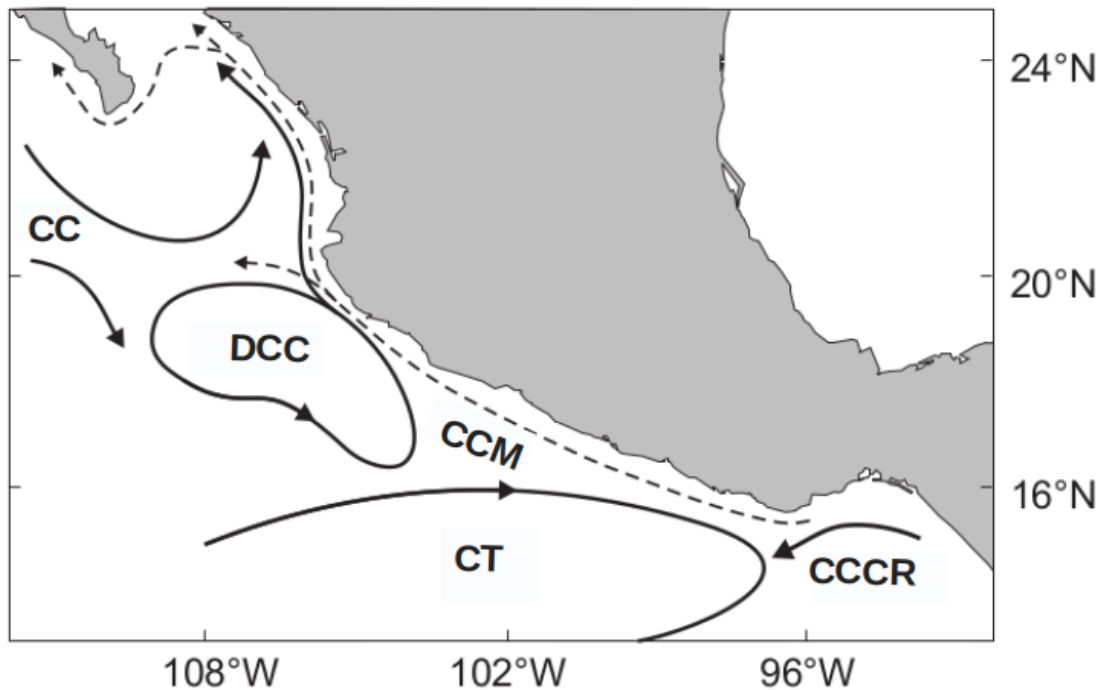


Figura 1. Circulación promedio del Pacífico Central Mexicano. Contornos continuos (discontinuos) esquematan flujos superficiales (subsuperficiales). Adaptada de Gómez-Valdivia *et al.*, 2015

este del Domo en la termocilina de Costa Rica (Kessler, 2006), aquí mencionada como Domo de Costa Rica (DCR). La presencia del DCR y el CT se ven reflejados como una elevación a los 25 m de profundidad de la isoterma de los 20°C centrada a los 9°N y un hundimiento a los 90 m de profundidad de esta misma isoterma centrada en 14°N respectivamente (Kessler, 2006) (fig. 2). El CT y DCR son estructuras de gran importancia para la dinámica de la región (Kessler, 2002, Kessler, 2006) y son inducidas por los jets de aire (fig. 3) que se crean en el Golfo de Tehuantepec y el Golfo de Papagayo (Hofmann, 1981; Kessler, 2002; Kessler, 2006).

1.2. Régimen del viento

El régimen del viento en el Pacífico Central Mexicano es de importancia para la dinámica local y tiene una marcada división entre la zona central y la zona este. Al este hay una región de jets de viento estacionales que pasan a través las cordilleras de Centro América (Kessler, 2002; Kessler, 2006). Los jets se extienden hasta 500 km y producen una región del rotacional positivo y una negativa (Kessler, 2002; Kessler, 2006) (fig. 3). Como ya se mencionó, estos jets son importantes ya que generan y mo-

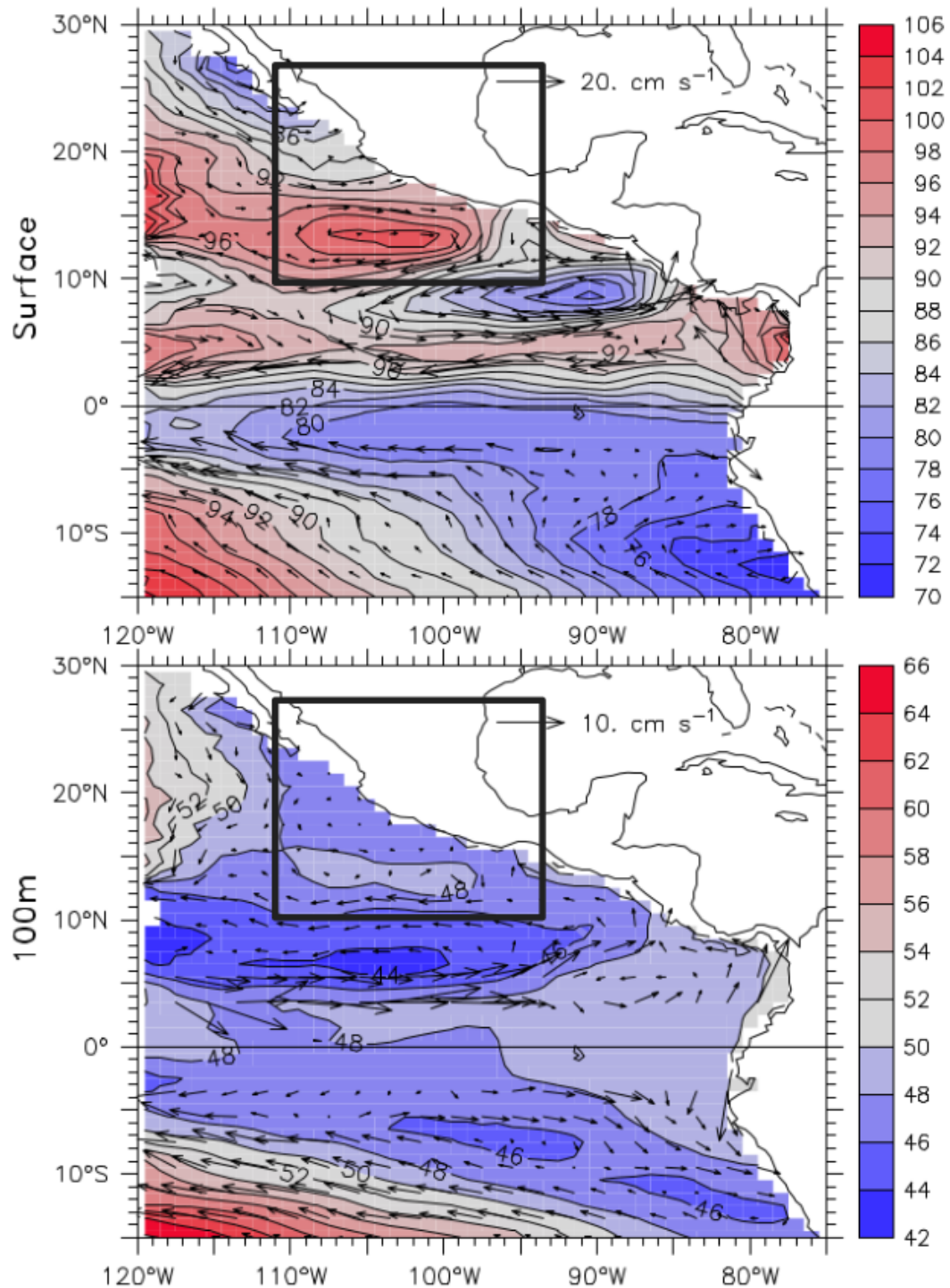


Figura 2. Circulación promedio reportada por Kessler (2006) mediante datos observacionales. El panel superior corresponde a la elevación dinámica y la circulación promedio superficial. En el panel inferior corresponde a la elevación dinámica y circulación promedio subsuperficial. El recuadro negro representa el área de interés analizada en la presente investigación.

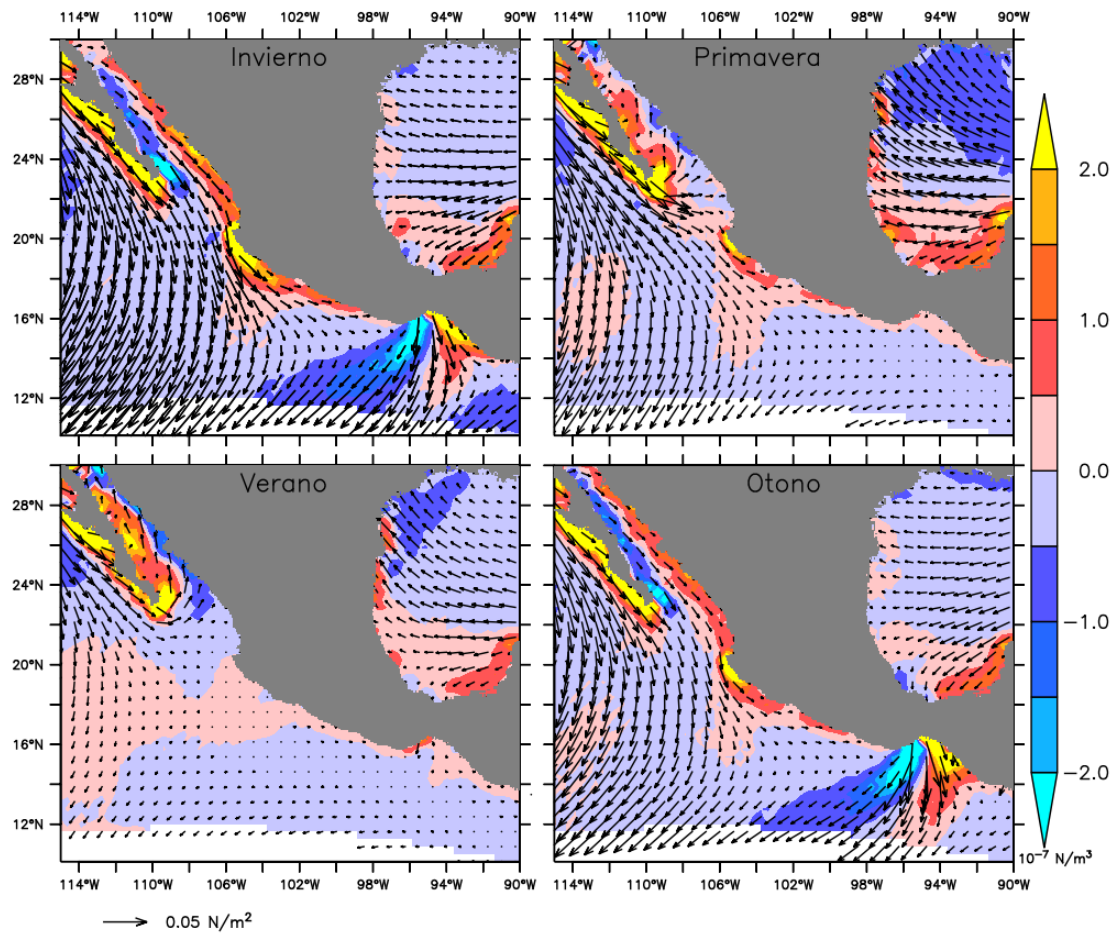


Figura 3. Promedio de largo plazo del Rotacional del esfuerzo del viento (en colores) y esfuerzo del viento (vectores) de la base de datos North American Regional Reanalysis (NARR).

dulan el CT y el DCR. Otra característica importante del viento es la presencia de una banda de rotacional del esfuerzo de viento positiva a lo largo de la costa de México, la dirección del esfuerzo del viento local es preferencial hacia el suroeste (Kessler, 2002, Amador *et al.*, 2006). La presencia de cabos, como es Cabo Corrientes, produce una intensificación en el rotacional del viento (fig. 3)(Gómez-Valdivia, 2016).

1.3. Región norte: Domo de Cabo Corrientes, Sistema de la Corriente de California y Golfo de California

En respuesta al rotacional del esfuerzo del viento (fig. 3) se genera el Domo de Cabo Corrientes (DCC) en consistencia con el balance de Sverdrup (Godinez *et al.*, 2010). El balance de Sverdrup consiste en que mediante el bombeo de Ekman, el rotacional del esfuerzo del viento positivo (negativo) aumenta (disminuye) la vorticidad de la co-

lumna de agua, lo cuál es balanceado con movimientos hacia el polo (ecuador) (Talley *et al.*, 2011). Para el caso del DCC, los valores positivos máximos de rotacional del esfuerzo del viento frente a Cabo Corrientes (fig. 3) generan una circulación hacia el polo (Godinez *et al.*, 2010). El DCC se encuentra centrado en 19°N, 106°O y es fundamental en la dinámica del Pacífico Tropical Mexicano (fig. 1) (Godinez *et al.*, 2010, Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Al norte de los 17°N la CCM llega a superficie porque es fortalecida por la circulación del DCC. Posteriormente, justo frente a Cabo Corrientes, la misma circulación del DCC advecta una parte de la CCM hacia costa afuera (fig. 1) (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). El transporte calculado muestra que la circulación del DCC genera un aumento en el transporte superficial de la CCM mientras que hay un debilitamiento de la componente subsuperficial, lo que lleva a que las dos componentes acarreen una cantidad similar transporte a los 19°N (fig. 24). Posteriormente frente a Cabo Corrientes hay una gran pérdida de transporte hacia el oeste, inducido por la circulación del DCC, dejando una CCM debilitada que poco después recupera intensidad (fig. 15).

La región también se caracteriza por la presencia de remolinos anticiclónicos que se producen por la intensificación de la CCM (por el paso de ondas atrapadas a la costa) y a la geometría de la costa (presencia de un cabo) (Zamudio *et al.*, 2007). Al intensificarse la CCM y pasar frente al cabo, la CCM se separa de la costa para posteriormente reincorporarse, para balancear este proceso se da origen a remolinos anticiclónicos. Este proceso de generación de remolinos sucede frente Cabo Corrientes y a las islas Marías (Zamudio *et al.*, 2007). La circulación promedio de la CCM que se muestra en este trabajo muestra estas desviaciones y reincorporaciones de la CCM al pasar Cabo Corrientes y las islas Marías, este comportamiento lleva a una variación del transporte latitudinal de la CCM (fig. 22).

En la región más norteña de la CCM se encuentra el Golfo de California y el sur del Sistema de la Corriente de California. El Golfo de California es un mar marginal cuya entrada interactúa directamente con el Océano Pacífico. Al sur de la entrada del Golfo de California, se reconoce como una zona de transición, por la presencia de diferentes masas de aguas entre ellas agua tropical superficial (ATS), asociada a la CCM y agua de la Corriente de California (Portela *et al.*, 2016). Hacia el extremo sur de la península de Baja California, por debajo de la termoclina la Corriente de California de fluir hacia

el sur comienza a desviarse hacia el oeste para posteriormente alimentar a la Corriente Norecuatorial (fig. 2). Por arriba de la termoclina, la Corriente de California continua hacia el sureste hasta incorporarse al CT y eventualmente alimentar a la Corriente Norecuatorial (Kessler, 2006).

La CCM llega al Golfo de California y continua junto con la Corriente del Golfo de California (Pantoja *et al.*, 2012), pero antes la componente superficial es reforzada por una rama de la Corriente de California que se desvía hacia el este (fig. 1) (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Como indicio de esto en los flujos de entrada hacia el Golfo de California se encuentra presente ATS y agua de la Corriente de California (Mascarenhas *et al.*, 2004). Por otra parte un ramal de la componente subsuperficial de la CCM se desvía hacia la península de Baja California aportando momento a la Contracorriente Subsuperficial de California, mejor conocida como California Undercurrent (fig. 1) (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). En este trabajo se esperaba cuantificar la conexión de la CCM con el sistema de la CC en forma de transporte pero no fue posible. Sin embargo, si se pudo observar la desviación de la CCM hacia Cabo San Lucas (fig. 23) y la intrusión de la CC hacia la región de transición (fig. 22).

