

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



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

**Variabilidad estacional de la circulación inducida por viento
en el Golfo de Campeche**

Tesis

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

Presenta:

Nathalí Cordero Quirós

Ensenada, Baja California, México
2015

Tesis defendida por
Nathalí Cordero Quirós

y aprobada por el siguiente Comité

Dra. Paula Pérez Brunius
Director del Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Miembro del Comité

Dr. Juan Carlos Herguera García
Miembro del Comité

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

Dr. Jesús Favela Vara
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Nathalí Cordero Quirós como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física

Variabilidad estacional de la circulación inducida por viento en el Golfo de Campeche

Resumen elaborado por:

Nathalí Cordero Quirós

El Golfo de Campeche (GC) se caracteriza por la presencia de un giro ciclónico semi-permanente. Anteriormente se ha sugerido que la circulación de este giro presenta variaciones estacionales que están en fase con la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento, intensificándose en invierno y atenuándose en verano. Otros estudios han demostrado que el giro promedio circula a lo largo de contornos geostroficados cerrados y que la velocidad conserva su dirección hasta más de 1000 m de profundidad. Lo anterior sugiere que el giro de Campeche es un flujo equivalente barotrópico que conserva vorticidad potencial. Además de las variaciones estacionales en la intensidad del giro, estudios previos muestran que éste presenta cambios en su tamaño, forma, posición e intensidad a lo largo del año, independientes de la estación. Se atribuye esta variabilidad a la interacción del giro con remolinos provenientes de la Corriente del Lazo. En el presente trabajo se utiliza un balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente para modelar el transporte del giro utilizando al viento como forzamiento y a la fricción de fondo como efecto de disipación, comparándolo con el transporte estimado por altimetría satelital y con el transporte observado por dos anclajes localizados en la región del giro de Campeche. Los resultados del presente estudio muestran que el modelo es una aproximación adecuada a la variabilidad estacional del transporte de primer orden. Sin embargo, las bajas correlaciones del modelo con el transporte medido por los anclajes sugieren que existen otros forzamientos, además del viento, que intervienen en la variabilidad estacional de la circulación en el Golfo de Campeche, y que en parte pueden atribuirse a la interacción del giro con remolinos provenientes de la Corriente del Lazo. Se concluye que es necesario estimar la contribución de los flujos turbulentos laterales de vorticidad potencial de meso-escala para mejorar el modelo.

Palabras clave: **Golfo de Campeche, barotrópico equivalente, rotacional del esfuerzo del viento.**

Abstract of the thesis presented by Nathalí Cordero Quirós as a partial requirement to obtain the Master degree in Science in Physical Oceanography.

Seasonal variability of wind-driven circulation in the Gulf of Campeche.

Abstract by:

Nathalí Cordero Quirós

The Gulf of Campeche is a semi-enclosed region at the southwestern Gulf of Mexico. The circulation at the Gulf of Campeche exhibits a semi-permanent cyclonic pattern. It has been suggested that this circulation has seasonal variations that are determined by the variability of the wind stress curl, being more intense during fall-winter. It has been observed that the gyre has topographic restraint and that it flows along closed contours of potential vorticity (PV). Also, the vertical structure of velocity shows that the cyclonic circulation extends through the whole water column (2000m), which suggests that the Campeche gyre can be considered as an equivalent barotropic flow. In this study we use a linear analytical model consisting in a potential vorticity balance for an equivalent barotropic flow, forced with the wind stress and bottom friction as dissipation, not taking into account lateral diffusion of PV. We compare the transport predicted by the model with observations derived from moorings and satellite altimetry in order to determine wind influence over the seasonal variability of the Campeche gyre. The results of this study show that the first order transport is geostrophic and along closed PV contours. The correlation within the geostrophic and the modeled transport shows that the equivalent barotropic model is a suitable approximation to reproduce seasonal variations of the first order flow. Nevertheless, comparison of the model with the transport observed by the mooring data results in poor correlations at the seasonal scale. This suggests that the variability of the Campeche gyre is driven by other processes than just the wind, such as interaction with Loop Current eddies. Estimation of the contribution of mesoscale horizontal eddy fluxes of PV is suggested to help improve the model.

Keywords: Campeche Bay, equivalent barotropic, wind stress curl.

Dedicatoria

A mi familia, Lynda, Gerardo y Vico ♡

Agradecimientos

A Paula, por tu paciencia, dinamismo y energía para trabajar y motivarme a lo largo de todo este proceso, en mi desarrollo académico y también personal. A los miembros de mi comité, Julio Sheinbaum y Juan Carlos Herguera por su ayuda certera, dedicación y paciencia en el desarrollo de mi tesis.

A toda la comunidad de CICESE por abrirme las puertas y oportunidades. A Juan Carlos Herguera por su apoyo y consejos durante toda mi carrera, y a su equipo de trabajo Bertha, Axel, Jose, Cinthya y Daniela que fueron los primeros compañeros y amigos desde que llegué. A mis maestros, a Pepe Ochoa, Lorena, Anita y al grupo CANEK por las sugerencias a mi trabajo y su ayuda en la recopilación de datos. A Lupita y Tamar por siempre estar al pendiente y apoyarnos en todo.

A CONACYT y al Departamento de Oceanografía Física por la beca otorgada para realizar mis estudios y a Pemex Exploración y Producción por el financiamiento del proyecto (contratos 428217896, 428218855 y 428229851).

A mis compañeros de generación por todos los momentos de estudio y también de diversión. A Sandy, Yury, Fer y Mau, por su amistad y a Manuel, por tu apoyo y paciencia.

A mis papás Lynda y Gerardo y a mi hermano Víctor Arturo por siempre apoyarme y creer en mí.

¡Gracias!

Nathalí

Tabla de Contenido

Resumen en español	iii
Resumen en inglés	iv
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	viii
Capítulo 1. Introducción y motivación	1
Capítulo 2. Metodología y Datos	5
2.1 Metodología	5
2.2 Datos	11
2.2.1 Batimetría.....	11
2.2.2 Anclajes.....	11
2.2.3 Nivel del mar	11
2.2.4 Viento	12
Capítulo 3. Resultados	13
3.1 Propiedades barotrópicas del flujo	13
3.2 Transporte	14
3.2.1 Transporte observado	15
3.3 Flujo a lo largo de los contornos.....	16
3.4 Viento.....	19
3.4.1 Cálculo del rotacional del esfuerzo del viento y patrones de variabilidad....	19
3.5 Comparación del transporte climatológico modelado con vientos de NARR y el transporte observado de los anclajes.	22
3.6 Comparación del transporte climatológico modelado con vientos de NARR y el transporte geostrófico.	24
3.7 Diferencias del nivel del mar.....	27
3.7.1 Comparación del modelo con datos de altimetría satelital.....	27
Capítulo 4. Discusiones y conclusión	31
Lista de referencias	38

Lista de figuras

Figura		Página
1	Isobatas de 1000, 2000 y 3000 m de profundidad en el suroeste Golfo de México.	1
2	El lado izquierdo muestra la posición de los anclajes Itinerante1-2000 y Coatzacoalcos-2000 colocados en la zona de estudio. También se muestran los contornos geostroficados de f/F ($[7.8:0.1:8.5] \times 10^{-8} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Del lado derecho se muestran las isobatas de 500, 800, 1000, 2000 y 3000m (filtradas para suavizar la batimetría); en gris está representada la malla de NARR interpolada a puntos regulares con una resolución de 0.25.	11
3	En la parte superior se observa el porcentaje de varianza explicada en cada profundidad por el primer FEO de la velocidad en el sitio de los anclajes IT1-2000 (izquierda) y CTZ-2000 (derecha). Los perfiles inferiores representan el ángulo de la velocidad a cada profundidad con respecto a la velocidad superficial; la línea vertical roja representa un ángulo de 20° .	12
4	Serie de tiempo (2007-2012) de promedios mensuales del transporte a lo largo de los contornos geostroficados, calculado a partir de altimetría satelital (azul) y transporte observado para los sitios de CTZ (panel superior) e IT1 (panel inferior).	14
5	Vector de la velocidad geostrofica superficial interpolada sobre los contornos geostroficados que delimitan la posición promedio del giro.	16
6	Distribución de probabilidad de la razón entre la componente paralela y la velocidad geostrofica total sobre el contorno interno (ver Figura 5).	16
7	Distribución de probabilidad de la razón entre la componente paralela y la velocidad geostrofica total sobre el contorno externo (ver Figura 5).	17
8	Climatología del rotacional del esfuerzo del viento (Pam^{-1}) sobre el área del golfo de Campeche correspondiente al periodo 1992-2012 con la base de datos de NARR. En gris se muestra la isobata de 200 m y el contorno negro grueso corresponde al 0 del rotacional. Los contornos negros delgados son los contornos geostroficados.	19
9	Rotacional del esfuerzo del viento sobre el área definida por el contorno geostrofico externo (color morado en la Figura 1.a).	20
10	Climatología (1992-2012) del rotacional del esfuerzo del viento sobre el área definida por el contorno externo (color morado en la Fig. 1.a). Las barras de error representan una desviación estándar de $2.6 \times 10^{-8} \text{Pam}^{-1}$ de los promedios mensuales.	21

Lista de Figuras (continuación)

11	Transporte climatológico a lo largo del contorno geostrófico en el sitio de IT1 (magenta) y modelado con vientos de NARR (azul). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.	22
12	Transporte climatológico a lo largo del contorno geostrófico en el sitio de CTZ-2000 (magenta) y modelado con vientos de NARR (azul). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.	22
13	Promedio mensual del transporte geostrófico a lo largo del contorno calculado a partir de AVISO para el periodo 1992-2012 en el sitio de CTZ (panel superior) y en IT1 (panel inferior).	24
14	Climatología del transporte geostrófico (azul) y modelado (magenta) para 1992-2012 en el sitio de CTZ, las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.	24
15	Climatología del transporte geostrófico (azul) y modelado (magenta) para 1992-2012 en el sitio de IT1, las barras de error representan la desviación estándar.	25
16	Promedio climatológico (1992-2012) del campo de elevación del nivel del mar de la malla de AVISO sobre la región del giro de Campeche; en rojo están representados el máximo y mínimo de elevación.	26
17	Climatología (1992-2012) de $\Delta\eta$ modelada (magenta) y observada a partir del campo de altimetría satelital (gris). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.	
18	Climatología del nivel del mar absoluto sobre el área del golfo de Campeche correspondiente al periodo 1992-2012 con la base de datos de AVISO. En negro se muestran los contornos geostróficos y en gris la isobata de 200 m.	28

Capítulo 1. Introducción y motivación

El Golfo de Campeche (GC) es una cuenca semi-cerrada que se localiza al suroeste del Golfo de México, entre los 92°-98° O y los 18°-23° N. Al oeste de la cuenca el gradiente topográfico es más marcado mientras que en la zona oriental este gradiente es menor aunque las profundidades sean mayores (Fig. 1). El GC se caracteriza por la presencia de un patrón semi permanente de circulación ciclónica con variabilidad estacional posiblemente inducida por el rotacional del esfuerzo del viento (Vázquez de la Cerda *et al.*, 2005; Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996).

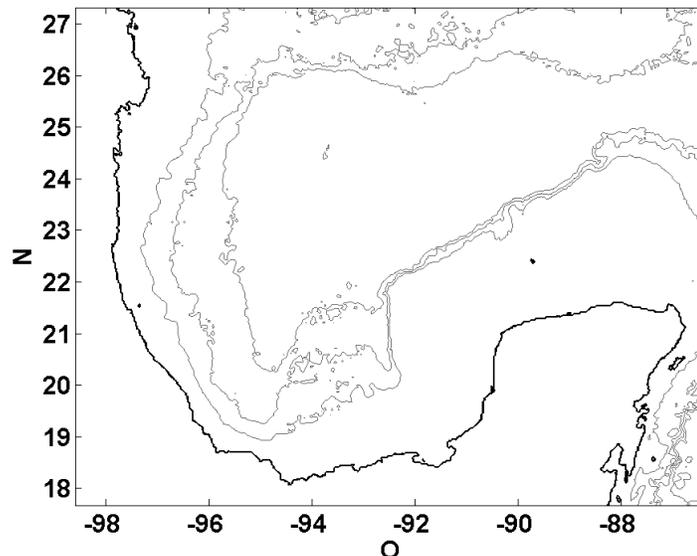


Figura 1. Isobatas de 1000, 2000 y 3000 m de profundidad en el suroeste Golfo de México.

Estudiar la dinámica de las aguas en el GC es de gran utilidad para entender su influencia en la distribución y abundancia de las variables hidrográficas, biológicas y biogeoquímicas. La circulación define en gran medida la distribución de los nutrientes, que a su vez delimitan los ecosistemas; su estudio permitirá establecer provincias biogeográficas que ayuden a identificar qué especies se encuentran en determinada zona, lo que sin duda beneficiará a las pesquerías y al estudio de la biología. Además, conocer los procesos físicos que dominan la región es importante para el diseño de plataformas petroleras adecuadas y eficientes. Para estudiar correctamente la

circulación en el Golfo de Campeche, es necesario entender cuáles son los agentes forzantes que intervienen.

En estudios anteriores se ha sugerido que el giro de Campeche presenta una variación estacional influenciada por los vientos que se presentan en la región (Vázquez de la Cerda *et al.*, 2005), sin embargo no se han presentado resultados concluyentes. Pérez-Brunius *et al.*, (2012) observaron que, en promedio, el patrón ciclónico de circulación se extiende hasta el fondo, y que aunque la magnitud de la velocidad decrece con la profundidad, la dirección del flujo se conserva en toda la columna de agua. Además se ha observado que la topografía de la cuenca tiene un papel importante en la circulación (Sandoval, 2011; Pérez-Brunius *et al.*, 2012). Algunos autores ya han descrito la dinámica de flujos con estas características en otras regiones, a través de un balance vorticidad potencial (p. ej. Krupitsky *et al.* 1996; Lacasce *et al.*, 2010; Isachsen *et al.*, 2003; Ghaffari *et al.*, 2013). En el presente trabajo se propone aplicar ese balance para modelar la circulación del Golfo de Campeche y determinar la influencia del viento en su variabilidad estacional.

Para el caso de un flujo geostrófico en un fluido homogéneo que se mueve en un dominio con fondo variable y parámetro de Coriolis (f) constante (en ausencia de forzamientos y disipación), el principio de conservación de vorticidad potencial indica que el flujo se mueve a lo largo de contornos geostróficos de f/H delimitados por la profundidad del fondo marino (H). En un flujo con estas características, no existe corte vertical de la velocidad, es decir, se trata de un flujo barotrópico. Además, tampoco existen divergencias horizontales del campo de velocidad lo cual implica que el movimiento es puramente bidimensional y ocurre a lo largo de contornos geostróficos (Cushman-Roisin y Beckers, 2009). Si además existe algún forzamiento, el viento por ejemplo, el flujo a lo largo de estos contornos se intensifica.

Si el flujo está contenido en una cuenca cerrada de fondo plano, los contornos geostróficos son líneas de latitud y el flujo se mueve a lo largo de éstas para conservar vorticidad potencial. Si estos contornos se ven interrumpidos por fronteras meridionales, el flujo debe atravesar los contornos geostróficos y esto solo puede ocurrir debido a un

forzamiento. En estos casos, los cambios en la vorticidad potencial inducida por el viento se explican mediante la relación de Sverdrup, es decir, son balanceados por cambios en la vorticidad planetaria, que se traducen como desplazamientos meridionales del flujo (Young, 1987).

En un océano estratificado, cuando las velocidades horizontales de un flujo de gran escala presentan variaciones tanto en dirección como magnitud en la vertical, se denominan flujos baroclínicos, los que generalmente no están influenciados por la topografía del fondo marino (Cushman-Roisin y Beckers, 2009). Sin embargo, si el flujo a pesar de variar su magnitud en la vertical conserva su dirección en toda la columna de agua, entonces se comporta como un flujo barotrópico equivalente (ver Killworth, 1992; Krupitsky *et al.*, 1996). En este caso, los contornos geostróficos están determinados por f/F donde F se denomina como profundidad equivalente que depende de la estructura vertical del flujo y de la topografía del fondo marino (ver Krupitsky *et al.*, 1996; LaCasce *et al.*, 2010). Estos flujos se comportan de manera análoga a un flujo barotrópico, solo que en este caso los contornos geostróficos están dados por la profundidad equivalente y no directamente por la profundidad del fondo marino.

En estudios anteriores se ha analizado la influencia del viento sobre flujos barotrópicos y barotrópicos equivalentes en regiones con contornos geostróficos cerrados, utilizando un balance de vorticidad potencial integrado a lo largo de los mismos. Uno de estos trabajos fue realizado por Isachsen *et al.*, (2003) en el que se modeló la circulación de los mares nórdicos (Mar de Noruega, Mar de Islandia, Mar de Groenlandia) utilizando un modelo barotrópico forzado por vientos y fricción en la capa de Ekman de fondo. LaCasce *et al.*, (2010) aplicaron el mismo balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente para modelar la Corriente Circumpolar Antártica y Ghaffari *et al.*, (2013) lo hicieron en el Mar Caspio. Estos modelos lineales fueron diseñados para reproducir el caso más simple en que la circulación ocurre a lo largo de los contornos geostróficos, es decir, no se considera la advección ni la difusión lateral de vorticidad relativa, el único mecanismo de disipación es la fricción en la capa de Ekman de fondo. Sin embargo, a pesar de su simplicidad, el modelo resultó ser una buena aproximación

a las corrientes observadas a partir de anclajes y se logró reproducir la variabilidad estacional en las tres regiones mencionadas.

Anteriormente, en el Golfo de Campeche se ha intentado explicar el balance de vorticidad a través de la dinámica de Sverdrup. El transporte de masa hacia el norte relacionado al giro de Campeche, debe estar balanceado por un transporte equivalente hacia el sur. En su estudio, Vázquez de la Cerda *et al.*, (2005) proponen que esto se cumple gracias a la presencia de una corriente de frontera oeste que se intensifica en invierno. Estos autores calcularon el transporte meridional a partir de datos hidrográficos y éste resultó ser consistente con el transporte estimado a partir del rotacional del esfuerzo del viento utilizando la relación de Sverdrup. Sin embargo, Vázquez de la Cerda *et al.* (2005) no consideraron la influencia de la topografía.

Pérez-Brunius *et al.*, (2012) proponen una forma distinta de modelar el balance de vorticidad en el Golfo de Campeche: a través de un modelo para un flujo barotrópico equivalente como el utilizado por LaCasce *et al.*, (2010) y Ghaffari *et al.*, (2013). Pérez Brunius *et al.*, (2012) muestran que la configuración topográfica en la cuenca oeste del GC es tal, que los contornos geostroficados se cierran. En este mismo estudio se observó que la circulación ciclónica se extiende por debajo de los 1000 m de profundidad. El análisis realizado a partir de los datos de los anclajes colocados en la región, resulta en una coherencia vertical de las corrientes profundas (>900 m) que excede el 70% con las corrientes superficiales. Las trayectorias de boyas de deriva de este mismo estudio, muestran que el giro se ve influenciado por la topografía y que, en promedio, está restringido a contornos geostroficados de f/F . Estas características sugieren que el giro de Campeche puede ser considerado como un flujo barotrópico equivalente que conserva vorticidad potencial (en ausencia de disipación y forzamiento), y que puede ser modelado como tal.

Determinar los forzamientos que gobiernan los cambios en la circulación del Golfo de Campeche es un paso importante para entender la dinámica de la región. Es por eso que en este trabajo se decidió aplicar el modelo de balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente, forzado por viento y fricción en la capa de Ekman de fondo,

con el objetivo de determinar la influencia del viento en la variabilidad estacional de la circulación en el Golfo de Campeche.

Capítulo 2. Metodología y Datos

2.1 Metodología

Si la dirección del flujo se conserva en toda la columna de agua y éste tiene un decaimiento exponencial con la profundidad, se ajusta una función de perfil vertical $P(z) = e^{z/H_o}$ que permite expresar el gradiente de presión como lo hizo Killworth (1992)

$$\nabla_H p' = g(\nabla_H \eta)P(z) \quad (1)$$

Al integrar $P(z)$ en toda la columna de agua, se obtiene la profundidad equivalente que define a los contornos geostroficados.

$$F = \int_{-H}^0 P(z)dz = \int_{-H}^0 e^{\frac{z}{H_o}} dz = H_o \left(1 - e^{\frac{-H}{H_o}}\right) = F(H) \quad (2)$$

Calculando el transporte por unidad de longitud \bar{U} (integral vertical de la velocidad, de aquí en adelante denominada simplemente transporte) partiendo de que la velocidad a una profundidad z se puede expresar como $\bar{u}_{(z)} = \bar{u}_s P(z)$, donde \bar{u}_s es la velocidad superficial, se obtiene (Gille *et al.*, 2004):

$$\bar{U} = \int_{-H}^0 \bar{u}_s e^{z/H_o} dz = H_o \left(1 - e^{\frac{-H}{H_o}}\right) = \bar{u}_s F(H) \quad (3)$$

Sustituyendo los términos obtenidos en las expresiones 1-3 en las ecuaciones lineales de momentum horizontal, e integrando en la vertical, se obtienen las ecuaciones lineales sin difusión lateral que describen a un flujo barotrópico equivalente forzado por viento y fricción en el fondo.