1.4. Variabilidad de la Corriente Costera Mexicana

Por debajo de la isoterma de los 20°C (componente subsuperficial) una señal semianual domina la estacionalidad de la CCM (fig. 4), esta señal es inducida por ondas atrapadas a la costa que intensifican la CCM (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). La intensificación (debilitamiento) de la CCM es debido a la fase de la onda de Kelvin semianual; cuando la fase es correspondiente a una de surgencia (hundimiento) la termoclina se encuentra en una posición más somera (profunda) y por lo tanto la CCM se intensifica (debilita) teniendo velocidades promedio aproximadas de 10 cm/s (4 cm/s) (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Al existir una conexión con el Sistema de la Corriente de California, la intensificación de la CCM durante primavera y otoño representa una fuente de momento que ayuda a explicar la intensificación de la Contracorriente Subsuperficial de California (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Esta variabilidad semianual en la Contracorriente de California también ha sido observada mediante datos de perfiles y gliders (Lynn *et al.*, 1987; Rudnick *et al.*, 2017) y se ha explicado por el paso de ondas atrapadas a la costa provenientes de la región tropical (Gómez-Valdivia *et al.*,

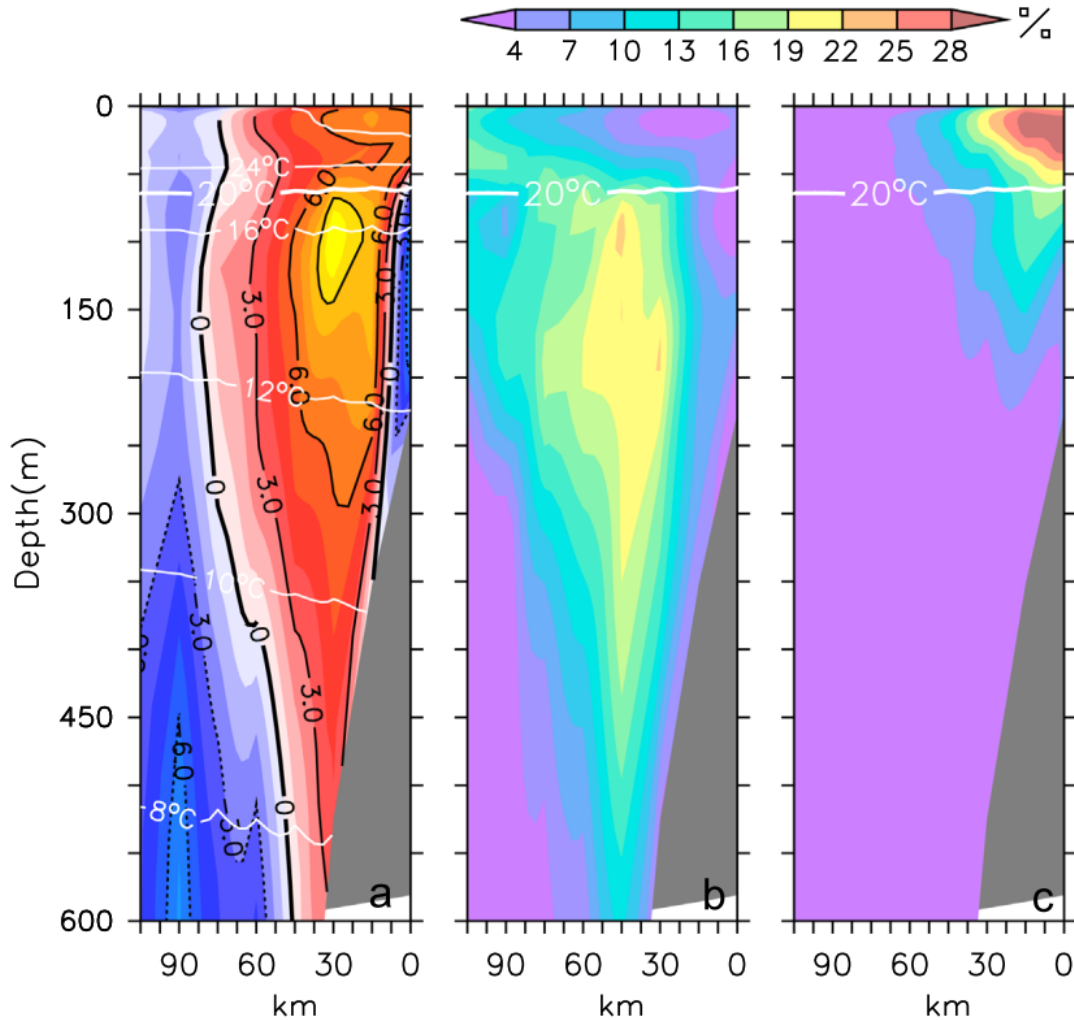


Figura 4. Distribución vertical a través de un transecto perpendicular y frente a Cabo Corrientes. (a) Velocidad media a lo largo de la costa (valores positivos indican flujo hacia el polo) y contornos de temperatura media. (b) Porcentaje de la varianza explicada del armónico semianual de la velocidad a lo largo de la costa. (c) Porcentaje de la varianza explicada del armónico anual de la velocidad a lo largo de la costa. Tomada de Gómez-Valdivia *et al.*, 2015

2017). Los resultados de esta investigación reflejan esta variabilidad semianual en el transporte subsuperficial. Durante primavera y otoño el transporte proveniente desde la región tropical fue 3 veces mayor que en las otras estaciones (fig. 15).

1.5. Dinámica general de los sistemas limítrofes orientales

La CCM es un flujo costero que domina la circulación media del sistema limítrofe oriental del Pacífico Nororiental Tropical. La propagación de ondas atrapadas a la costa es fundamental en la variabilidad de la CCM (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). No

obstante, en los sistemas de surgencia, como los sistemas limítrofes orientales, el forzamiento del viento local es esencial en la generación de flujos subsuperficiales hacia el polo (contracorrientes subsuperficiales) (Yoon y Philander, 1982). Generalmente en los sistemas limítrofes orientales la variabilidad del esfuerzo del viento meridional juega un papel importante ya que produce surgencias que influyen en gran medida en la dinámica costera. Cerca de la costa los vientos con dirección hacia el ecuador y paralelos a la costa generan un transporte en el océano hacia la derecha del viento, mediante el mecanismo de transporte de Ekman, que produce una pendiente del nivel del mar positivo hacia la costa (Tomczank y Godfrey, 2001; Talley *et al.*, 2011) (fig. 5). La pérdida de agua es compensada por agua de más al fondo, proceso denominado surgencia, que a su vez produce una disminución en la profundidad de la termoclina. Por arriba de la termoclina la fuerza del gradiente de presión zonal es hacia fuera de la costa, lo cual lleva a una corriente geostrófica con la misma dirección que el viento. Por debajo se produce una contracorriente, con dirección al polo, impulsada por el gradiente de presión meridional que genera al transporte hacia la costa que suministra a la surgencia (fig 5). La contracorriente se encuentra en balance geostrófico lo cual se ve reflejado con la separación de las isotermas, por arriba de la contracorriente las isotermas están levantadas y por debajo hundidas (Tomczank y Godfrey, 2001; Talley *et al.*, 2011). Cuando el patrón del esfuerzo del viento es debilitado, la contracorriente puede extenderse hasta la superficie. Este tipo de corrientes meridionales son importantes en la redistribución latitudinal de calor, sal y otras propiedades, especialmente de latitudes bajas a latitudes medias (Talley *et al.*, 2011)

A continuación la sección de metodología incluye una descripción de la implementación numérica que se utilizó para este trabajo y la definición del transporte calculado para la CCM. Posteriormente en la sección de resultados se incluye una descripción de la dinámica regional promedio y de la variación estacional regional modelada; además, se incluye un análisis estacional y promedio del transporte que la CCM acarrea. Finalmente la sección de discusión y conclusiones se contrasta los resultados más relevantes obtenidos en este trabajo con otras investigaciones.

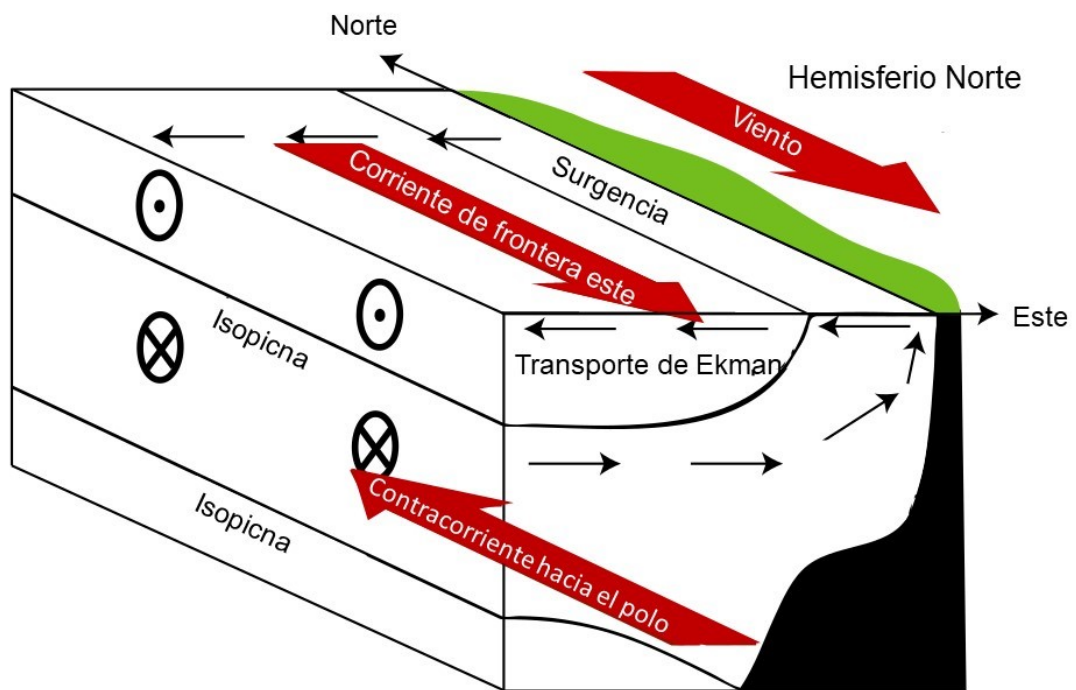


Figura 5. Dinámica costera en los sistemas limítrofes orientales, adaptada de Talley *et al.*, (2011).

Capítulo 2. Metodología

2.1. Datos

En esta investigación se utilizaron las salidas de la implementación del modelo numerico ROMS para el Pacífico Nororiental realizada por Gómez-Valdivia (2016), el dominio espacial de dicha implementación se muestra en la figura 6. ROMS (Regional Ocean Modeling System) es un modelo tridimensional que resuelve las ecuaciones primitivas discretizadas usando diferencias finitas y bajo la aproximación de Boussinesq. La implementación de modelo se realizó en una malla curvilínea tipo Arakawa-c de una resolución decreciente gradualmente de 33 km (frontera oeste del dominio) a 15 km cerca de la costa. La resolución vertical es de cuarenta niveles en coordenadas sigma que siguen a la batimetría con los parámetros $\theta = 6$, $b = 0.2$ y $hc = 5.0$. La batimetría que se utilizó fue de la base de datos ETOPO2 (Gómez-Valdivia, 2016).

Como forzamientos atmosféricos se utilizaron campos de evaporación, precipitación y flujo neto de calor de la base de datos de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) y promedios mensuales del campo de viento a los 10 m del NARR (North American Regional Reanalysis). Los datos de NARR representan las características importantes de los vientos en la región, como es su dirección dominante hacia el sureste a lo largo de la costa del suroeste mexicano con valores máximos durante invierno y mínimos durante verano. También representa la intensificación estacional del viento en cabos y puntas costeras, como lo es frente a Cabo Corrientes que alcanza valores máximos durante otoño e invierno. Además reproduce las características del viento en la zona de California, Baja California, el Golfo de California y el Golfo de Tehuantepec (Gómez-Valdivia ,2016).

Como condiciones de frontera abierta se utilizaron los campos altura del mar, salinidad, temperatura y velocidad horizontal de la base de datos de SODA (Simple Ocean Data Assimilation). Para las tres fronteras, los datos de SODA tienen las características termohalinas y de circulación que han sido reportadas en otros trabajos observacionales. En particular para la frontera sur los datos de SODA ubican en general a la termoclina como la localización de la isoterma de lo 20°C. La salinidad y temperatura potencial en conjunto señalan la presencia de Agua Superficial Tropical, Agua Ecuatoria y Agua Intermedia del Pacífico. Del campo de la velocidad en esta frontera se

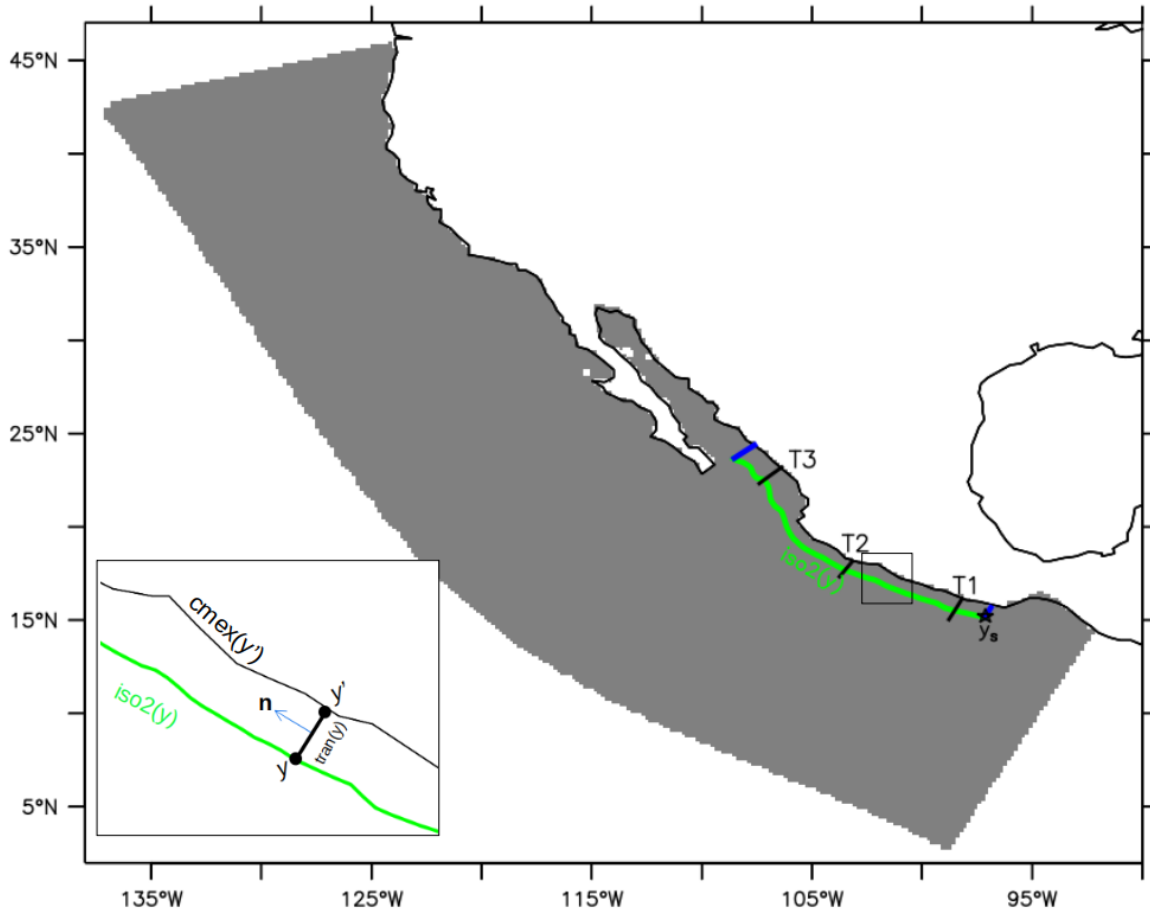


Figura 6. Dominio espacial que se usó para la implementación del modelo. Localización de la isóbata de los 2000 m de profundidad ($iso2(y)$), límite más sureño (y_s) y ubicación de los transectos T1, T2 y T3. Además de agrega un acercamiento en la región costera mostrando los elementos utilizados para calcular el transporte.

destaca la presencia de la Corriente Costera de Costa Rica (Gómez-Valdivia ,2016).