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -gF(H)\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho_o} - RU\frac{P(-H)}{F(H)} \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -gF(H)\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho_o} - RV\frac{P(-H)}{F(H)} \quad (5)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, U, V son las componentes zonal y meridional del transporte respectivamente y f es el parámetro de Coriolis; τ_x, τ_y son las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento.

El último término de las ecuaciones de momentum representa los esfuerzos en la capa de Ekman de fondo en términos de un coeficiente de arrastre R y de la velocidad en ese punto $\bar{\tau}_b \sim \bar{u}_{(-H)}$. (Krupitsky, 1996).

$$\bar{\tau}_b = R\bar{u}_{(-H)} = R\bar{u}_s e^{-H/H_o} = R\bar{u}_s P(-H)$$

Sustituyendo \bar{u}_s , se llega a la expresión que parece en las ecuaciones 4 y 5

$$\bar{\tau}_b = R\bar{U}\frac{P(-H)}{F(H)} \quad (6)$$

Adimensionalizamos las ecuaciones 4 y 5 de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} t = T_o t' & & U(U, V) = U' u_o F_o & & \eta = N_o \eta' & & f = f_o f' \\ P = P_o P' & & (x, y) = L(x', y') & & F = F_o F' & & \tau = \tau_o \tau' \end{aligned}$$

Sin notación prima y al dividir entre F y después entre $u_o f_o$ obtenemos las ecuaciones adimensionales

$$\frac{1}{T_o f_o} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{U}{F} \right) - \frac{f}{F} V = -\frac{g N_o}{L \bar{u}_o f_o} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \varepsilon \frac{\tau_x}{F \rho_o} - \frac{R P_o}{F_o f_o} \frac{U P}{F^2} \quad (7)$$

$$\frac{1}{T_o f_o} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{V}{F} \right) + \frac{f}{F} U = -\frac{g N_o}{L \bar{u}_o f_o} \frac{\partial \eta}{\partial y} + \varepsilon \frac{\tau_y}{F \rho_o} - \frac{R P_o}{F_o f_o} \frac{U P}{F^2} \quad (8)$$

Con $\varepsilon = \frac{\bar{\tau}_o}{u_o f_o \rho_o F_o}$, se puede estimar su valor utilizando valores típicos sobre el área del giro de Campeche de $\bar{\tau} = 0.04 Pa$; $\bar{u}_o = \bar{u}_s = 0.24 ms^{-1}$; $\rho_o = 1025 Kgm^{-3}$ y $F_o = 640 m$ (Sandoval, 2011; Pérez-Brunius *et al.*, 2012) y resulta ser del orden de 10^{-3} .

Utilizando valores típicos de la escala del giro (Sandoval, 2011) se tiene que el término que acompaña a las derivadas horizontales es del orden de la unidad, lo que nos deja con que el balance de primer orden resulta ser geostrófico.

Siguiendo a Isachsen *et al.*, (2003) y a Ghaffari *et al.*, 2013, se supone que el balance a $O(\varepsilon)$ supone que los flujos de Ekman en superficie son comparables a los del fondo y que las variaciones locales son del orden del decaimiento por fricción, por tanto el número de Rossby temporal del giro, y la fricción en el fondo, deben ser del orden de 10^{-3} para balancear al esfuerzo del viento. De acuerdo a este balance, el coeficiente de arrastre (R) en la capa de Ekman de fondo está dado por:

$$R = \frac{\bar{\tau}_o}{u_o \rho_o P_o}$$

Utilizando valores típicos sobre el área del giro de Campeche de $\bar{\tau} = 0.04 Pa$; $\bar{u}_o = 0.24 ms^{-1}$; $\rho_o = 1025 Kgm^{-3}$ y $P = 0.06$ se obtuvo un valor para el coeficiente de arrastre de $R = 2.7 \times 10^{-3} ms^{-1}$.

El tiempo de decaimiento por fricción está determinado por:

$$T = \frac{RP_o}{F_o}$$

Utilizando el coeficiente de arrastre obtenido y $F_o = 640 m$, se obtiene un tiempo de decaimiento de ~40 días.

Se calcula el rotacional de las ecuaciones 7 y 8, y al invocar la ecuación de continuidad integrada en la vertical con la aproximación de tapa rígida, se tiene que el transporte es horizontalmente no divergente, $\nabla_H \cdot \bar{U} = 0$, lo que permite introducir la función de transporte:

$$U = \frac{-\partial\psi}{\partial y} \quad V = \frac{\partial\psi}{\partial x} \quad (9)$$

Al expandir $U = U_0 + \varepsilon U_1$ y $\psi = \psi_0 + \varepsilon \psi_1$, se llega a la ecuación adimensional de *balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente*, considerado términos hasta orden epsilon:

$$\varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \left(\frac{\bar{U}_0}{F} \right) + J \left(\psi_0, \frac{f}{F} \right) + \varepsilon J \left(\psi, \frac{f}{F} \right) + = \varepsilon \nabla \times \frac{\bar{\tau}}{F} - \varepsilon \nabla \times \left(\frac{\bar{U}_0 P(-H)}{F^2} \right) \quad (10)$$

Donde el primer término es el cambio local de la vorticidad, los jacobianos representan la advección de vorticidad planetaria por el flujo, y los términos de la derecha son los forzamientos: el rotacional del esfuerzo del viento y la fricción en la capa de Ekman de fondo.

La ecuación muestra que el balance de vorticidad de primer orden está dado por:

$$J \left(\psi_0, \frac{f}{F} \right) = 0 \quad (11)$$

Se tiene entonces que el transporte de primer orden (ψ_0) es paralelo a los contornos geostróficos de $\frac{f}{F}$. Regresando todo a su forma dimensional, dado los resultados anteriores, el transporte puede expresarse como una función de los contornos geostróficos utilizando una función arbitraria:

$$\psi_0 = G \left(\frac{f}{F} \right) \quad (12)$$

Dado que $\bar{U} = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)$ entonces el transporte también puede expresarse como:

$$\bar{U}_0 = G' \hat{k} \times \nabla \left(\frac{f}{F} \right) \quad (13)$$

Para conocer la componente del transporte de primer orden a lo largo de los contornos geostróficos se integra la ecuación de balance de vorticidad de orden ε sobre un área definida por un contorno geostrófico cerrado. Al invocar el teorema de Stokes, se eliminan los flujos de vorticidad potencial a través de los contornos geostróficos (lo que elimina al jacobiano), y se obtiene que el transporte a lo largo de ese contorno, en términos adimensionales, está dado por:

$$\frac{\partial}{\partial t} \oint \frac{\bar{U}}{F} \cdot d\bar{l} = \frac{1}{\rho_o} \oint \frac{\bar{\tau}}{F} \cdot d\bar{l} - R \oint \frac{\bar{U}P(-H)}{F^2} \cdot d\bar{l} \quad (14)$$

En donde hemos eliminado el subíndice del transporte por claridad, solo hay que recordar que es el de primer orden, es decir, el geostrófico. La expresión anterior muestra que los cambios locales de vorticidad planetaria a lo largo de un contorno dependen del esfuerzo del viento y de la fricción en la capa de Ekman de fondo.

Retomando la ecuación 14, asumimos que los forzamientos y el cambio de la vorticidad tienen un comportamiento periódico en el tiempo. Entonces es posible expresarlos como una descomposición de frecuencias de la forma $e^{-i\omega t}$ (de acuerdo a Isachsen *et al.*, 2003), es decir:

$$\bar{\tau}(x, y, t) = \sum_{\omega} \tilde{\tau}(x, y, \omega) e^{-i\omega t} \quad \bar{U}(x, y, t) = \sum_{\omega} \tilde{U}(x, y, \omega) e^{-i\omega t}$$

Al sustituirlos en la ecuación 14 se obtiene:

$$\oint \left(-\frac{i\omega}{F} + \frac{RP}{F^2} \right) \tilde{U} \cdot d\bar{l} = \frac{1}{\rho_o} \oint \frac{\tilde{\tau}}{F} \cdot d\bar{l} \quad (15)$$

Al sustituir la expresión para \bar{U} (ecuación 13) y despejando G' se llega a la siguiente expresión:

$$G' = \frac{\oint \frac{\tilde{\tau}}{\rho_o F} \cdot d\bar{l}}{\oint \left(-\frac{i\omega}{F} + \frac{RP}{F^2} \right) (\hat{k} \times \nabla \left(\frac{f}{F} \right)) \cdot d\bar{l}} \quad (16)$$

Donde $q = f/F$ es la vorticidad planetaria, y G' es la derivada de la función arbitraria con respecto de la vorticidad planetaria y es constante para cada contorno.

La ecuación 15 sugiere que para frecuencias bajas, es decir $i\omega \ll \frac{RP}{F}$, G' tiende a la solución estacionaria que está en fase con los vientos (Ghaffari *et al.*, 2013). El objetivo de este trabajo es determinar la influencia del viento en los cambios de vorticidad a escalas estacionales. Un análisis burdo es sustituir $i\omega$ por la frecuencia estacional, es decir, $\frac{1}{365}$ días y compararla con la frecuencia de decaimiento por fricción establecida

por $\frac{F}{RP} = \frac{1}{40}$; efectivamente se cumple que $i\omega \ll \frac{RP}{F}$ en un orden de magnitud. De esta forma podemos despreciar la contribución de los cambios locales de vorticidad bajo la suposición de que éstos ocurren en una escala de tiempo mucho más larga que el decaimiento del giro.

$$G' = \frac{\oint \frac{\bar{\tau}}{\rho_o F} \cdot dl}{\oint \frac{RP(-H)}{F^2} \times \nabla q \cdot dl} \quad (17)$$

A partir de la ecuaciones 13 y 17 es posible modelar el transporte \bar{U} a lo largo de los contornos geostroficados utilizando al viento como forzamiento.

La función de transporte es proporcional al campo de presión del flujo geostrofico y por tanto la diferencia de elevación del nivel de mar entre dos contornos puede expresarse en términos de la función G':

$$\Delta\eta = \frac{f}{gF} \Delta G = \frac{1}{g} \sum_{q_1}^{q_n} \frac{f}{F} G' \Delta q \quad (18)$$

Donde q es la vorticidad planetaria y la sumatoria se realiza sobre el conjunto de contornos cerrados de vorticidad potencial. La altura del nivel del mar modelada con la expresión 17 será comparada con los datos de altimetría satelital.

2.2 Datos

2.2.1 Batimetría

La batimetría fue extraída de la base de datos de ETOPO2v2 que tiene cobertura global con una resolución de 2 minutos y derivada de sondeos de profundidad medidos por buques y gravimetría obtenida vía altimetría satelital (Smith & Sandwell, 1997). Se utilizó una función basada en promedios corridos con ventanas de 11 puntos para suavizar la batimetría en el área de estudio.