La implementación del modelo se realizó en el periodo de 1980-2007 y reproduce la dinámica costera del PTM, para más detalles sobre los procesos reproducidos y sobre la implementación del modelo consultar a Gómez-Valdivia (2016).

2.2. Transportes

Con la climatología mensual de la salidas del modelo se calculó el transporte estacional a diferentes latitudes dentro de un límite establecido que abarcaba a la CCM. Se diferenció el transporte superficial y el subsuperficial, siendo superficial el transporte de 0 m de profundidad a la profundidad de la isoterma de 20°C y subsuperficial por

debajo de la misma isoterma hasta los 600 m de profundidad. Se hicieron pequeños dominios o cajas que abarcan la zona costera desde el extremo norte del Golfo de Tehuantepec (y_s en fig. 6) hasta la entrada del Golfo de California. Para establecer los dominios en donde se calculó el transporte, se definieron los límites de la CCM. Los límites fueron establecidos como la costa de México (límite hacia el este) y la superficie del océano (límite superior), se plantea que en estos límites no existe aporte ni pérdida de agua. Para los límites hacia el oeste e inferior se evaluó el comportamiento de la CCM.

Para el límite hacia el oeste se decidió utilizar la topografía ya que la CCM tiende a estar alineada a esta. Después de varias pruebas se decidió utilizar la isóbata de los 2000 m ($iso2(y)$ en fig.6), ya que como se muestra en la figura 10, encierra en general muy bien a la CCM. El límite inferior se definió como la profundidad de 600 m. Como se muestra en la figura 12 el núcleo y gran parte de la CCM se encuentran por arriba de esta profundidad.

Con los límites impuestos de la CCM se define:

$$\mathbf{V}_{dom}(x, y, t) = \int_{-600}^0 \mathbf{v} dz \quad (1)$$

Donde el sufijo dom se refiere al dominio impuesto para la CCM y \mathbf{v} es el vector velocidad de la climatología.

Con lo que se define el transporte hacia el polo dentro de los límites establecidos como:

$$\mathcal{V}_{ccm}(y, t) = \int_{iso2(y)}^{cmex(y')} \mathbf{V}_{dom} \cdot \mathbf{n} dl \quad (2)$$

Donde $iso2(y)$ es el límite hacia el oeste, $cmex(y')$ es la costa de México, y es la latitud, y' es la latitud que hace que la línea entre $iso2(y)$ y $cmex(y')$ sea perpendicular a la costa la cual llamaremos $tran(y)$ y \mathbf{n} es el vector unitario normal a $tran(y)$. La figura 6 se muestran estos elementos.

El transporte acumulado hacia la costa a través de $iso2(y)$ se define como:

$$U_{CCM}(y, t) = \int_{iso2(y_s)}^{iso2(y)} \mathbf{V}_{dom} \cdot \hat{\mathbf{n}} dl \quad (3)$$

Donde y_s es la latitud de 15°N (extremo sur de la CCM) y \mathbf{n} es el vector unitario normal a $iso2(y)$.

El transporte vertical a los 600 m de profundidad acumulado se define como:

$$W_{CCM}(y, t) = \int_{iso2(y_s)}^{iso2(y)} dy \int_{iso2(y)}^{cmex(y')} dx' w_{600} \quad (4)$$

Donde w_{600} es la velocidad promedio vertical a los 600 m de profundidad. Las definiciones de U_{CCM} y de W_{CCM} se interpretan como el transporte acumulado desde 15°N la latitud y .

Con estas definiciones la ecuación de continuidad queda de la siguiente manera:

$$V_{CCM}(y, t) - V_{CCM}(y_s, t) = U_{CCM}(y, t) + W_{CCM}(y, t) \quad (5)$$

Lo que indica que el aumento del transporte hacia el norte esta balanceado por el aporte de transporte a través de la isóbata de los 2000 m, el ascenso a los 600 m y el transporte en la frontera sur.

Capítulo 3. Resultados

En este trabajo se presenta la descripción del comportamiento de la CCM, poniendo énfasis en el transporte que acarrea y como interactúa con los flujos adyacentes. La dinámica promedio regional del Pacífico Central Mexicano está bien representada por el modelo como lo muestra Gómez-Valdivia (2016). La circulación general de la CCM es representada como se ha descrito mediante observaciones por otros autores (Lavin *et al.*, 2006; Kessler, 2006). Se describirá la estructura vertical y horizontal de la CCM y posteriormente se describirán las variaciones temporales y espaciales estacionales y promedio anual del transporte que la CCM acarrea y cómo se explican estas variaciones.

3.1. Descripción de la dinámica regional modelada

La circulación promedio que el modelo reproduce está en concordancia con lo que Kessler (2006) reporta (en la figura 2 enmarcado en negro se muestra la región de interés), incluso en las regiones cercanas a las fronteras oceánicas, como es la región del DCR. El modelo reproduce el domo de Costa Rica y el cuenco de Tehuantepec de manera adecuada; el DCR está presente como una estructura superficial y subsuperficial, mientras que el CT es una estructura somera visible en superficie (por arriba de la isoterma de 20°C), además la localización del centro de estas estructuras, la magnitud y el efecto de estas estructuras en la profundidad de la termoclina está acorde con lo reportado por Kessler (2006) (fig. 2 vs fig. 7). Una pequeña parte de la Contracorriente Norecuatorial es visible en el dominio del modelo, esta se incorpora a la circulación del DCR y eventualmente alimenta a la Corriente Norecuatorial (no se muestra).

La circulación promedio (fig. 7) muestra que a lo largo de la costa la CCCR fluye sin interrupción hasta el Golfo de Tehuantepec. No obstante, en ~96W la componente superficial de este flujo costero es desviada hacia el oeste por la circulación geostrofica anticiclónica inducida por el CT. Un pequeño flujo subsuperficial de la CCCR continúa a lo largo de la costa en conexión con la CCM, que se extiende a superficie al norte de 17°N. En la región frente a Cabo Corrientes se observa una circulación ciclónica en superficie y en subsuperficie, una evidente disminución de la profundidad de la termoclina y un decremento en la elevación del nivel del mar (fig. 7). Al norte, a lo

largo de la península de Baja California, la Corriente de California fluye hacia el sur, llegando al Pacífico Central Mexicano (no se muestra).

Hacia afuera de la costa, a lo largo de 105W, la estructura promedio vertical del campo de velocidad y temperatura reproducida por el modelo es muy similar a la estructura promedio a lo largo de la longitud 110W reportada por Kessler (2006). La figura 8 muestra la elevación de las isotermas por arriba a los 15°C, que genera el gradiente de presión que impulsa a la Contracorriente Norecuatorial, ya no es tan evidente como más hacia el oeste. Sin embargo, el flujo hacia el este cerca de los 5°N es impulsado por la pendiente en las isotermas por abajo de los 13°C, que está asociado a Jet de Tsuchiya (Kessler, 2006). Al norte se encuentra presente el flujo hacia el oeste que eventualmente alimenta a la Contracorriente Norecuatorial y el flujo superficial que se dirige hacia la costa (fig. 8).

3.1.1. Descripción de la variación estacional

El modelo también reproduce el ciclo anual de manera adecuada (fig. 9), se puede observar al DCR como una estructura permanente con una variabilidad anual aparentemente provocada por la variabilidad del esfuerzo del viento (Fiedler, 2002). El DCR es inducido en el Golfo de Papagayo cuando los jets de viento son frecuentes (fig. 3). En primavera, cuando los jets de aire han parado, el DCR comienza a expandirse hacia el oeste (fig. 9). En verano hay una intensificación asociada a la migración de la zona de convergencia intertropical (Fiedler, 2002, Kessler, 2006). Por otro lado el CT durante invierno crece para posteriormente en primavera migrar hacia el oeste. En verano-otoño se encuentra debilitada, lo que puede permitir un mayor intercambio superficial de la CCCR hacia la CCM (Kessler, 2006) (fig. 9).

Los modelos numéricos son una buena manera de estudiar regiones que no han sido tan muestreadas, como es el caso del Pacífico Central Mexicano. Sin embargo, se reconoce que un paso importante es la comparación de las salidas con datos observacionales disponibles para tener certeza que el modelo está reproduciendo de manera adecuada la dinámica. La comparación realizada en esta sección da confianza que el modelo reproduce procesos fundamentales de la dinámica de la región. La circulación promedio (fig. 7) y la variabilidad estacional reproducida por el modelo numérico (fig.

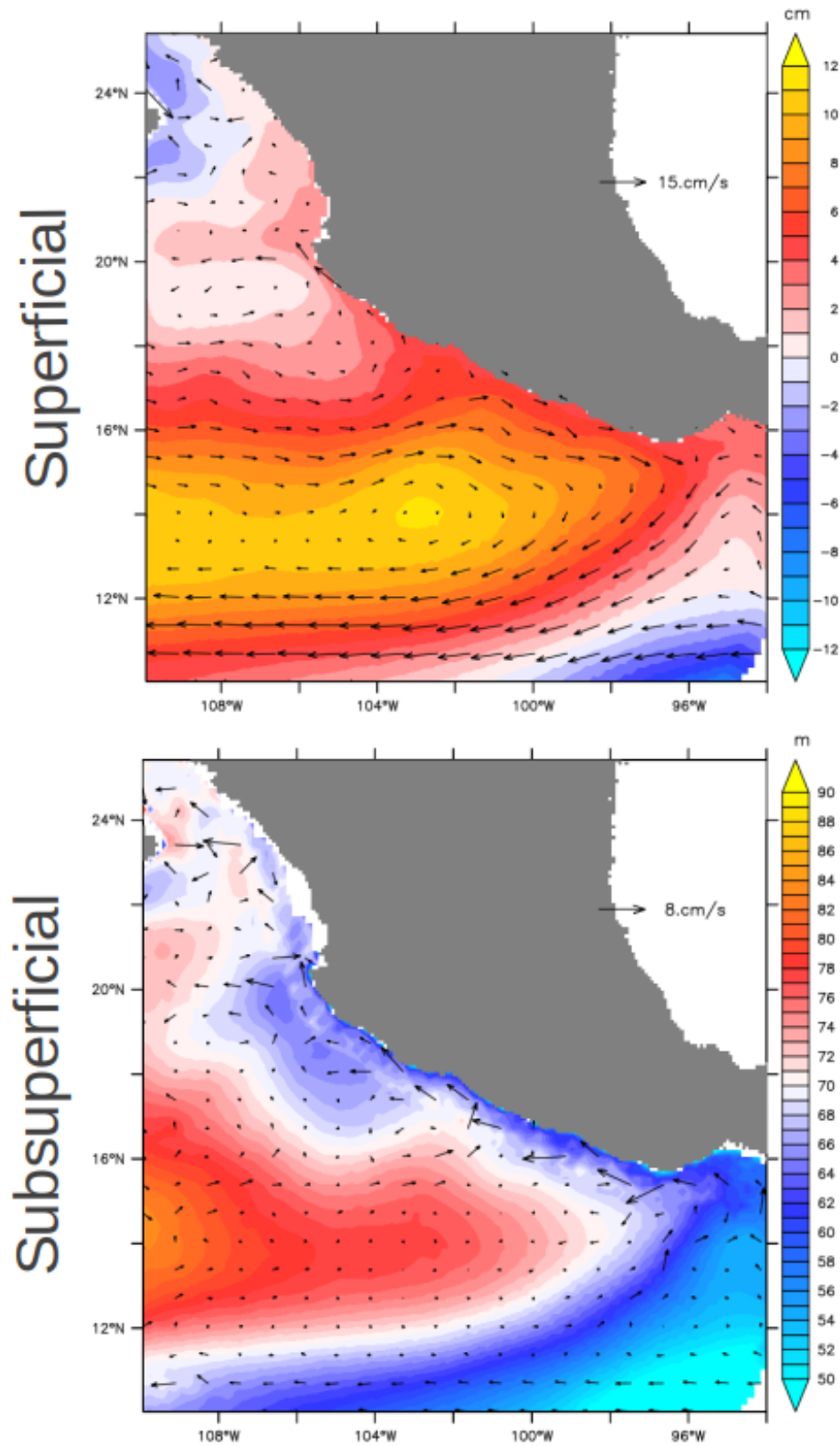


Figura 7. Circulación promedio que el modelo reproduce. El panel superior corresponde a la elevación del nivel del mar y circulación promedio superficial (velocidad promedio de 0 m a la profundidad de la isoterma de 20°C). El panel inferior corresponde a la profundidad de la termoclina (definida en esta región como la isoterma de 20°C) y la circulación promedio subsuperficial (velocidad promedio de la profundidad de la isoterma de 20°C a 600 m).

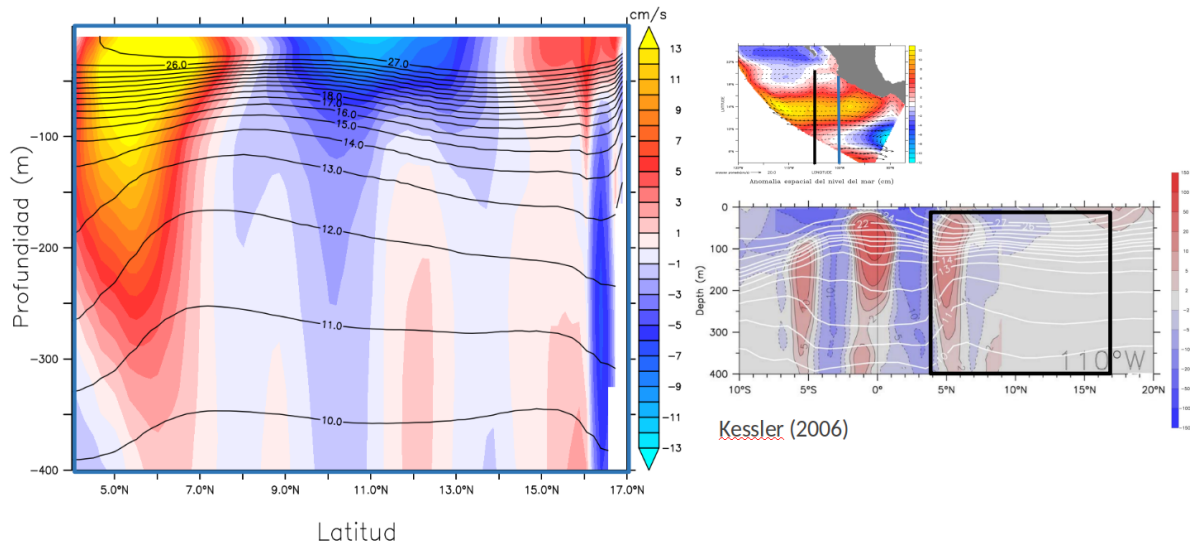


Figura 8. Promedio de corrientes zonales y profundidad de las isotermas que el modelo reproduce (izquierda) y lo reportado por Kessler (2006) mediante observaciones (derecha). En el mapa superior derecho se encuentra localizado los cortes meridionales.