2.2.2 Anclajes.

En noviembre de 2007 los anclajes Coatzacoalcos (CTZ) e Itinerante (IT1) fueron colocados en la zona de estudio a 2000 m de profundidad en las posiciones mostradas en la Fig. 1. Cada uno fue equipado con perfiladores acústicos y correntómetros puntuales para obtener las velocidades en toda la columna de agua. La serie completa de velocidad corresponde a datos horarios durante el periodo noviembre-2007 a septiembre-2012 para ambos anclajes. Se obtuvieron promedios mensuales con los datos interpolados linealmente a intervalos regulares de 10 m desde los 30 m a 2000 m en IT1 y desde los 150 m hasta los 2000 m en CTZ.

2.2.3 Nivel del mar

El nivel del mar absoluto se obtuvo de la base de datos MADT (Maps of Absolute Dynamic Topography) de AVISO que incluye la topografía dinámica promedio (1993-1999) en una malla de cobertura global con resolución de 0.33° . El intervalo de tiempo entre cada campo es de 7 días. (Los productos de altimetría fueron producidos y distribuidos por Aviso (<http://www.aviso.altimetry.fr/>), como parte de Salto “ground processing segment”). Las velocidades geostróficas fueron calculadas a partir del nivel del mar absoluto.

2.2.4 Viento

El modelo descrito en las ecuaciones de la sección de Métodos fue forzado con vientos extraídos de la base de datos NARR (North American Regional Reanalysis) para una serie de tiempo desde el 1 de enero de 1992 hasta el 31 de diciembre de 2012. Los datos tienen una resolución de 0.3° en una malla cónica de Lambert de 349×277 puntos con resolución temporal de 3 horas. Las componentes meridional y zonal del esfuerzo del viento se calcularon mediante las ecuaciones:

$$\tau_x = C_d \rho_{aire} U_{10} u_{10}; \quad \tau_y = C_d \rho_{aire} U_{10} v_{10} \quad (19)$$

donde $C_d=0.0013$ es el coeficiente de arrastre, $\rho_{aire}=1.22\text{kgm}^{-3}$ es la densidad del aire, $U_{10}=\sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$ es la rapidez del viento y u_{10} , v_{10} son las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento respectivamente. Las velocidades fueron interpoladas linealmente a una malla regular y el esfuerzo del viento se promedió mensualmente para los cálculos del rotacional del viento en la región. Adicionalmente, los promedios mensuales se interpolaron linealmente a puntos situados sobre los contornos geostroficis (Fig. 2.a) y se proyectaron a lo largo de los mismos para poder calcular la integral de línea definida en la ecuación 20 del modelo.

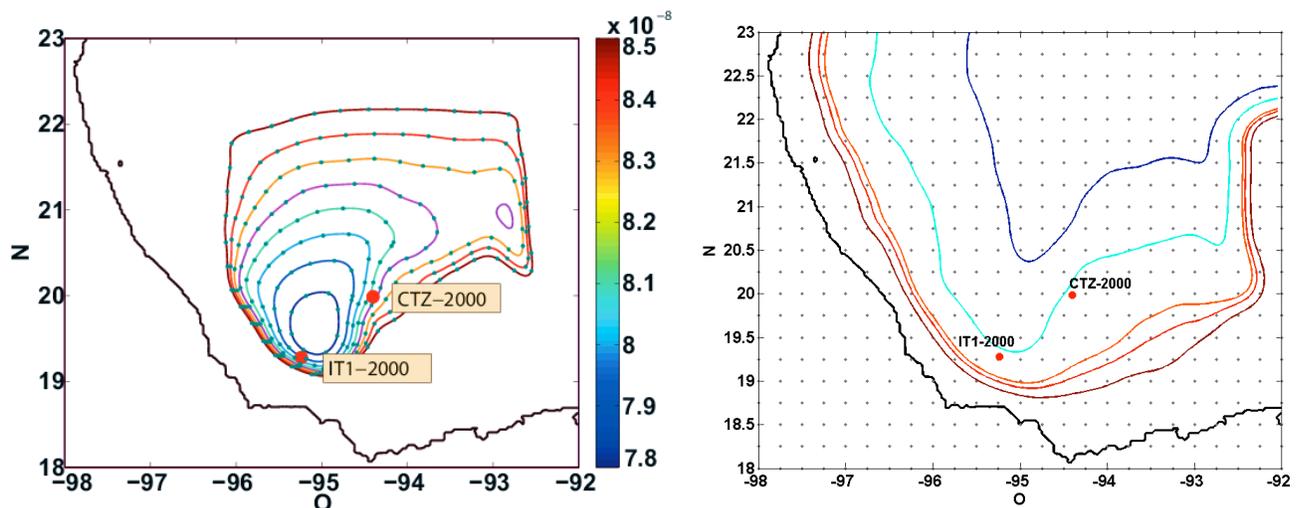


Figura 2. El lado izquierdo muestra la posición de los anclajes Itinerante1-2000 y Coatzacoalcos-2000 colocados en la zona de estudio. También se muestran los contornos geostroficis de f/F ($[7.8:0.1:8.5] \times 10^{-8} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Del lado derecho se muestran las isobatas de 500, 800, 1000, 2000 y 3000m (filtradas para suavizar la batimetría); en gris está representada la malla de NARR interpolada a puntos regulares con una resolución de 0.25° .

Capítulo 3. Resultados

3.1 Propiedades barotrópicas del flujo

En el estudio de Pérez-Brunius *et al.*, (2012) en el que se realizó un análisis de componentes principales, se encontró que en la región de los anclajes IT1 y CTZ, la dirección del primer FEO de velocidad (maximizando la energía cinética total) varía menos de 5° en los primeros 800-1000 m. Además, encontraron altas correlaciones de la velocidad superficial con la velocidad a mayores profundidades, lo que sugiere que el flujo tiene coherencia vertical. En la Figura 4, se muestra el porcentaje de variabilidad explicada por el primer FEO de la velocidad (maximizando a su varianza) en ambos anclajes.

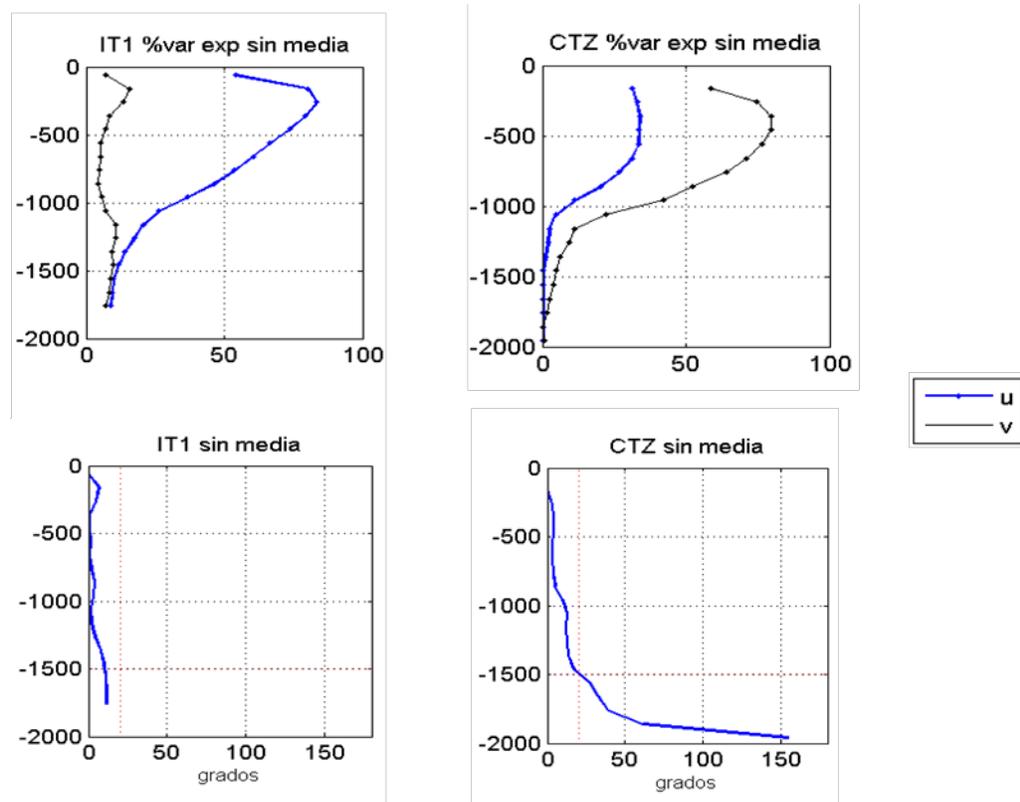


Figura 3. En la parte superior se observa el porcentaje de varianza explicada en cada profundidad por el primer FEO de la velocidad en el sitio de los anclajes IT1-2000 (izquierda) y CTZ-2000 (derecha). Los perfiles inferiores representan el ángulo de la velocidad a cada profundidad con respecto a la velocidad superficial; la línea vertical roja representa un ángulo de 20° .

Es importante notar que el flujo a lo largo de los contornos cerrados de vorticidad potencial, está representado aproximadamente por la componente zonal en el sitio de IT1 y por la componente meridional en CTZ. El primer FEO explica más del 50% de la variabilidad total de la velocidad zonal en IT1 y de la velocidad meridional en CTZ para dichas componentes. En ambos casos, el porcentaje de varianza explicada decrece significativamente por debajo de los 1000m. El FEO 1 de la velocidad zonal en el sitio de IT1 presenta una rotación en su dirección menor a 20° en toda la columna de agua con respecto a la velocidad en superficie, lo que sugiere que al menos el flujo representado por este FEO de la velocidad, es barotrópico equivalente en este lugar. Sin embargo en CTZ, a 1500 m el FEO1 ya presenta una desviación de 25° con respecto de la velocidad meridional superficial, lo que puede interpretarse como una debilidad de la estructura barotrópica equivalente del flujo en este sitio. El bajo porcentaje de varianza explicada ($<50\%$) por el FEO 1 por debajo de los 1000 m es evidencia de que existen otros procesos involucrados que afectan la circulación profunda del giro. Si bien la circulación conserva su dirección por debajo de los 1000 m, en particular en IT1, es necesario determinar la contribución del flujo barotrópico equivalente al transporte total.

3.2 Transporte

La coherencia vertical que se observa en el giro de Campeche, en especial en la región oeste (anclajes IT1 y CTZ), sugiere que su velocidad en cualquier punto de la columna de agua se puede estimar en función de la velocidad en superficie, utilizando una función para describir la variación vertical de la magnitud de la velocidad como se explica al principio de la Metodología. El perfil vertical del flujo promedio del giro de Campeche se ha estimado usando un decaimiento exponencial con escala de decaimiento $H_0=650$ m (Pérez-Brunius *et al.*, 2012). El análisis dimensional tanto para la ecuación de momento lineal como para la ecuación de balance de vorticidad potencial (ecuación 10), sugiere que el flujo de primer orden es geostrófico (ecuaciones 7-8) y que además se da a lo largo de los contornos geostróficos (ecuaciones 11-13). Todo lo anterior indica que el transporte geostrófico se puede estimar utilizando los campos de gradientes del nivel del mar obtenido por altimetría satelital.