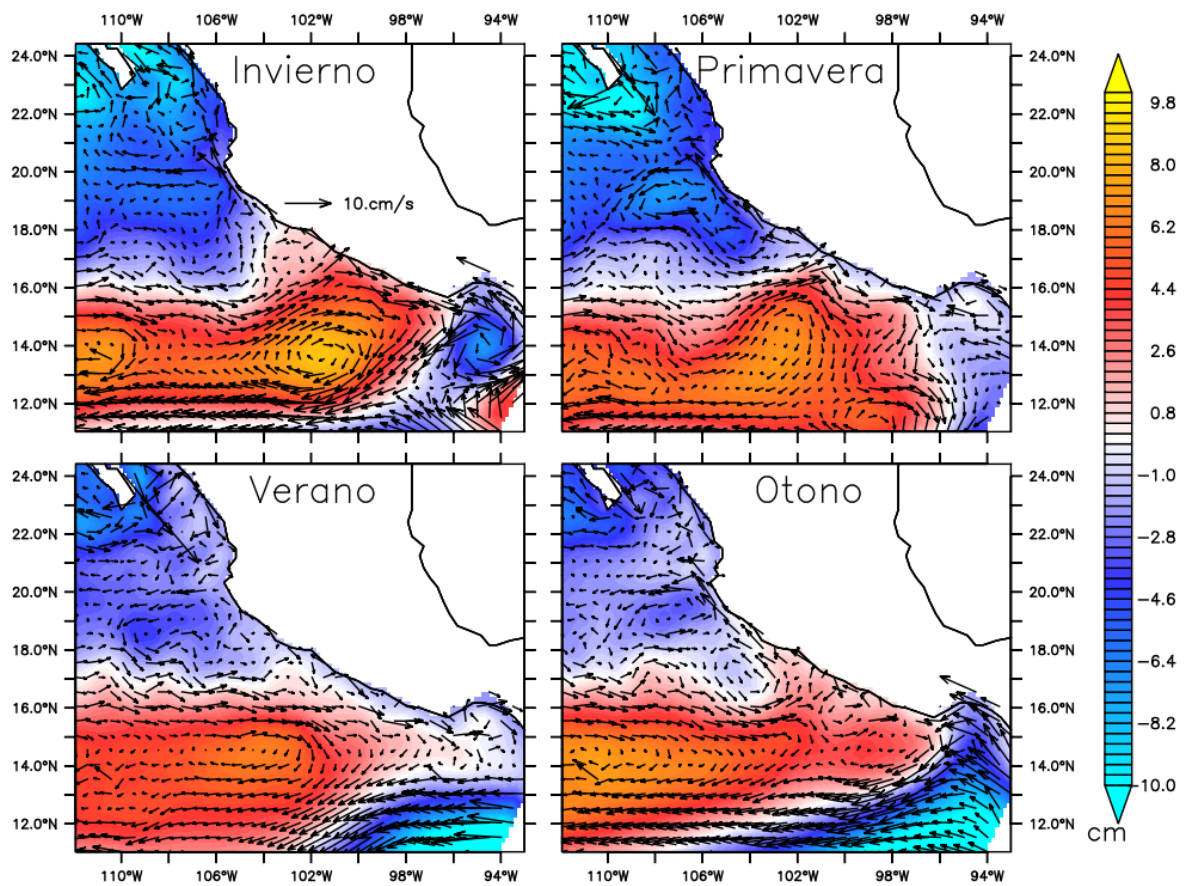


Figura 9. Ciclo anual de la circulación superficial promedio y elevación de la superficie que el modelo reproduce.

9) sugieren que la dinámica reproducida es una herramienta útil para analizar comportamiento de la CCM.

3.2. Estructura horizontal y vertical promedio de la CCM

La CCM se puede identificar claramente en la velocidad a lo largo de la costa integrada de superficie hasta los 600 m de profundidad, como el flujo hacia el polo junto a la costa (fig. 10). Podemos identificar que, para las cuatro estaciones del año, la CCM se encuentra definida a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, desde el extremo norte del Golfo de Tehuantepec a la entrada del Golfo de California (identificada con colores cálidos junto a la costa). En su extremo sur, la CCM es alimentada por un flujo hacia el polo procedente del Golfo de Tehuantepec, que se puede identificar como la CCCR. Es desde ahí y hasta los $\sim 20^\circ\text{N}$ que la CCM en general se encuentra fortalecida y pegada a la costa. Al norte la CCM se debilita y hay un estrechamiento evidente entre los 20 y 21°N , posteriormente se mantiene ~ 70 km alejada de la costa debido a la amplia plataforma local. En general el comportamiento horizontal de la CCM es muy similar para las cuatro estaciones del año, teniendo como diferencia la intensidad. A lo largo de la CCM se puede observar una variación espacial de su intensidad, esto debido a desviaciones, remolinos y a otros flujos. De las cuales destacan las desviaciones generadas al seguir la topografía costera entre 15°N y 19°N , la circulación ciclónica en $\sim 16.5^\circ\text{N}$, y un flujo hacia el oeste frente a Cabo Corrientes el cual debilita la circulación hacia el polo (fig. 10).

La estructura vertical de la circulación a lo largo de la costa muestra para las cuatro estaciones un flujo superficial hacia el ecuador, entre $\sim 15^\circ\text{N}$ y 18°N (fig. 11), que es inducido por la circulación anticiclónica del CT. Durante primavera y otoño este flujo alcanza la latitud de $\sim 17^\circ\text{N}$; mientras que durante invierno y verano, cuando el CT es más intenso (fig. 11), el flujo superficial hacia el sur se extiende hasta $\sim 18^\circ\text{N}$. En esta región el núcleo de la CCM está entre los 200 y 400 m de profundidad. Posteriormente el núcleo se encuentra por arriba de los 200 m de profundidad. Es de notarse que el flujo dominante hacia el polo es por arriba de los 600 m, correspondiente a la CCM. Sin embargo, centrado en 19°N y 21.5°N se produce un flujo con el mismo sentido que la CCM por debajo de los 600 m (fig. 11). A estas latitudes se encuentran localizados Cabo Corrientes y las islas Marías respectivamente, lugares que son conocidos por la

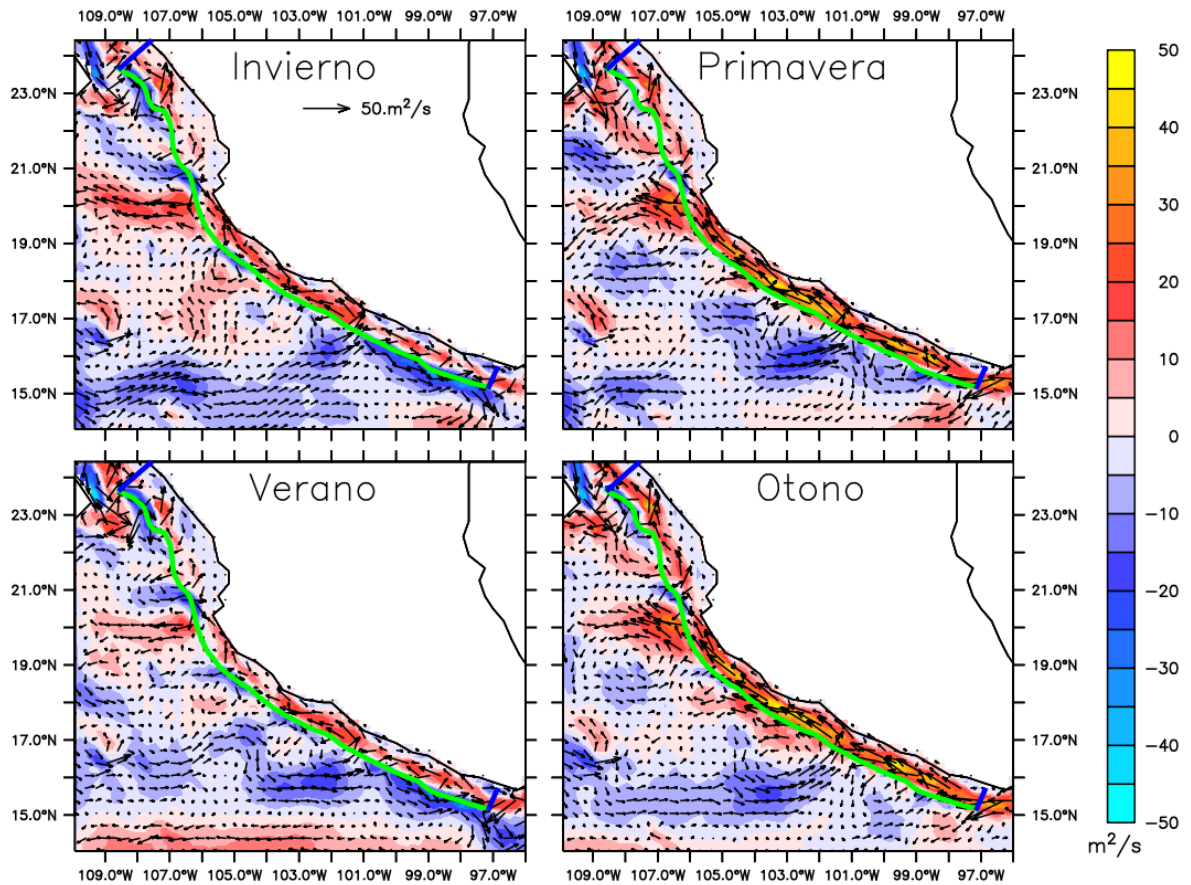


Figura 10. Velocidad a lo largo de la costa y vectores de la velocidad integradas desde lo 600 m de profundidad la superficie para cada estación. Además se incluye la localización de $iso_2(y)$.

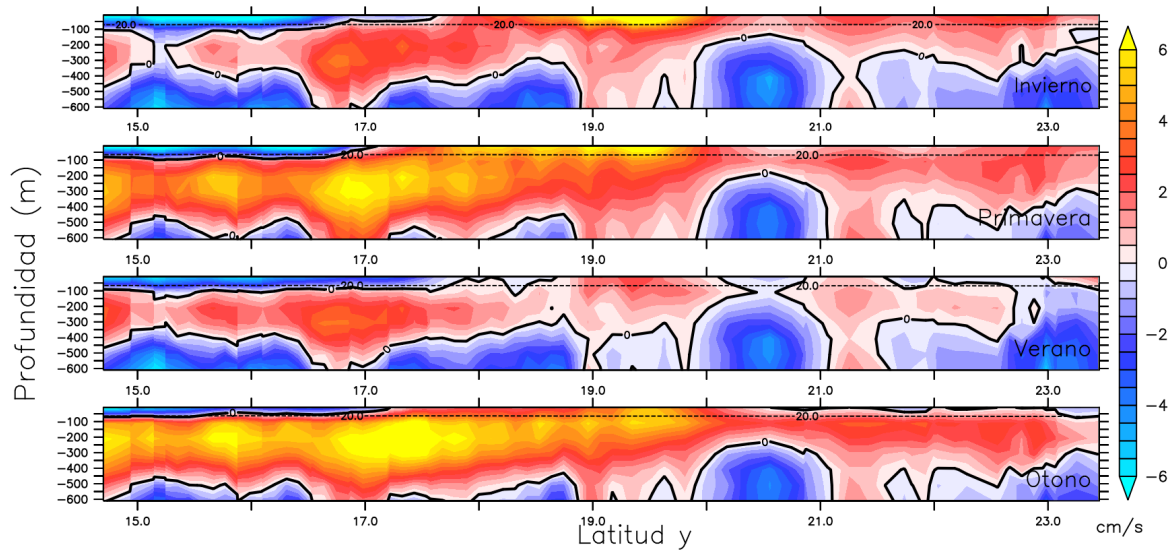


Figura 11. Promedio estacional de la estructura vertical de la velocidad a lo largo de la costa promediada de la costa a $iso2(y)$. Los colores cálidos representa un flujo hacia el polo mientras que los colores fríos flujo hacia el ecuador, el contorno de 0 cm/s se encuentra representado en negro y la profundidad de la termoclina (isoterma 20°C) esta representada en línea discontinua.

presencias de surgencias y por generar remolinos (Zamudio *et al.*, 2007).

Tres cortes verticales del campo de velocidad a lo largo de la costa (transectos indicados en la figura 6) se muestran en la figura 12. El corte en el transecto T1, que representa la región sureña de la CCM, muestra la presencia de la circulación costera, hacia el ecuador, generada por el CT por arriba de la CCM hasta los ~80 m de profundidad (fig. 12 T1), la CCM con un ancho de 110 km durante primavera-otoño y de 80 km durante invierno y verano (no se muestra). En el transecto T2, que representa la región central antes de pasar Cabo Corrientes, muestra una CCM con ancho promedio de ~80 km (fig. 12 T2) y la extensión del CT que restringe en subsuperficie a la CCM durante verano, para las demás estaciones la CCM se extiende a superficie. Para los dos transectos el núcleo se encuentra a los 300 m de profundidad (fig. 12). Más al norte, pasando Cabo Corrientes, en el transecto T3 la CCM se ha debilitado y se despega de la costa permitiendo la presencia de un flujo hacia el ecuador junto a la costa, el núcleo se encuentra a los 200 m de profundidad (fig. 12 T3).

La estructura vertical y horizontal de la CCM muestra que el límite establecido en este trabajo para la CCM es adecuado. En las figuras 10 y 12 se puede observar que el límite oeste, representado con una línea verde ($iso2(y)$ en fig. 10), encierra gran parte de la CMM. Lo mismo sucede con el límite inferior, el núcleo y gran parte de la CCM

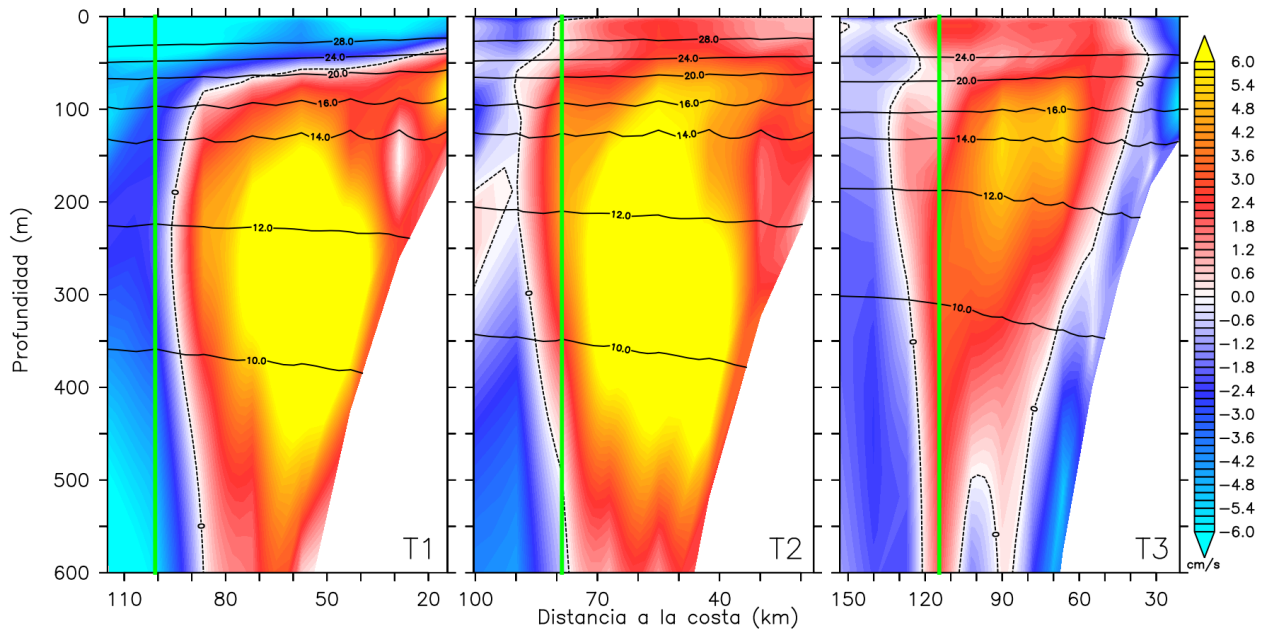


Figura 12. Distribución vertical de la velocidad promedio a lo largo de la costa y profundidad de las isothermas promedio sobre los transectos T1, T2 y T3, cuya localización se encuentra en la figura 6. Los colores cálidos representa un flujo hacia el polo mientras que los colores fríos flujo hacia el ecuador, el contorno de 0 cm/s se encuentra representado en línea punteada. La línea verde representa la localización de $iso2(y)$.

se encuentra por arriba del límite establecido. Se destaca que aunque los límites se hayan establecido constantes en el tiempo, estos son adecuados para la CCM. Ya que la CCM en promedio es persistente durante todo el año y mantiene su posición con variaciones de la intensidad.

3.3. Variación estacional del transporte acarreado por la CCM

El transporte definido en las ecuaciones 2 a 4 representa el transporte en Sverdrup ($1sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) de la CCM y otros flujos que están en contacto con límites establecidos. El máximo transporte de la CCM se presenta durante los meses de mayo y noviembre (fig. 13). La señal tiene un marcado comportamiento estacional por lo que el promedio estacional representa adecuadamente la variabilidad temporal del transporte de la CCM. El comportamiento espacial de la CCM es similar para las cuatro estaciones del año, con diferencias en la magnitud del transporte que acarrea. En las siguientes secciones se hablará de las causas que producen que el transporte varíe de manera temporal y espacial.

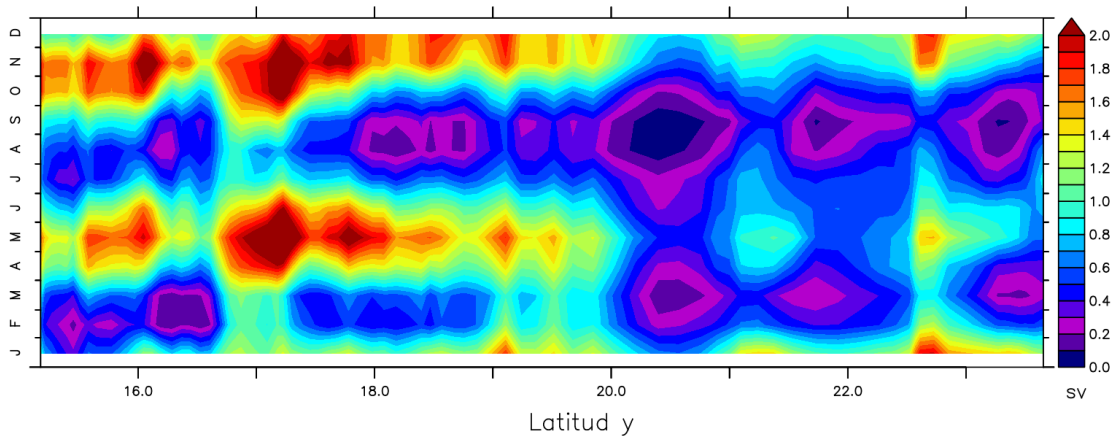


Figura 13. Variación mensual del transporte hacia el polo asociado a la CCM dentro de los límites establecidos de 15°N a 23.5°N.

3.3.1. Balance de volumen costero

Antes de comenzar a describir las variaciones del transporte de la CCM y flujos adyacentes se hará un análisis del balance de volumen esperado.

Las variaciones del transporte de la CCM se tendrán que balancear con flujos entrantes y salientes en los límites establecidos. Por lo que antes de comenzar a describir estas variaciones del transporte de la CCM y flujos adyacentes se hará un análisis del balance de volumen esperado. La ecuación 5 muestra como se conserva el volumen a lo largo de los límites establecidos para la CCM. Como es de esperarse, por la conservación de volumen, las dos líneas son muy similares con pequeñas diferencias que pueden ser debidas a diferentes causas y errores. La razón principal de esta diferencia puede ser debido a que el cálculo se hizo con datos promediados a largo plazo.

En invierno hay una ganancia general de la suma de las componentes vertical y perpendicular del transporte costero a lo largo de la costa (fig. 14). No obstante, las pérdidas locales entre 20°N y 21°N y al sur de 17°N balancean los aportes y el transporte en la región sureña de la CCM (15.5°N) es similar al transporte de la CCM (ν_{CCM}) cerca de la entrada del Golfo de California (23.5N). Durante verano la suma de las componentes vertical y perpendicular del transporte costero experimenta una pérdida general lo cual se refleja en ν_{CCM} cuyo valor es de 0.46 en el extremo sur y casi cero a la entrada del golfo. En primavera y otoño no hay una perdida o ganancia generalizada en el transporte vertical y perpendicular a la costa. En general hay una ganancia al sur

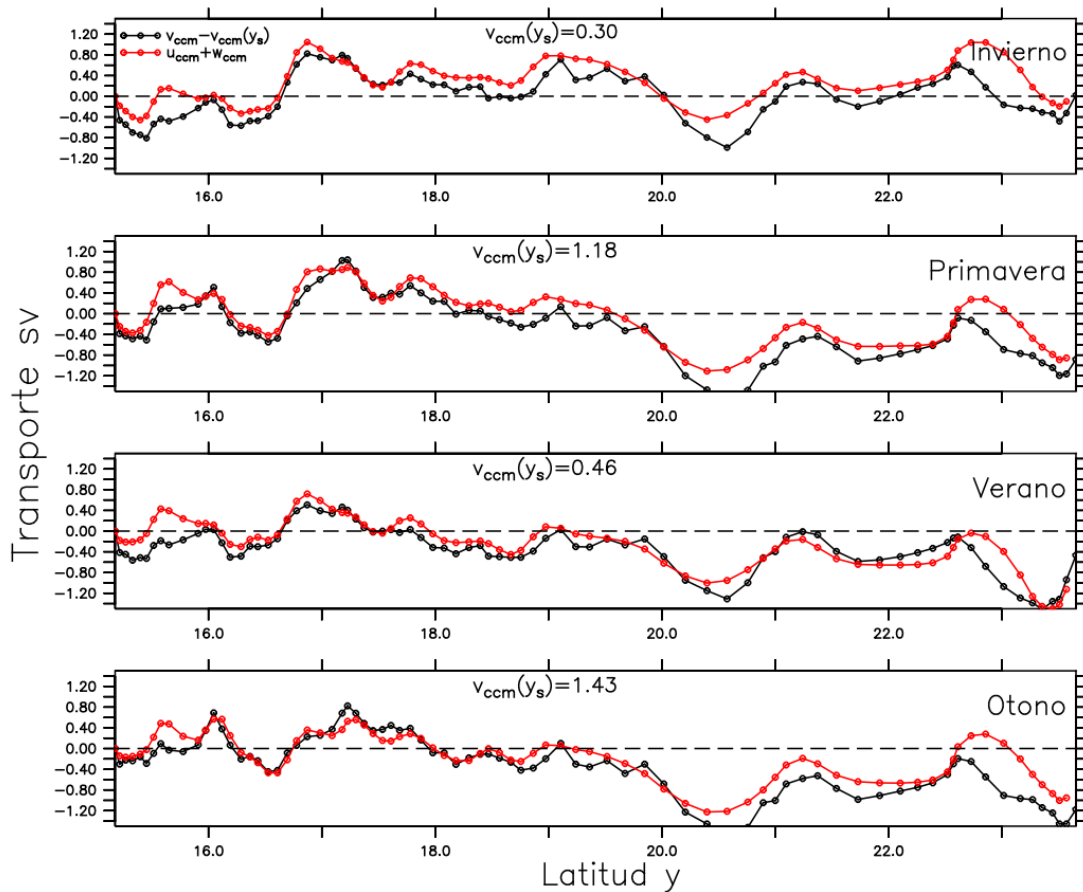


Figura 14. Conservación de volumen ecuación 5. Transporte perpendicular a la costa más el transporte vertical ($U_{ccm}(y, t) + W_{ccm}(y, t)$), transporte total a lo largo de la costa menos el transporte inicial ($V_{ccm}(y, t) - V_{ccm}(y_s, t)$). En la parte superior de cada panel se encuentra el valor correspondiente de $V_{ccm}(y_s, t)$.

de los 20°N y una pérdida general posterior a esta latitud. Durante estas estaciones el transporte desde la zona tropical aumenta en gran medida (1.18 sv en primavera y 1.43 sv en otoño), pero el transporte que llega a la entrada del Golfo de California casi el mismo que en las otras estaciones (0.3 y 0.25 sv) (fig. 14).

3.3.2. Variabilidad temporal del transporte asociado a la CCM

En la figura 15 se muestra el transporte a lo largo de la costa dentro de los límites establecidos (total, superficial y subsuperficial). Se observa una marcada variabilidad semianual en el transporte total; en primavera y otoño (invierno y verano) la corriente acarrea más (menos) transporte. Esta variabilidad semianual ya no es tan marcada al norte de Cabo Corrientes ($\sim 20^\circ\text{N}$), debido a una gran pérdida de transporte, pero esta variabilidad continua a lo largo de la costa (fig. 13 y 15a). La variabilidad semianual

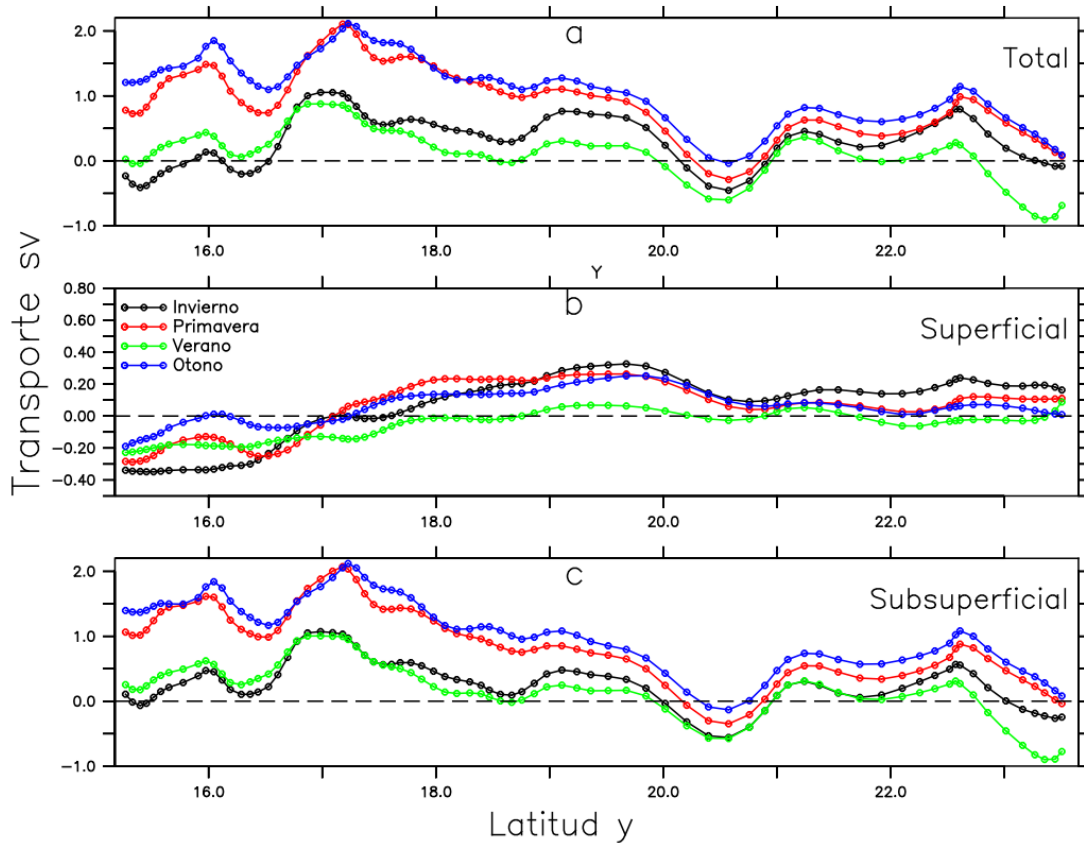


Figura 15. Transporte a lo largo de la costa dentro de los límites establecidos ν_{CCM} . a) Total (superficial+subsuperficial) b) superficial y c) subsuperficial. La componente superficial esta definida por arriba de la termoclina y la componente subsuperficial por debajo de la termoclina hasta los 600 m.

en la componente subsuperficial se observar de manera más evidente en la evolución temporal del transporte asociado a la CCM promediado a lo largo de la costa (fig. 16). Si el transporte superficial es separado del transporte subsuperficial se puede observar que la variabilidad semianual que domina viene de la componente subsuperficial (fig. 15c). En la componente superficial se observa que el transporte de la CCM aumenta durante invierno, primavera y otoño, mientras que en verano el transporte que acarrea es casi nulo (fig. 15b y 16) . La componente subsuperficial del transporte promedio es determinante para el transporte total de la CCM. Si se compara con el transporte superficial se puede notar que el transporte en subsuperficie es mucho mayor, teniendo valores máximos de hasta 2.2 sv en primavera y otoño y mínimos de 0.8 sv en invierno y verano. Mientras que en superficie el transporte solo llega a 0.4 sv durante invierno, primavera y otoño y a 0.1 sv en verano (fig. 15b y c).

En la figura 17 se muestra la variación temporal de la velocidad promediada de la

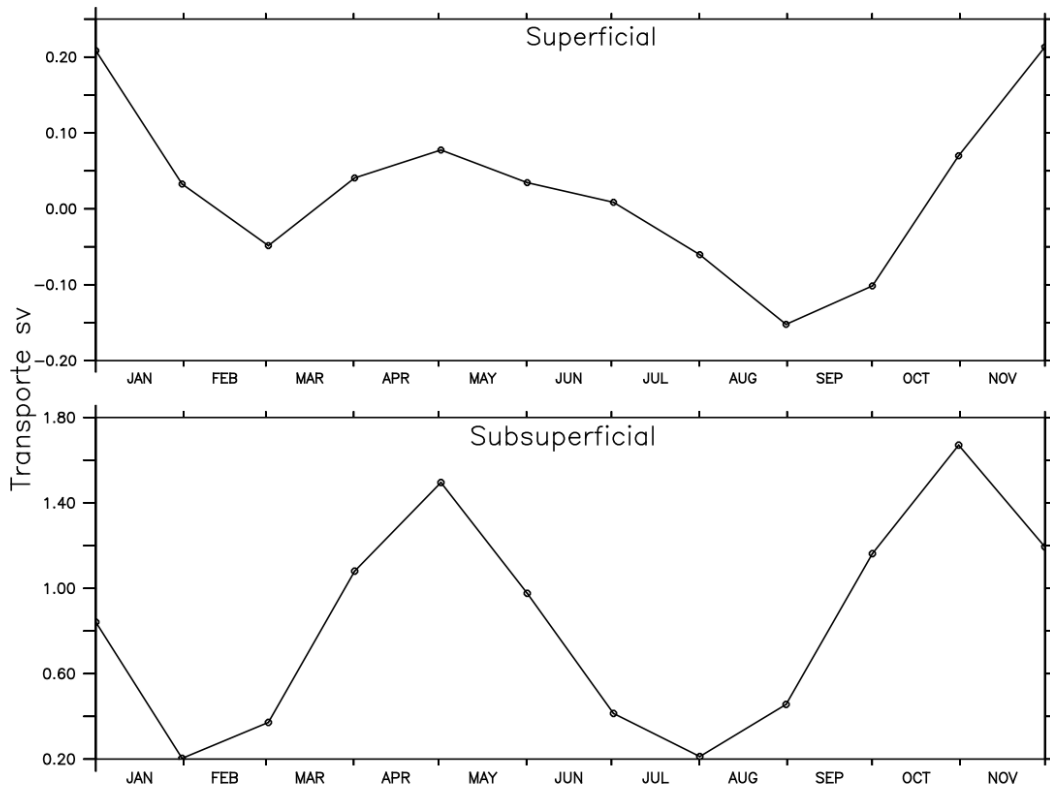


Figura 16. Evolución temporal del transporte superficial y subsuperficial asociado a la CCM promediado de 15°N a 23.5°N.

costa a $iso2(y)$ y la profundidad de las isotermas para T1, T2 y T3 (fig. 6). Para los tres transectos se puede observar una elevación de las isotermas durante los meses de abril y octubre, un mes antes de que la CCM se encuentre más fortalecida (fig. 17). Lo que genera que el transporte de la CCM subsuperficial sea máximo durante primavera y otoño, la cual es más evidente al sur de 18°N (fig. 15). Esta disminución del transporte subsuperficial al norte de dicha latitud (fig. 15) se debe a la ausencia del CT en superficie y la presencia del DCC que permite a la CCM extenderse a superficie, esto se explicara más adelante. Sin embargo, a lo largo de toda la CCM la variabilidad semianual en subsuperficie es evidente e importante (fig. 16). La variabilidad de la franja del rotacional del esfuerzo del viento positiva cercana a la costa en la región de la CCM (fig. 3) no parece ser tan importante en la variación de la componente subsuperficial de la CCM (fig. 15).