3.2.1 Transporte observado

A partir del nivel del mar absoluto (promedios mensuales de AVISO 1992-2012) se calculó la velocidad geostrófica superficial (u,v). La velocidad geostrófica también fue interpolada linealmente a los contornos y proyectada lo largo de los mismos en el punto de cada anclaje. Posteriormente se utilizó la función de perfil vertical (P) para obtener la velocidad en cada punto de la columna de agua utilizando un vector de profundidad [0:10:2000] m, y se calculó el transporte integrando verticalmente. Éste se comparó con el transporte promedio mensual de los anclajes IT1 y CTZ, proyectado a lo largo del contorno geostrófico para el periodo 2007-2012.

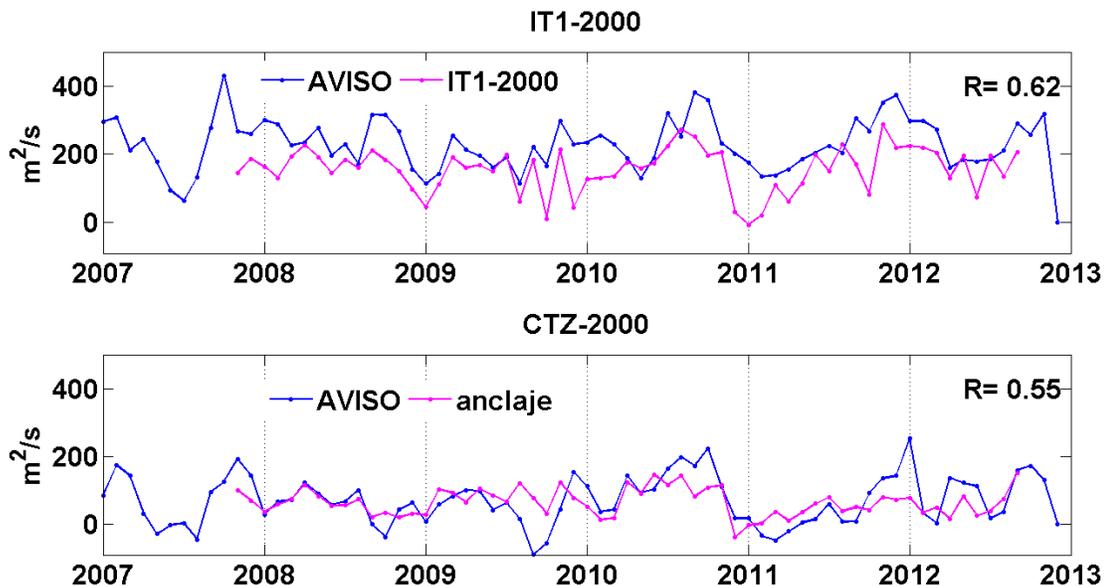


Figura 4. Serie de tiempo (2007-2012) de promedios mensuales del transporte a lo largo de los contornos geostróficos, calculado a partir de altimetría satelital (azul) y transporte observado para los sitios de CTZ (panel superior) e IT1 (panel inferior).

Se realizó una correlación cruzada entre ambas series de tiempo, de tal forma que al obtener r^2 es posible determinar la proporción de varianza del transporte que puede ser explicada por el modo geostrófico y equivalente barotrópico. En el sitio de CTZ, $r^2 = 0.30$ y en IT1 $r^2 = 0.38$ lo que significa que alrededor del 40% de la varianza del transporte total del giro de Campeche, paralelo a los contornos geostróficos, se puede explicar por la componente geostrófica y la suposición de flujo barotrópico equivalente. En la Fig. 4 se observa que los transportes geostrófico y observado muestran un comportamiento similar de variabilidad. En la región de IT1 el transporte generalmente

exhibe máximos relativos durante los meses de septiembre-noviembre (otoño); en contraste, en la región de CTZ, el transporte no tiene una estacionalidad aparente. Se espera una baja contribución de la componente estacional al transporte total debido a la ausencia de un patrón anual definido.

Con la finalidad de cuantificar la contribución de alguna posible señal estacional en el transporte observado, se realizó una climatología que representa un año típico calculado a partir de la serie de promedios mensuales. De esta forma, el transporte promedio mensual (T_t) está compuesto por la componente climatológica (T_c) y las desviaciones del año típico (T'):

$$T_t = T_c + T'$$

La componente climatológica es una serie de tiempo en la que el año típico se repite para ajustarse a la longitud de la serie de promedios mensuales T_t . La varianza explicada por la componente climatológica del transporte se calculó como la razón entre la varianza de T_c y la varianza de T_t . Para IT1 y CTZ la varianza explicada fue de 25% y 18%, respectivamente, lo que sugiere que la circulación del giro de Campeche no presenta una señal estacional muy marcada. El mismo análisis se realizó con el transporte geostrófico para un periodo de tiempo más largo (1992-2012), y los resultados muestran que el transporte climatológico representa 38% de la varianza de los promedios mensuales en el sitio IT1 y 19% en CTZ.

3.3 Flujo a lo largo de los contornos

Hasta ahora hemos visto qué porcentaje del transporte a lo largo de los contornos de vorticidad potencial se puede explicar por la aproximación geostrófica y la suposición de flujo barotrópico equivalente. La otra suposición impuesta por el modelo es que, de acuerdo al balance de primer orden, el transporte geostrófico es principalmente paralelo a los contornos de vorticidad potencial. Es necesario determinar hasta qué punto las suposiciones hechas por el modelo se cumplen para el giro de Campeche. En la Figura 5 se muestra el promedio de 20 años (1992-2012) del vector de la velocidad geostrófica superficial sobre los dos contornos que delimitan la posición promedio del giro, y se observa que el vector no siempre está alineado a los contornos. Para cuantificar la

desviación de la velocidad geostrófica con respecto de los contornos, se estableció una razón (R) entre su componente paralela a estos contornos y la velocidad geostrófica total. Este parámetro se calculó en cada punto de ambos contornos a partir de los promedios mensuales de velocidad geostrófica para el periodo 1992-2012. En las Figuras 6 y 7 se muestran los histogramas de frecuencia del valor de R en cada uno de los contornos analizados.

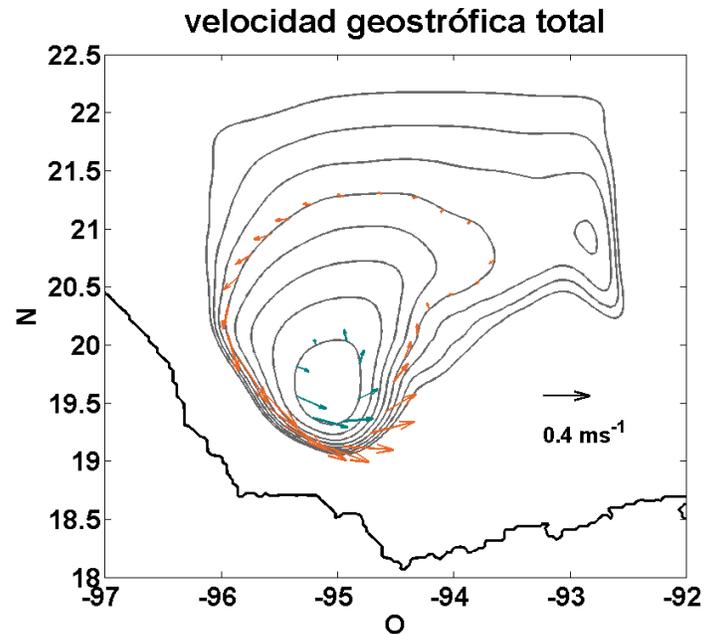


Figura. 5 Vector de la velocidad geostrófica superficial interpolada sobre los contornos geostróficos que delimitan la posición promedio del giro.

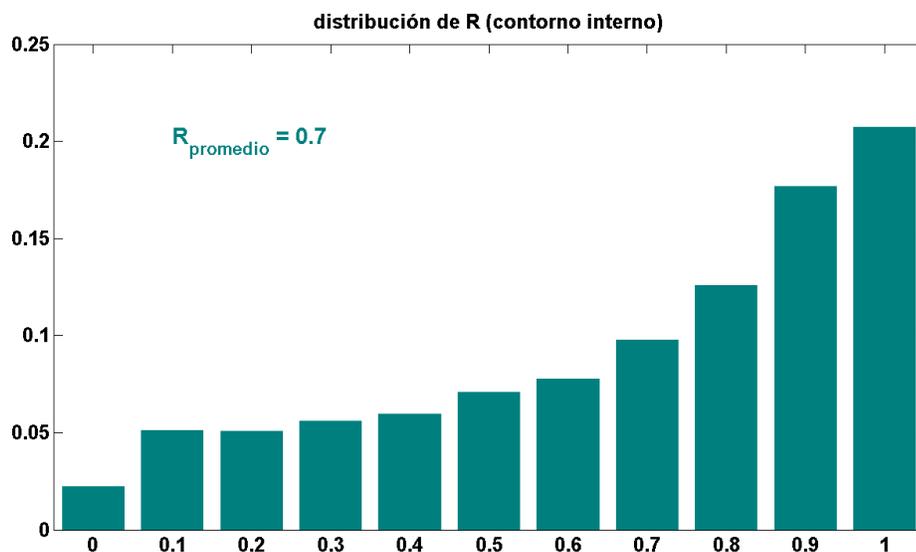


Figura. 6 Distribución de probabilidad (eje Y) de la razón R entre la componente paralela y la velocidad geostrófica total, calculada sobre cada punto del contorno interno (ver Fig. 5) para cada mes de la serie de 21 años de promedios mensuales. El eje X corresponde al valor de R .

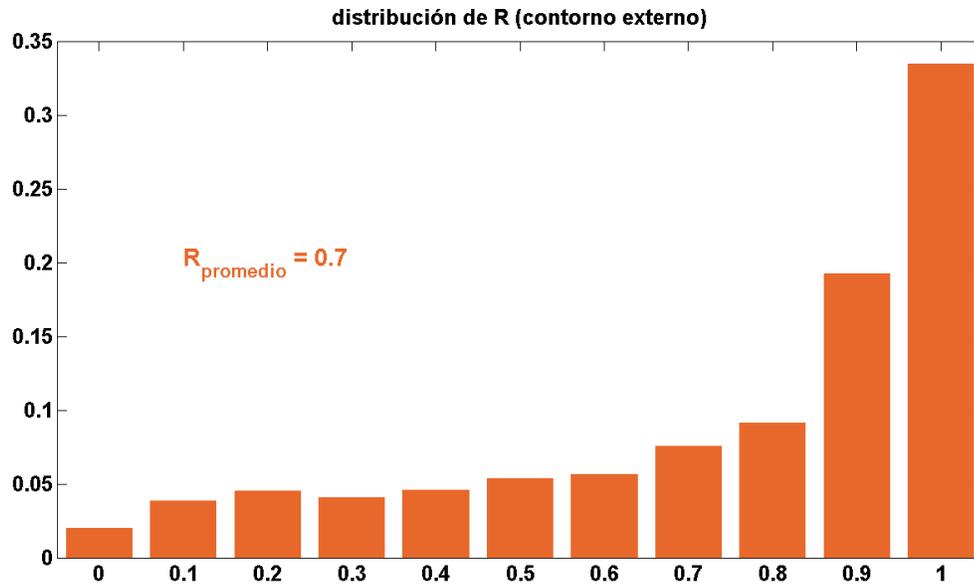


Figura. 7 Distribución de probabilidad (eje Y) de la razón R entre la componente paralela y la velocidad geostrófica total, calculada sobre cada punto del contorno externo (ver Fig. 5) para cada mes de la serie de 21 años de promedios mensuales. El eje X corresponde al valor de R.

En la figura 5 se observa que sobre el contorno externo, la velocidad geostrófica superficial presenta una componente sur-este que es paralela a los contornos de vorticidad potencial en la región occidental. Sin embargo, al este del giro, y sobre el contorno interno, la velocidad geostrófica promedio presenta una dirección que en algunos sitios es casi perpendicular a los contornos geostroficados, lo que es evidencia de flujos promedio a través de los contornos que no son contemplados por el modelo.

Más del 60% de los datos presentan un fuerte componente geostrofico a lo largo de los contornos ($R > 0.7$) lo que indica que el flujo geostrofico es principalmente paralelo a los contornos.

3.4 Viento

3.4.1 Cálculo del rotacional del esfuerzo del viento y patrones de variabilidad

A partir del campo de velocidades de viento de la base de datos NARR se realizaron climatologías (promedios mensuales) del esfuerzo del viento y su rotacional sobre el área del golfo de Campeche. En la Fig. 8 se muestra la climatología del rotacional del esfuerzo del viento calculado a partir de 20 años de vientos (1992-2012) obtenidos de la base de datos de NARR (Fig. 2.b). El esfuerzo del viento se interpoló a puntos definidos sobre los contornos geostroficados (Fig. 2.a) y posteriormente se proyectó en la dirección de los mismos. De esta forma, se calculó la suma del esfuerzo del viento a lo largo de cada contorno utilizando las velocidades desde 2007 a 2012. Invocando el teorema de Stokes, podemos relacionar la integral de línea del esfuerzo del viento a lo largo de los contornos con la integral de su rotacional sobre el área delimitada por los mismos, de forma que el rotacional del esfuerzo del viento sobre la región del giro de Campeche representa el esfuerzo del viento a lo largo de los contornos geostroficados.

En la Figura 8 se observa que el rotacional permanece positivo en promedio durante todo el año en la región del golfo de Campeche y negativo para el resto del Golfo de México. La mayor intensidad ocurre durante la época de otoño-invierno. El rotacional sobre el área del giro comienza a intensificarse en octubre y comienza a decrecer a partir de marzo. El valor promedio de la serie de tiempo completa del rotacional fue de $7 \times 10^{-8} \text{ Pam}^{-1}$.

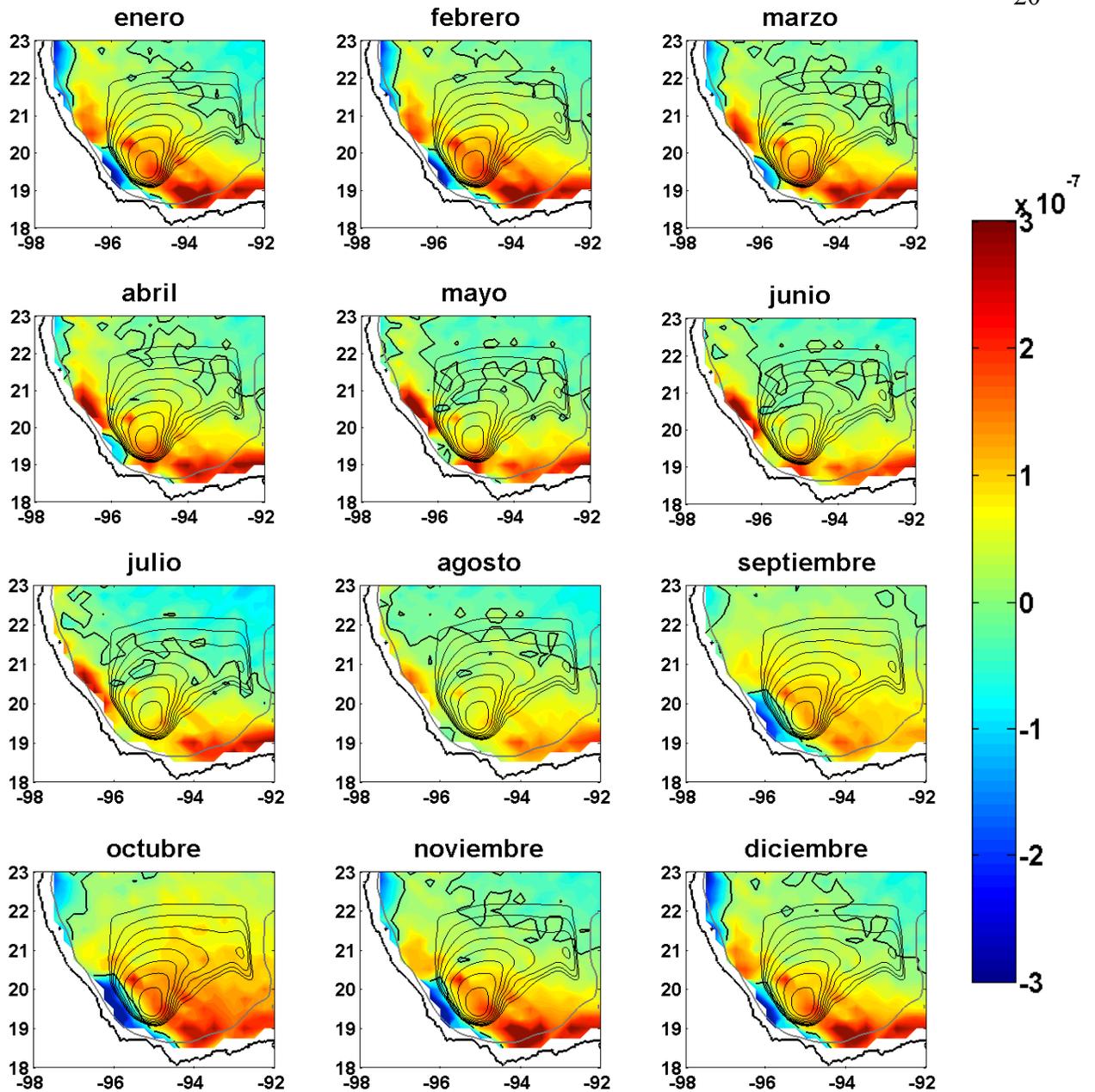


Figura 8. Climatología del rotacional del esfuerzo del viento (Pam⁻¹) sobre el área del golfo de Campeche correspondiente al periodo 1992-2012 con la base de datos de NARR. En gris se muestra la isobata de 200 m y el contorno negro grueso corresponde al 0 del rotacional. Los contornos negros delgados son los contornos geostroficicos.

El patrón espacial del rotacional del esfuerzo del viento observado es consistente con lo reportado por otros autores (Elliot, 1979; Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996). La variabilidad temporal del rotacional observada en este estudio coincide con lo reportado por Vázquez de la Cerda *et al.*, en el 2005, quienes mencionan que el rotacional del esfuerzo del viento es más intenso durante el invierno.

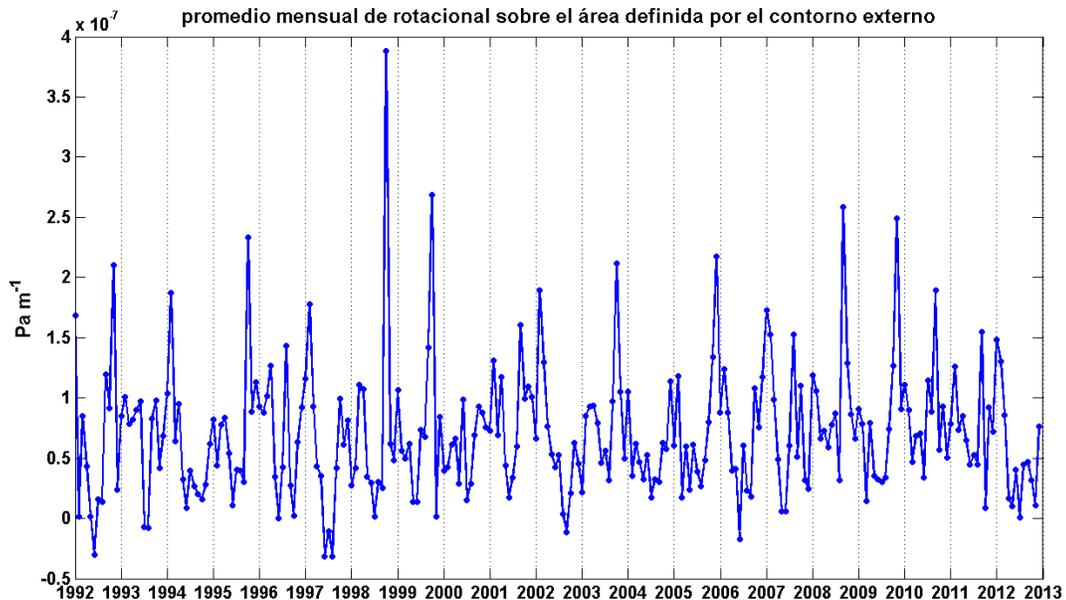


Figura 9. Rotacional del esfuerzo del viento sobre el área definida por el contorno geostrófico externo (color morado en la figura 1.a).

Se calcularon promedios mensuales del rotacional del esfuerzo del viento sobre el área definida por el contorno externo (contorno morado de la Fig. 2.b) con la finalidad de observar su patrón de variación sobre la zona del giro de Campeche. En la Fig. 9 se muestra la serie completa de promedios mensuales desde enero de 1992 hasta diciembre 2012. Lo que se observa del Fig. 9 es que el rotacional aún presentando una alta variabilidad intra-anual, no logra enmascarar la señal anual de menor importancia. Para determinar la contribución de esta señal a la serie total de promedios mensuales del rotacional, se realizó la climatología mensual que se muestra en la Figura 10, siguiendo el mismo método utilizado para la climatología del transporte observado (sección 3.2.1).