En superficie según la dinámica de los sistemas limítrofes orientales (fig. 5) en superficie se esperaría una corriente con la misma dirección del viento (hacia el ecuador). Sin embargo, al norte del CT la CCM se extiende hacia la superficie, lo que se ve

reflejado en un aumento del transporte de la componente superficial de la CCM (fig. 15). Esto se puede explicar por la variación temporal del rotacional del esfuerzo del viento. Frente a Cabo Corrientes se produce una región con rotacional del esfuerzo del viento positivo e intenso. Durante invierno, primavera y otoño la región del rotacional del esfuerzo del viento intenso frente a Cabo Corrientes esta presente (fig. 3) y hay una marcada circulación del DCC, tanto en superficie como en subsuperficie (fig. 9), que genera una circulación costera hacia el polo. El aumento de transporte superficial acarreado por la CCM en estas estaciones entre los 17°N y los 20°N muestra que la importancia de la circulación del DCC para que la CCM pueda continuar hacia el polo reforzada en la parte superficial (fig. 15b), evitando que se genere la corriente hacia el ecuador superficial esperada según la dinámica de los sistemas limítrofes orientales.

Al sur de la CCM se encuentra localizada la CCCR, la cual está en conexión con la CCM. En superficie la circulación hacia el ecuador que el CT induce en la costa bloquea el paso de la CCCR hacia el polo. Durante verano el CT comienza a migrar hacia el oeste y para otoño se encuentra en la posición más alejada de la costa. El transporte de la CCM en superficie muestra que hay un mayor transporte en la región más sureña (~15°N-16.5°N) en otoño (fig. 15), lo cual coincide con la migración del CT. Por lo que cuando el CT ha migrado hacia el oeste hay un aporte extra en promedio de 0.3 Sv de la componente superficial de la CCCR hacia la CCM.

3.3.3. Variabilidad espacio-temporal del transporte

La estructura vertical de la velocidad a través del límite oeste (fig. 18) muestra, en concordancia con el transporte hacia la costa, u_{ccm} (fig. 14), la interacción que hay entre la CCM y los flujos adyacentes. La estructura muestra una marcada división entre los flujos adyacentes superficiales y subsuperficiales (fig. 18), lo que se ve reflejado en las variaciones del transporte superficial y subsuperficial (fig. 15). Mapas de la circulación superficial (fig.20 y 22) y subsuperficial (fig.21 y 23) ayudaran a localizar e identificar estos flujos.

Comenzando por las variaciones del transporte que se producen en la región más sureña, se pueden observar incrementos en el transporte a los 16 y 17°N en subsuperficie (fig. 15). El pequeño incremento a los 16°N y un decremento posterior a los

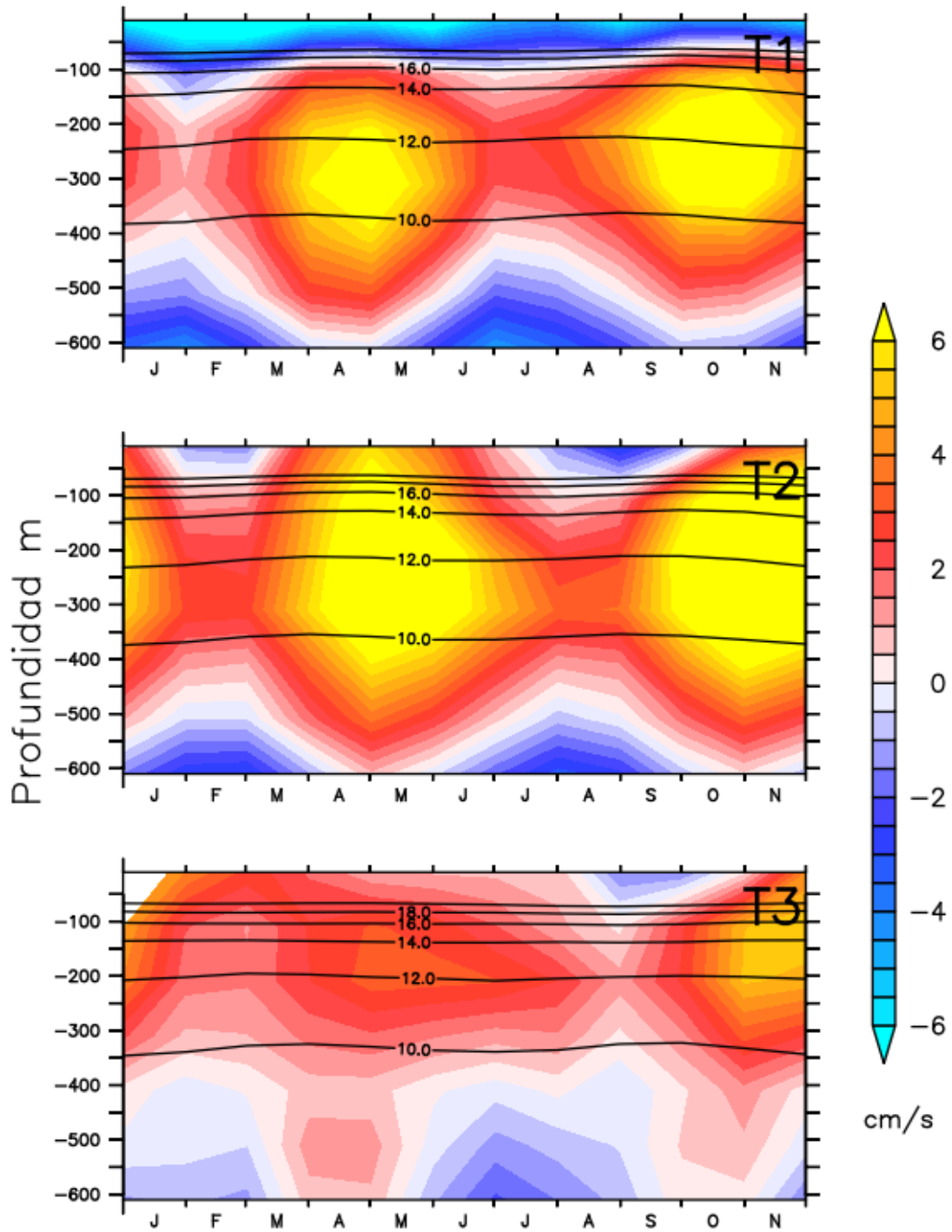


Figura 17. Variación mensual de la velocidad a lo largo de la costa promediada desde la costa hasta $iso2(y)$ y la profundidad de las isotermas para T1, T2 y T3 (fig. 6).

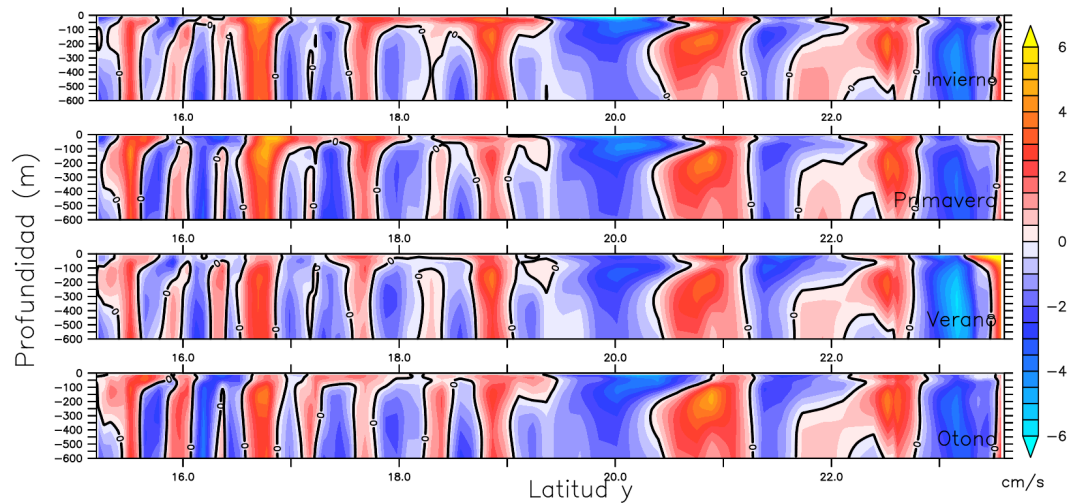


Figura 18. Promedio estacional de la distribución vertical de la velocidad hacia la costa a través $iso2(y)$ de 15°N a 23.5°N

16.4°N se identifica como una circulación ciclónica que se produce por una pequeña desviación de una parte de la CCM hacia el oeste a los 16.4°N , que es guiada por la circulación hacia el ecuador que se encuentra adyacente y posteriormente reincorporada a la CCM a los 16°N (fig. 20). Más al norte, entre los 16.5 y 17°N se observa un aumento en el transporte de la CCM, este aumento se puede identificar en mayor medida en la parte subsuperficial (fig. 15b). Los mapas de circulación subsuperficial para las cuatro estaciones muestran que a esa latitud cerca del límite oeste el DCC induce una bifurcación del CT que intensifica la circulación hacia el polo cerca de 17°N (fig. 21). La estructura vertical de los flujos que están en interacción con la CCM muestran el flujo de entrada al sur de los 17°N , este flujo de entrada se extiende desde superficie a subsuperficie y es el más intenso de los flujos de entrada (fig. 18). Lo que genera también el máximo absoluto en la curva del transporte de la CCM (fig. 15).

Al sur de los 18°N el transporte subsuperficial es considerablemente mayor que el transporte superficial (fig. 15), esto por la presencia del CT que restringe a la CCM en subsuperficie. Durante primavera y otoño el CT se encuentra por arriba de la CCM hasta los 17°N , al norte la CCM se extiende a superficie (fig. 11 y 20) apoyado por el DCC, lo genera un aumento del transporte superficial (fig. 15). Durante invierno el CT se extiende hasta los 17.5° y durante verano a los 18°N (fig. 11), que se ve reflejado en un aumento pasando estas latitudes del transporte superficial (fig. 15). La extensión de la CCM a superficie trae un aumento en el transporte superficial y una disminución en el

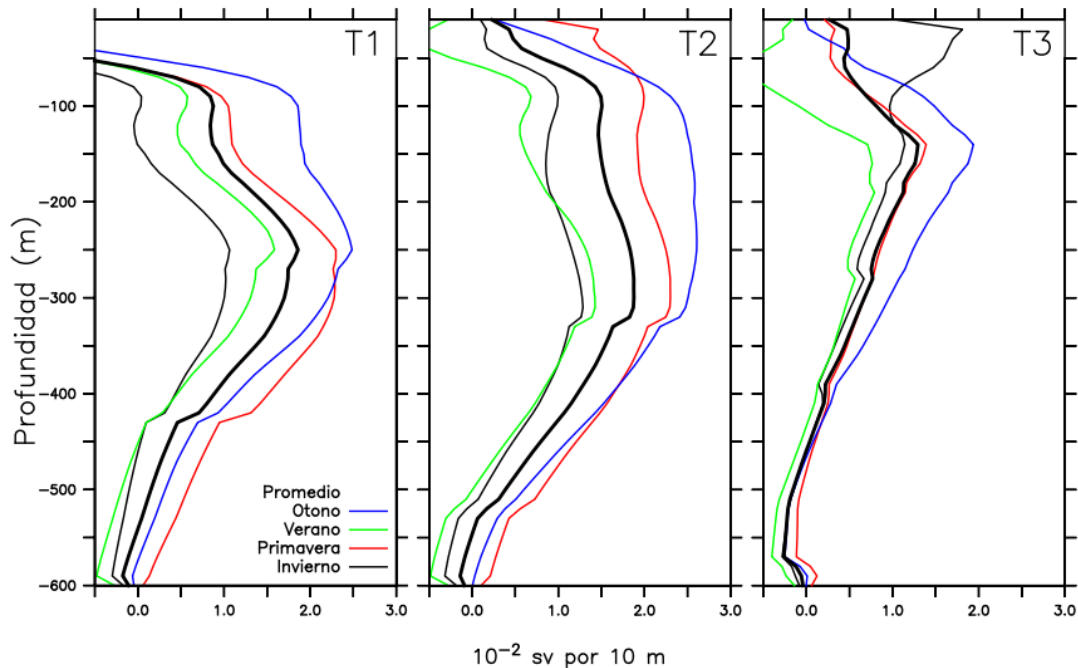


Figura 19. Distribución vertical del transporte dentro de los límites establecidos por cada 10 m de profundidad en los transectos T1, T2 y T3. Se presentan los valores estacionales y el promedio anual.

transporte subsuperficial que sucede entre los 17°N y 19.5°N (fig. 15). En el transecto T1 hay evidencia del transporte acarreado por el CT (fig. 12). Se puede observar un comportamiento similar, durante las cuatro estaciones, en la distribución vertical del transporte. El pico de máximo transporte se localiza a los 300 m de profundidad y por arriba de los 150 m el transporte negativo (hacia el ecuador) muestra al CT (fig. 19). La distribución del transporte vertical en el transecto T2 muestra un aplanamiento en el pico de máximo transporte a los 300 m de profundidad y un aumento en el transporte hacia el polo por arriba de los 150 m en comparación con T1, esto relacionado a la extensión de la CCM hacia menores profundidades. A la latitud de T2 es perceptible que durante verano el CT se encuentra más extendido hacia el norte (fig. 19).