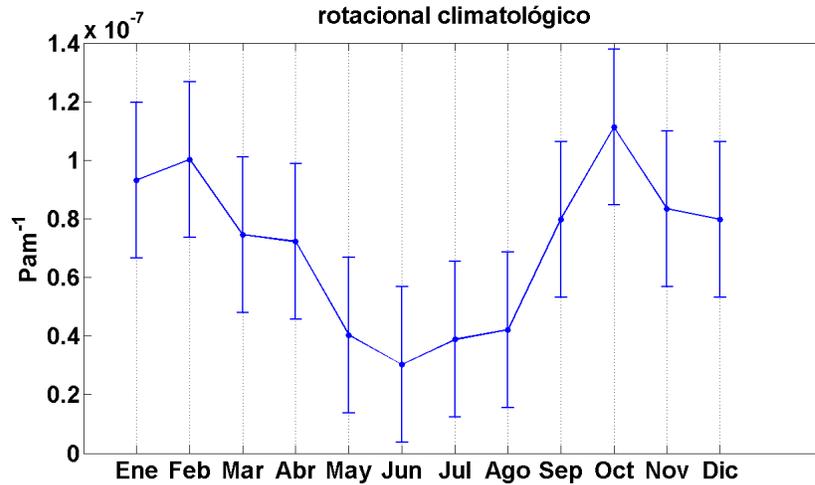


Fig. 10. Climatología (1992-2012) del rotacional del esfuerzo del viento sobre el área definida por el contorno externo (color morado en la Fig. 1.a). Las barras de error representan una desviación estándar de $2.6 \times 10^{-8} \text{ Pam}^{-1}$ de los promedios mensuales.

El resultado del análisis es que la climatología explica el 22% de la varianza de los promedios mensuales del rotacional del esfuerzo del viento. Esto sugiere que el rotacional sí exhibe un comportamiento estacional como fue reportado anteriormente por algunos autores (Elliot, 1979; Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996), sin embargo alrededor del 80% de la variabilidad de los promedios mensuales no puede explicarse por la componente estacional.

3.5 Comparación del transporte climatológico modelado con vientos de NARR y el transporte observado de los anclajes.

Se modeló el transporte a partir de la componente del esfuerzo del viento a lo largo de los contornos geostroficados, de acuerdo a las expresiones (16) y (18) de la Metodología. El gradiente de vorticidad planetaria y su componente perpendicular ($\hat{k} \times \nabla \left(\frac{f}{P} \right)$) fueron interpoladas a los sitios de los anclajes para poder modelar el transporte en esos puntos.

Para determinar la influencia del viento a escalas estacionales sobre la circulación del giro de Campeche, se realizó una correlación cruzada del transporte climatológico modelado y el observado por los anclajes (Figs. 11 y 12).

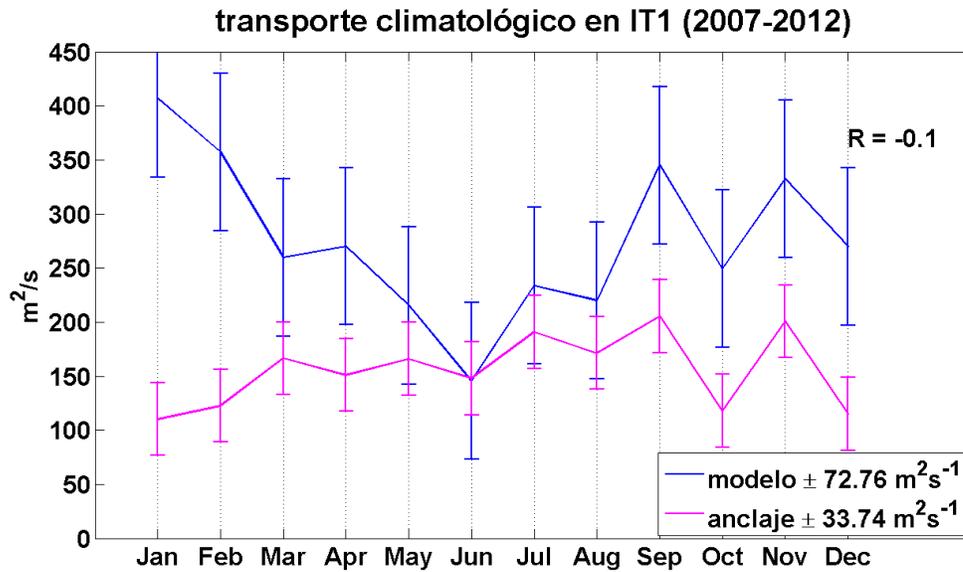


Figura. 11. Transporte climatológico a lo largo del contorno geostrófico en el sitio de IT1 (magenta) y modelado con vientos de NARR (azul). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.

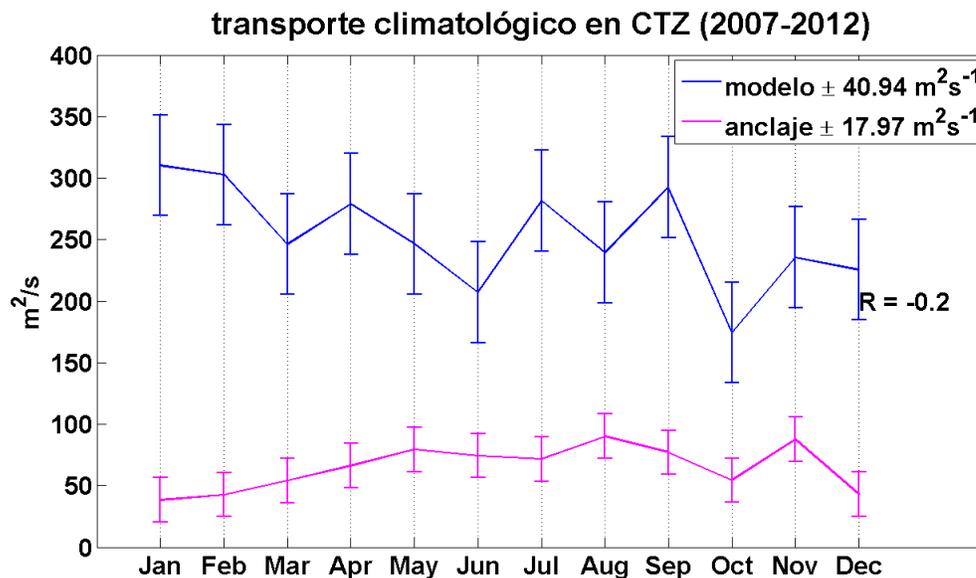


Figura. 12. Transporte climatológico a lo largo del contorno geostrófico en el sitio de CTZ-2000 (magenta) y modelado con vientos de NARR (azul). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.

Como podríamos esperar, el transporte climatológico modelado presenta un patrón de variabilidad similar al del forzamiento (el viento), con máximos durante otoño-invierno. Este comportamiento es más marcado en la región de IT1 donde es más evidente el mínimo en verano. No es así para la región de CTZ donde el transporte modelado presenta un patrón de variabilidad menos definido. Algo similar ocurre con el transporte

observado con los anclajes, en el que no se observa estacionalidad para ninguno de los dos sitios. La componente estacional representada por la climatología explica 25% y 18% de los transportes mensuales medidos por los anclajes IT1 y CTZ respectivamente. Además los mínimos se presentan durante otoño-invierno, al contrario de los resultados del modelo. Esto sugiere que existen otros procesos que controlan la variabilidad estacional del transporte total y que no dependen del viento, o que los cinco años de datos no son suficientes para establecer la variabilidad estacional.

3.6 Comparación del transporte climatológico modelado con vientos de NARR y el transporte geostrófico.

Recordando que a primer orden el flujo descrito por el modelo es geostrófico y a lo largo de contornos de vorticidad potencial, y que solo el 40% del flujo total del giro de Campeche cumple con estas características, esperaríamos que el modelo no pueda reproducir muy bien al transporte total. En ese sentido, la mejor manera de evaluar al modelo es comparándolo con el transporte geostrófico a lo largo de los contornos geostróficos. Este último se obtuvo a partir de la Ecuación (3) de la sección de Metodología, utilizando la velocidad superficial calculada con los datos de AVISO para el periodo 1992-2012 (Fig. 13). Se construyó la climatología y se comparó con el transporte modelado para el mismo periodo (Figs. 14 y 15).

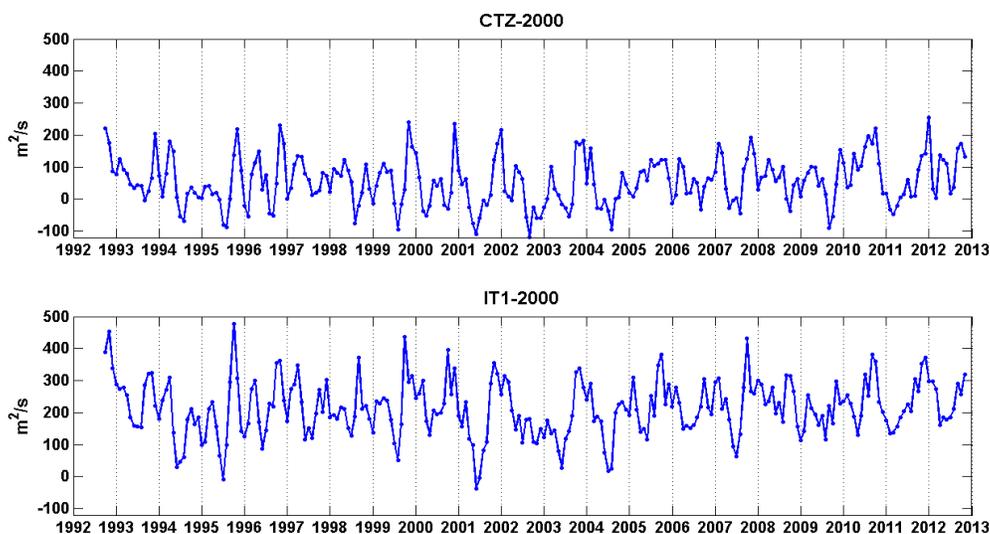


Figura. 13. Promedio mensual del transporte geostrófico a lo largo del contorno calculado a partir de AVISO para el periodo 1992-2012 en el sitio de CTZ (panel superior) y en IT1 (panel inferior).

Se realizó una climatología a partir de los promedios mensuales de los transportes modelados y geostróficos, y se realizó correlación cruzada de ambas series.