Entre 17°N y 19°N , región en donde el CT ya no se encuentra presente y la CCM se extiende a superficie, hay flujos de entrada a través del límite oeste en la parte superficial y flujos intermitentes de entrada en la parte subsuperficial (fig. 18). Los flujos de entrada se pueden identificar con la circulación del DCC y los de salidas como desviaciones de la CCM por la forma de la costa (fig. 20). La diferencia entre el transporte en primavera y otoño a estas latitudes en superficie, se iguala al haber flujos de entrada más intensos y continuos durante primavera que durante otoño (fig. 18). Estos flujos

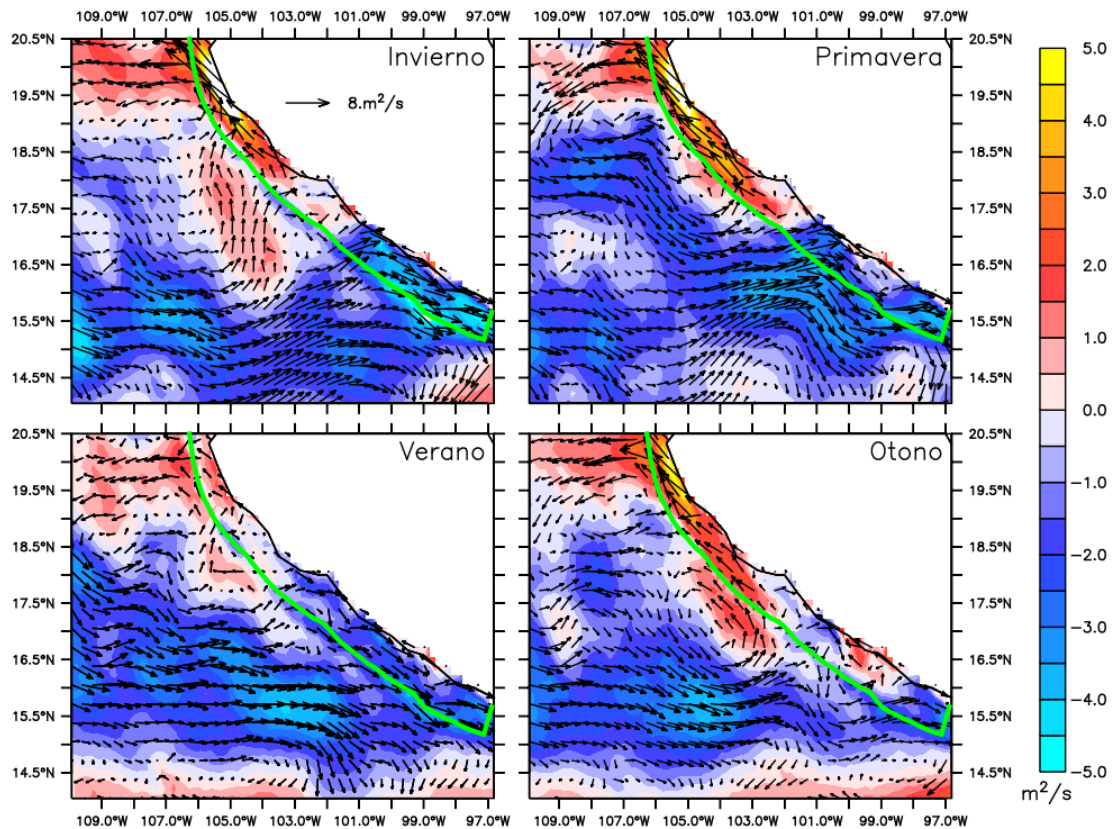


Figura 20. Parte superficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por arriba de la termoclina y velocidad estacional promedio (vectores) por arriba de la termoclina para la región sureña de la zona de estudio.

del DCC son de importancia ya que suministran a la CCM y permiten que la CCM se extienda a superficie. Durante invierno el flujo de entrada superficial continuo y más intenso fortalece a la CCM llegando a acarrear el mismo transporte superficial que en primavera a los 19°N (fig. 15). Para verano al encontrarse más extendido el CT, se produce un tardío aumento del transporte superficial. Además el flujo de entrada del DCC es débil (fig. 18) lo que lleva a un aumento del transporte superficial no tan evidente (fig. 15). Para las cuatro estaciones del año la circulación del DCC es de importancia para que la CCM se mantenga en superficie (fig. 11).

Frente a Cabo Corrientes la circulación del DCC induce una circulación hacia el oeste, que produce un debilitamiento general en el transporte de la CCM (fig. 15). En subsuperficie sólo un flujo estrecho permanece cerca a la costa (fig. 23) y el transporte alcanza un mínimo absoluto (fig. 15), posteriormente recupera su ancho (fig. 23) y aumenta el transporte (fig. 15) al norte de 21°N. Otro fragmento de la CCM es desviado hacia el noroeste, por la presencia del cabo, para después volverse a incorporar (fig.

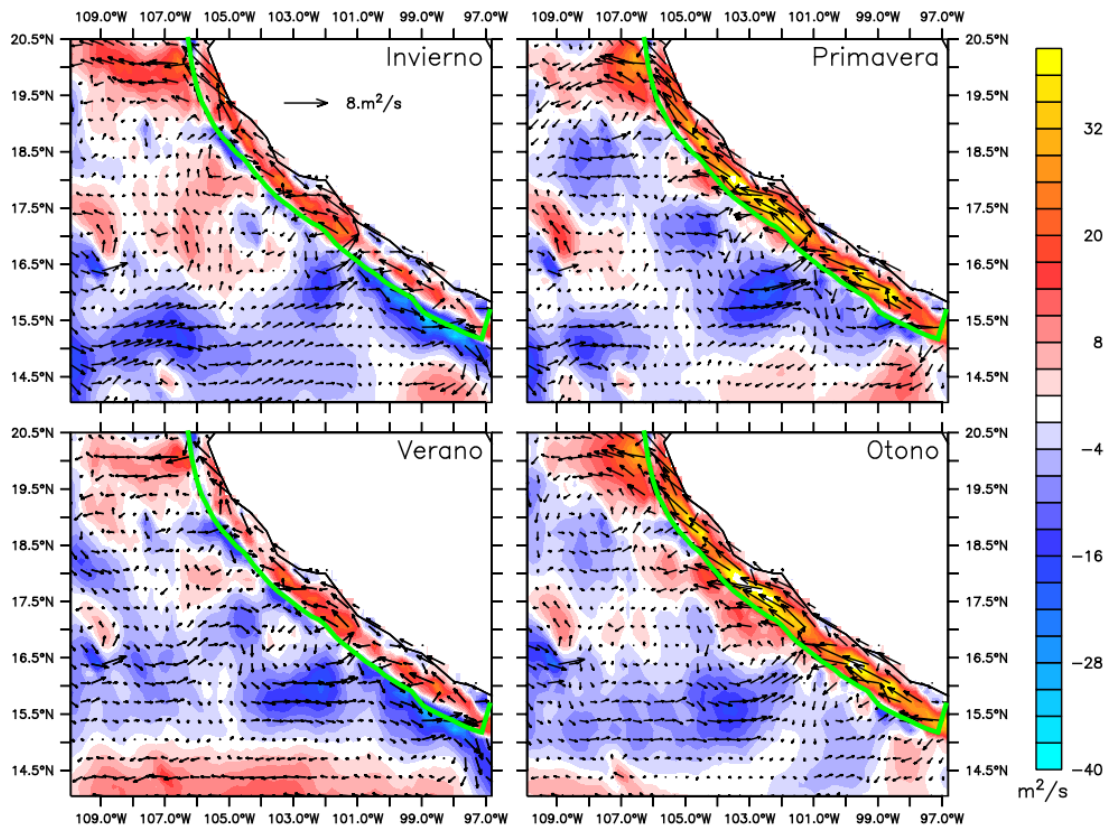


Figura 21. Parte subsuperficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por abajo de la termoclina hasta los 600 m y velocidad estacional promedio por abajo de la termoclina hasta los 600 m (vectores) para la región sureña de la zona de estudio.

23) y aumentar el transporte a los 21°N (fig. 15). Posteriormente la CCM vuelve a desviarse e incorporarse lo que se ve reflejado en la disminución del transporte seguido por un aumento. Esta segunda desviación induce una circulación adyacente hacia el polo que eventualmente llega a Cabo San Lucas y entra en conexión con la Contracorriente de California (fig. 23). Más al norte, a los aproximadamente 23°N, también se observa una desviación de la CCM hacia Cabo San Lucas (fig. 23). Esto sucede de manera más evidente durante primavera y otoño cuando el paso de ondas atrapadas a la costa está en su fase de surgencia (fig. 23). Estas desviaciones se pueden identificar como una pérdida de transporte a dichas latitudes (fig. 15). Sin embargo, durante las otras estaciones también se observa esta pérdida, pero el transporte no se dirige hacia la Contracorriente de California (fig. 23).

En superficie al norte de Cabo Corrientes la CCM también es debilitada por la pérdida de transporte inducida por el DCC. Sin embargo, sólo se estrecha de manera evidente durante verano, mientras que durante invierno, primavera y otoño mantiene el ancho (fig. 22). Al norte de los 21°N durante las cuatro estaciones, el transporte de la CCM se mantiene casi constante con un aumento en los 22.5°N (fig. 15). El mapa de circulación superficial para primavera muestra la evidente intrusión de la Corriente de California que es desviada hacia al noreste y posteriormente ingresa la CCM a los aproximadamente 22.5°N. Esto también sucede pero de manera menos evidente durante verano. Durante invierno y otoño no hay una intrusión de la Corriente California pero si hay un aporte de agua de la misma región hacia la CCM (fig. 22).

3.4. Transporte promedio anual

En promedio la CCM se encuentra presente a lo largo de la costa con un transporte mínimo de 0.4 sv. El transporte estacional muestra que las variaciones a lo largo de la costa son bastante constantes en el tiempo, lo que se refleja en una curva de transporte promedio con el mismo comportamiento que las curvas del transporte estacional (fig. 24). Las interacciones que generan las variaciones en el transporte se esquematizan en la figura 25 y se agrega algunos valores del transporte promedio y sus variaciones estacionales. En la región más sureña, la CCCR aporta agua tropical de manera subsuperficial; en promedio el transporte inicial de la CCM es de 0.9 sv el cual en su mayoría es transporte subsuperficial. Hacia el norte el transporte de la CCM co-

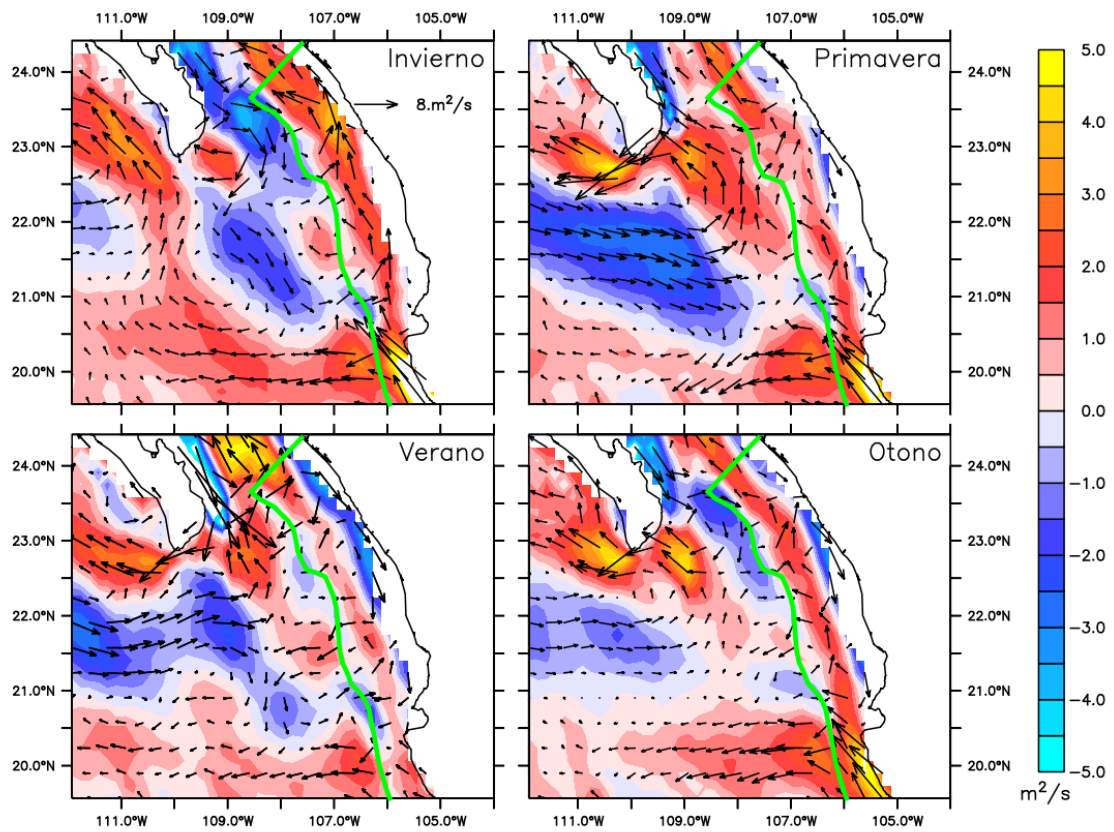


Figura 22. Parte superficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por arriba de la termoclina y velocidad estacional promedio (vectores) por arriba de la termoclina para la región norteña de la zona de estudio.

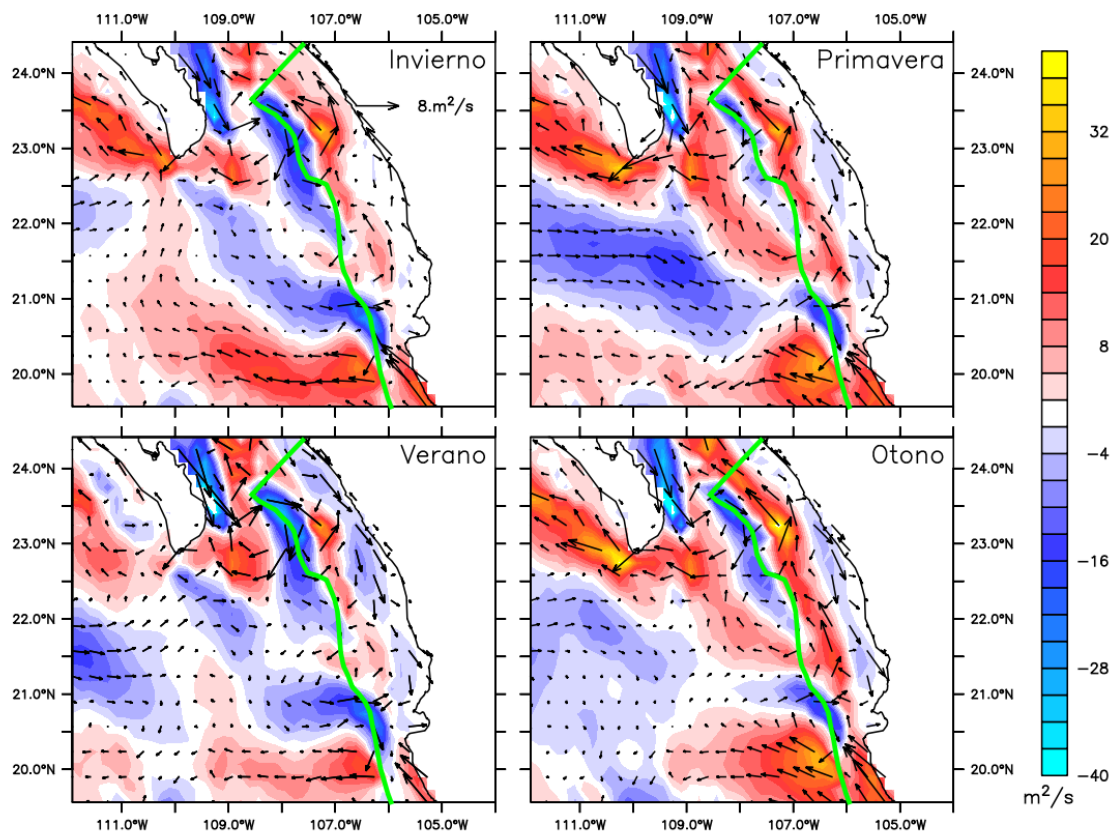


Figura 23. Parte subsuperficial. Componente paralela a la costa de la velocidad estacional integrada por abajo de la termoclina hasta los 600 m y velocidad estacional promedio por abajo de la termoclina hasta los 600 m (vectores) para la región norteña de la zona de estudio.

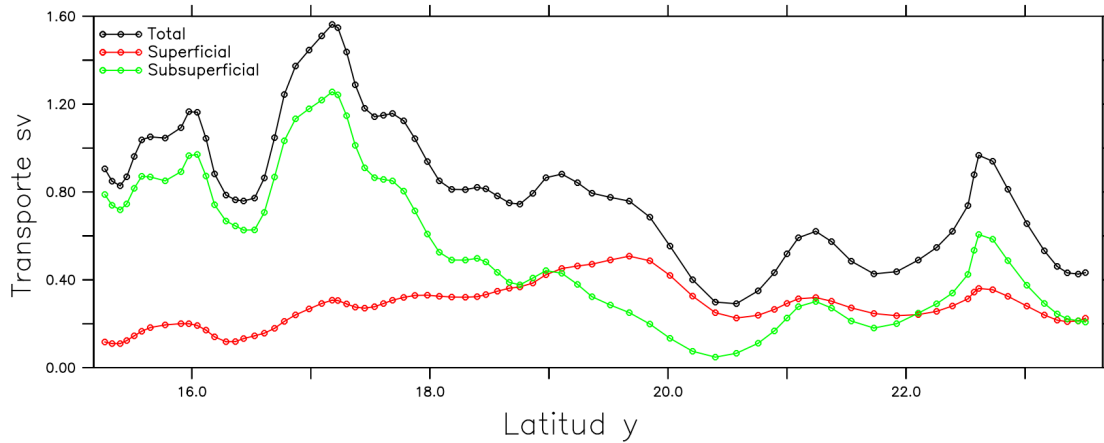


Figura 24. Transporte anual ν_{ccm} del flujo asociado a la CCM y sus componentes superficial y subsuperficial.

mienza a variar por la interacción con el CT llegando a su máximo absoluto de casi 1.6 Sv (fig. 24). Posteriormente el transporte de la componente subsuperficial de la CCM disminuye mientras que el transporte de la componente superficial aumenta, llegando a un mismo valor a los 19°N. En superficie este aumento es debido al fortalecimiento por el DCC y la disminución del transporte en subsuperficie es por una pérdida hacia el oeste.

Frente a Cabo Corriente hay una pérdida importante en las dos componentes de la CCM inducido por la circulación del DCC, lo que deja a la CCM con un transporte mínimo. Al norte de Cabo Corriente las variaciones del transporte no son tan marcadas. La CCM es ligeramente desviada por la forma de la costa y posteriormente reincorporada. Esto genera que haya una variación en el transporte dentro de los límites establecidos. Estas desviaciones generan un aumento en el transporte que induce a los flujos adyacentes a fortalecer el transporte. En superficie durante las estaciones cuando la CC está fortalecida, el transporte que gana la CCM es de la CC además de otros flujos cercanos a la CCM, mientras que en las otras estaciones el transporte viene sólo de los flujos cercanos a la CCM. La componente subsuperficial es desviada hacia el noroeste hacia cabo San Lucas, donde entra en conexión con la CCC, conexión más evidente durante primavera y otoño.

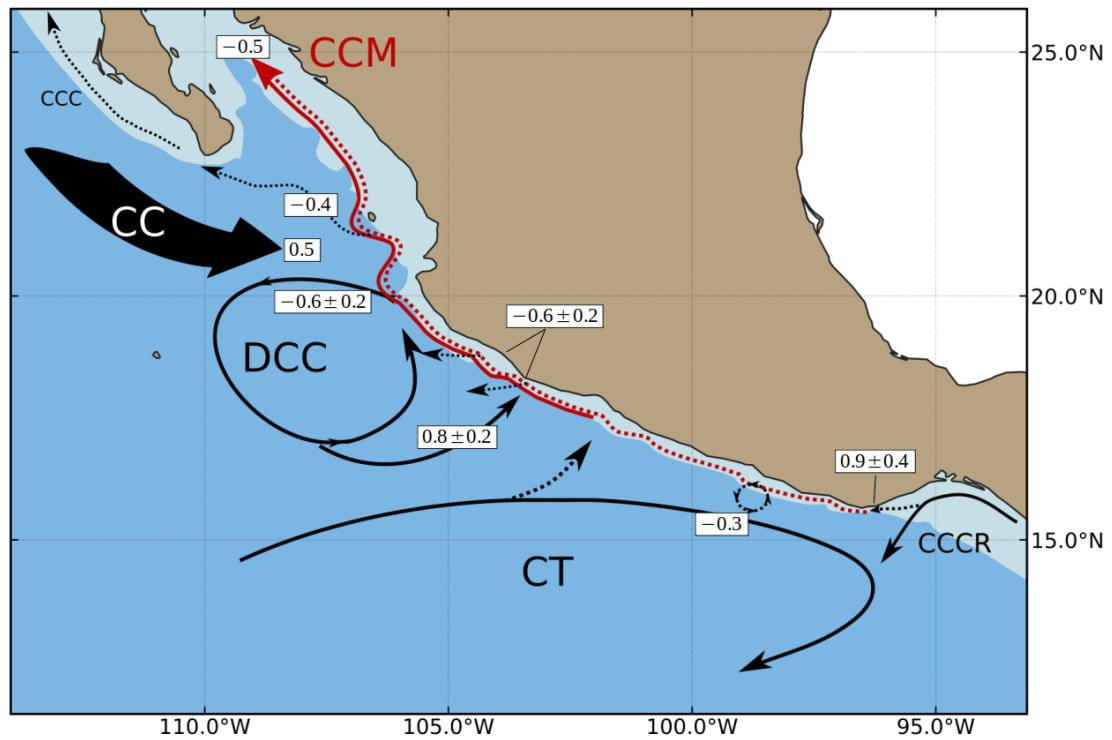


Figura 25. Esquema de la circulación regional promedio y las interacciones con la CCM. En rojo esta representada la CCM y otros flujos en negro. Las líneas punteadas representan flujos subsuperficiales y las líneas continuas flujos superficiales. Encerrados en rectángulos está el transporte en Sverdrup que corresponde a cada interacción.

Capítulo 4. Discusiones y conclusiones

Para estudiar la CCM se utilizó un modelo numérico de alta resolución. En este trabajo se adicionan elementos que muestran que la implementación numérica utilizada reproduce la dinámica de manera adecuada para la región. Gómez-Valdivia (2016) hace algunas comparaciones del modelo con datos observacionales que muestran que el modelo reproduce de manera adecuada la dinámica y la variabilidad de la región. Las comparaciones que se realizaron en este trabajo se limitan a la comparación con lo reportado por Kessler (2006). Kessler (2006) menciona que los datos observacionales que utiliza no permiten conocer la dinámica en donde la CC llega a los trópicos. Sin embargo, sí muestra la estacionalidad y el promedio del CT y DCR que se encuentra en concordancia con lo que modelo reproduce; esto es relevante ya que estas estructuras son de importancia para la dinámica de la región del Pacífico Central Mexicano. De la CCM, se reporta por Kessler (2006), la continua conexión subsuperficial de la CCCR con la CCM y la extensión de la CCM a superficie al norte de los 17°N, esto se observa en las salidas del modelo con variaciones estacionales. Por lo que el modelo significa una potente fuente de información para la región.

Las características de la CCM al norte de los 17°N han sido descritas previamente mediante observaciones (Lavín *et al.*, 2006) y modelación numérica (Zamudio *et al.*, 2007), descripciones enfocadas en la región de Cabo Corrientes. Mediante observaciones directas durante el año 2003 (2005) se reportaron valores aproximados para la CCM de 90-180 km (90 km) de ancho, 400 m (250-300 m) de profundidad, velocidad de 0.3 m/s (0.15 m/s) y transporte de 4 sv (2.5 sv) (Lavín *et al.*, 2006). A partir de resultados numéricos se reportó una velocidad de 2 cm/s y un ancho 200 km como valor promedio de largo plazo de la CCM (Zamudio *et al.*, 2007). Los valores en los años documentados por Lavín *et al.* (2006) difieren en magnitud con lo mostrado en este trabajo, pero la estructura vertical y horizontal de la CCM sí coinciden. En este trabajo sólo se presentan valores promediados a largo plazo, por lo que la diferencia en magnitud con lo documentado para ciertos años es esperable. La coincidencia en la estructura de la CCM en la región de Cabo Corrientes presentada en este trabajo con lo documentado por Lavín *et al.* (2006) da certeza de que los datos del modelo serán útiles para describir otras regiones que la CCM abarca. A diferencia de los estudios mencionados, en este trabajo se aporta una descripción más extensa de la CCM

abarcando toda la costa del Pacífico Central Mexicano.

Un factor importante es el rotacional del esfuerzo del viento como un forzamiento local para la CCM. Es conocido que el este patrón de viento es de importancia para la generación de contracorrientes costeras (Yoon y Philander, 1982). La marcada franja del rotacional del esfuerzo del viento positiva cercana a la costa en la región de la CCM (fig. 3), imprime en el océano un aumento en la vorticidad mediante el estiramiento de la columna de agua, lo cual se balancea moviendo la columna de agua hacia el polo (balance de Sverdrup). Se pudo identificar esta respuesta del océano en la profundidad de la termoclina, en donde se identifica una disminución en la región cercana a la costa con rotacional del esfuerzo del viento positivo. Este patrón del rotacional del esfuerzo del viento es vital para que la CCM exista, pero no parece ser tan importante en la variación de la CCM (fig. 15).

El rotacional del esfuerzo del viento en Cabo Corrientes es de gran importancia para la CCM. Lavín *et al.* (2006) mencionan que la CCM es generada de manera local por la circulación ciclónica que a su vez es ocasionada por el rotacional del esfuerzo del viento y que no hay una conexión hacia la región ecuatorial. En el presente trabajo también se destaca la importancia de la circulación ciclónica frente a Cabo Corrientes (DCC), pero no como la generadora de la CCM más bien como lo que permite que la CCM se extienda a la superficie. Lo cual explicaría la ausencia de una corriente superficial con la misma dirección que el esfuerzo del viento (hacia el ecuador) lo que se esperaría al ser un sistema limítrofe oriental (Talley *et al.*, 2011). En contraste con Lavín *et al.* (2006), los resultados de este trabajo muestran que la CCM comienza más al sur como un flujo subsuperficial por debajo del CT y en conexión con la región tropical, en concordancia con Kessler (2006). La componente subsuperficial de la CCM al sur de 17°N es evidente durante todo el año pero destacan las estaciones primavera y otoño cuando el transporte es tres veces mayor. La persistencia de la CCCR en el Golfo de Tehuantepec ha sido difícil de observar y se ha dicho que su persistencia es aparente debida al proceso de promediado en las escasas bases de datos (Barton *et al.*, 2009). Para un un corto periodo en verano del año 2000 se observó que la circulación costera superficial es dominada por giros de mesoescala frente al Golfo de Tehuantepec (Trasviña y Barton, 2008). El modelo reproduce una clara intrusión de la CCCR al Golfo de Tehuantepec durante invierno y otoño; como ha sido observado por

radares HF durante otoño (Flores-Vidal *et al.*, 2011). La conexión con la CCCR es clara y constante de manera subsuperficial. En la componente superficial se encontró un aumento del transporte de la CCM en el mes de otoño, que corresponde a la estación cuando el CT ha migrado hacia el oeste, permitiendo una interacción con la componente superficial de la CCCR.

La variabilidad semianual en subsuperficie ha sido asociada al paso de ondas atrapadas a la costa que durante su fase de surgencia (hundimiento) elevan (hunden) la termoclina cercana de la costa. Por lo que en subsuperficie se genera un gradiente de presión hacia fuera de la costa que fortalece la circulación geostrofica hacia el polo (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Esta variabilidad ayuda a explicar la variabilidad semianual de la Contracorriente de California debido al aporte de momento desde la CCM (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). El transporte calculado en este trabajo no muestra un aumento diferenciado en el transporte de la CCM que se dirige hacia la punta de Baja California durante primavera y otoño. Sin embargo, en los mapas de circulación subsuperficial se ve clara una desviación hacia el noroeste y de manera específica durante primavera y otoño esta desviación de la CCM que induce una circulación hacia el polo que eventualmente entra en conexión la Contracorriente de California. Los cálculos hechos en este trabajo no permitieron cuantificar la conexión promedio subsuperficial de la CCM con la Contracorriente de California; pero si se cuantificó el transporte que la CCM aporta hacia la región de transición entre la región del sistema de la CC, el Golfo de California y el Pacífico Tropical. Según estudios, la variación de la temperatura en esta región esta en gran medida influenciada por la variabilidad de la Corriente de California, el Golfo de California y la intrusión de una corriente tropical (Flores-Morales *et al.*, 2009). La CCM acarrea aproximadamente 1.2 sv durante primavera y otoño y 0.5 sv durante invierno y verano de la región tropical hacia la región de transición, transporte que es advechado fuera de la CCM frente a Cabo Corrientes.

En el transporte de la componente superficial de la CCM tampoco se pudo determinar que la CC fortalezca el transporte de la CCM. No obstante, en la circulación superficial se observa que un ramal de la CC es desviado al noreste hacia la entrada del Golfo de California durante primavera y en menor medida durante verano. Esta interacción no se vio reflejada en el aumento del transporte de la CCM, pero su existencia ya ha sido reportada previamente mediante observaciones satelitales (Godínez *et*

al., 2010). Además la presencia de ACC y ATS cerca de la boca del Gofo de la California evidencia esta interacción (Portela *et al.*, 2016). Este trabajo está limitado al cálculo del transporte de la CCM a diferentes latitudes por lo que representa un pequeño primer acercamiento al estudio detallado de la CCM, para caracterizar de manera más adecuada la CCM y sus conexiones se podrían usar algún tipo de trazador o estudios lagrangianos.

Literatura citada

- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., y Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**(2-4): 101–142.
- Barton, E. D., Lavín, M. F., y Trasviña, A. (2009). Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Continental Shelf Research*, **29**(2): 485–500.
- Fiedler, P. C. (2002). The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **49**(2): 321–338.
- Flores-Morales, A. L., Parés-Sierra, A., y Marinone, S. G. (2009). Factors that modulate the seasonal variability of the sea surface temperature of the Eastern tropical Pacific. *Geofísica Internacional*, **48**(3): 337–349.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chavanne, C., y Flament, P. (2011). Circulación costera en ausencia de viento en el golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia. *Ciencias Marinas*, **37**(4): 493–512.
- Godínez, V. M., Beier, E., Lavín, M. F., y Kurczyn, J. A. (2010). Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **115**(4): 1–15.
- Gómez-Valdivia, F. (2016). *Estudio de la circulación frente a la costa occidental de Baja California: modelación numérica y observaciones*. Tesis de doctorado, CICESE, Baja California, México.
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., y Flores-Morales, A. L. (2015). The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. *Continental Shelf Research*, **110**: 100–107.
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., y Laura Flores-Morales, A. (2017). Semiannual variability of the California Undercurrent along the Southern California Current System: A tropical generated phenomenon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **122**(2): 1574–1589.
- Hofmann, E. E., Busalacchi, A. J., y O'Brien, J. J. (1981). Wind generation of the Costa Rica Dome. *Science*, **214**(October): 552–554.
- Kessler, W. S. (2002). Mean three-dimensional circulation in the Northeast Tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **32**(9): 2457–2471.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**(2-4): 181–217.
- Lavín, M. F., Beier, E., Gómez-Valdés, J., Godínez, V. M., y García, J. (2006). On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophysical Research Letters*, **33**(2): 2–5.
- Lynn, R. J. y Simpson, J. J. (1987). The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **92**(C12): 12947.
- Mascarenhas, A. S., Castro, R., Collins, C. A., y Durazo, R. (2004). Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, **109**(7).

- Pantoja, D. A., Marinone, S. G., Parés-Sierra, A., y Gómez-Valdivia, F. (2012). Modelación numérica de la hidrografía y circulación estacional y de mesoescala en el Pacífico Central Mexicano. *Ciencias Marinas*, **38**(2): 363–379.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P. C., Sánchez-Velasco, L., y Trasviña, A. (2016). Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, **46**(10): 3069–3081.
- Rudnick, D. L., Zaba, K. D., Todd, R. E., y Davis, R. E. (2017). A climatology of the California Current System from a network of underwater gliders. *Progress in Oceanography*, **154**: 64–106.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., y Swift, J. H. (2011). *Descriptive physical oceanography. An introduction*. pp. 111–362.
- Tomczak, M. y Godfrey, S. (2001). *Regional Oceanography: an introduction*. Daya Publishing House. pp. 50–134.
- Trasviña, A. y Barton, E. D. (2008). Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **55**(5): 587–607.
- Wyrtki, K. (1966). Oceanography of the eastern equatorial pacific ocean. *Oceanogr. Marine Biology*, **4**: 33 – 68.
- Yoon, J. H. y Philander, S. G. (1982). The generation of coastal undercurrents. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **38**(4): 215–224.
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., y Tilburg, C. E. (2007). Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**(5): 1–17.