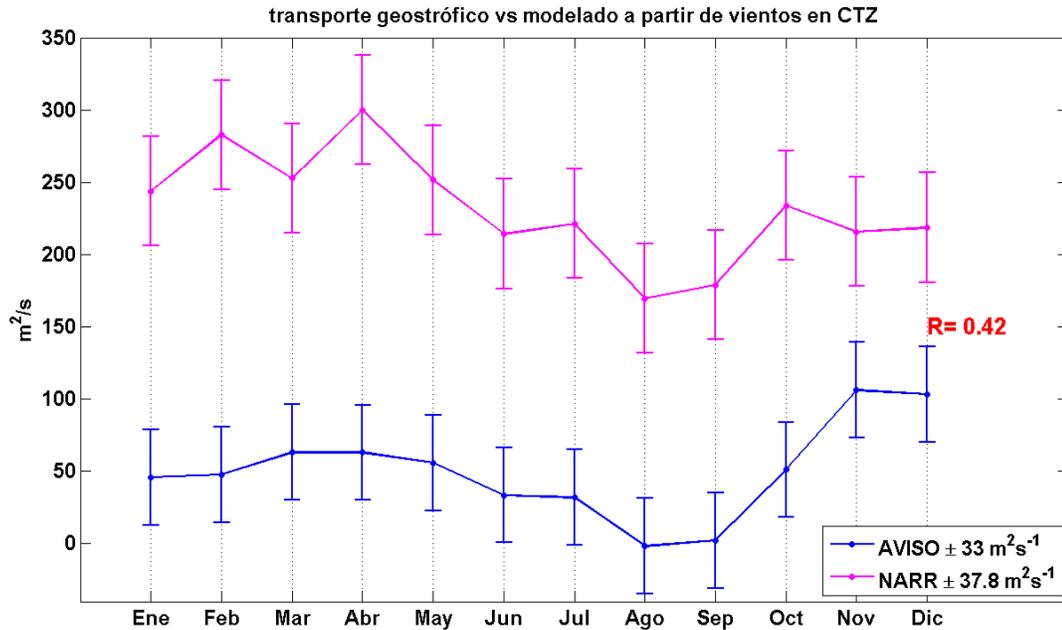


Figura. 14. Climatología del transporte geostrófico (azul) y modelado (magenta) para 1992-2012 en el sitio de CTZ, las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.

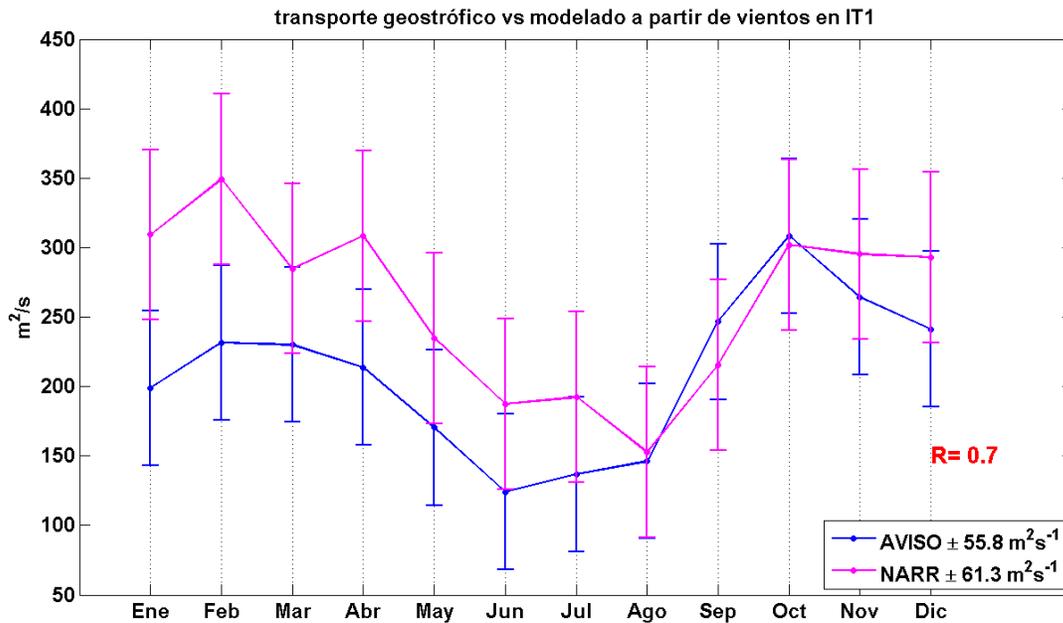


Figura. 15. Climatología del transporte geostrófico (azul) y modelado (magenta) para 1992-2012 en el sitio de IT1, las barras de error representan la desviación estándar.

El transporte geostrófico climatológico en IT1 y CTZ presenta máximos durante el otoño y mínimos en verano. Esta componente estacional representa el 38% de la varianza de los promedios mensuales en IT1 y 19% en CTZ. La componente estacional del modelo representa 22% en IT1 y 10% en CTZ de los transportes mensuales. Estos resultados muestran una componente estacional más marcada en el transporte geostrófico que en el transporte modelado y que en el transporte observado a partir de los anclajes.

Los resultados muestran que al tomar en cuenta el forzamiento del viento, y utilizar la fricción en la capa de Ekman del fondo como único mecanismo de disipación de vorticidad, el modelo representa el 50% ($r^2=0.5$) del transporte geostrófico en el sitio IT1. El porcentaje es menor en la región de CTZ, con 18% ($r^2=0.18$) representado por el modelo.

3.7 Diferencias del nivel del mar

3.7.1 Comparación del modelo con datos de altimetría satelital

Se realizaron promedios mensuales del nivel del mar absoluto extraído de la base de datos de altimetría satelital de AVISO para el periodo 1992-2012, posteriormente se promediaron todos los meses para obtener un año climatológico.

Del balance de primer orden descrito en la sección de Métodos, resultan dos implicaciones sobre la función de transporte. La primera y que se relaciona con el balance geostrófico, es que es proporcional al campo de presión y por tanto al campo de elevación del nivel del mar. Con base en esta primera suposición, el transporte entre dos contornos es proporcional a la diferencia del nivel del mar entre los mismos ($\Delta\eta$). A partir de la ecuación (21) de la Metodología, se modeló la diferencia del nivel del mar entre el contorno externo y el interno. Entonces de acuerdo al modelo, $\Delta\eta$ es una función del transporte y de la vorticidad (q) de cada contorno. Para correlacionar con el modelo, se calculó la diferencia del nivel del mar entre los puntos máximo y mínimo observados del promedio climatológico de los 20 años del campo de AVISO (Figs. 16 y 17).

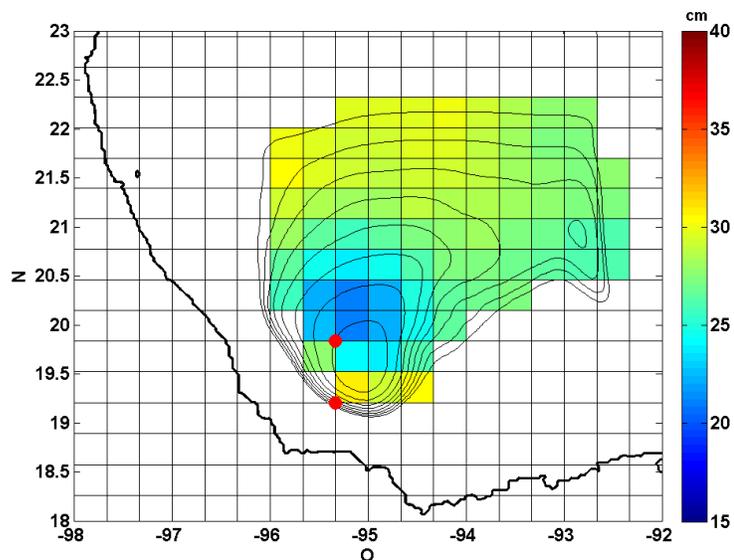


Figura. 16. Promedio climatológico (1992-2012) del campo de elevación del nivel del mar de la malla de AVISO sobre la región del giro de Campeche; en rojo están representados el máximo y mínimo de elevación.

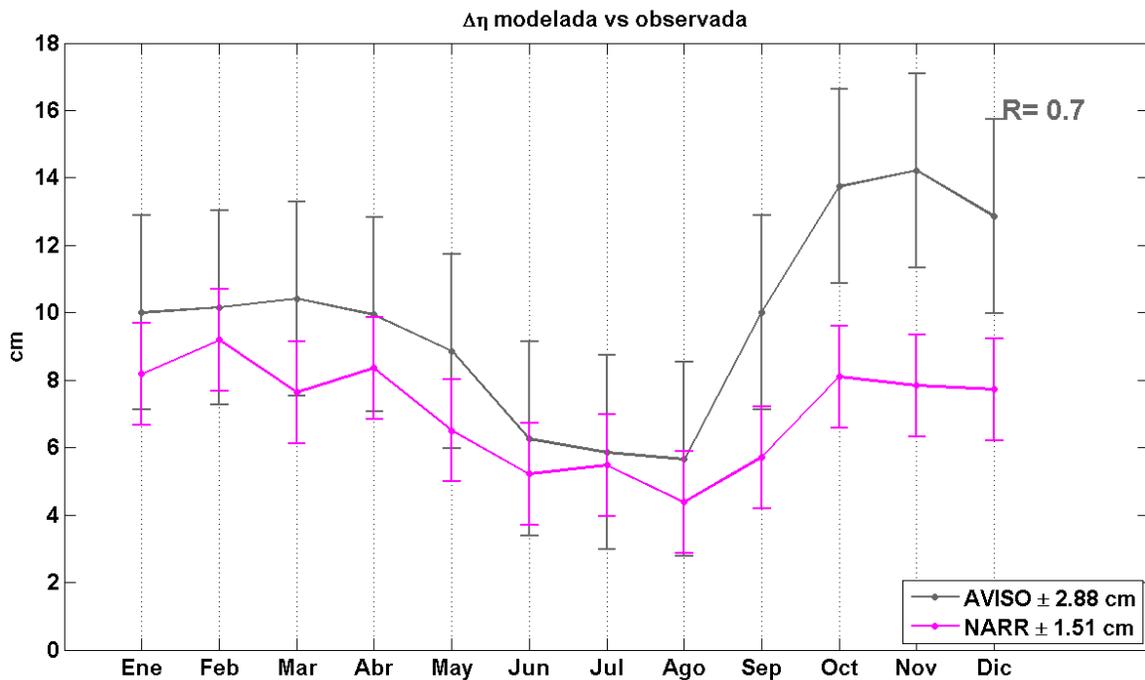


Figura. 17. Climatología (1992-2012) de $\Delta\eta$ modelada (magenta) y observada a partir del campo de altimetría satelital (gris). Las barras de error representan la desviación estándar de los promedios mensuales.

La segunda suposición que resulta del balance de vorticidad de primer orden, es que la función de transporte es constante a lo largo de contornos geostrofcos cerrados y por tanto deberíamos ver que el giro está restringido a la región delimitada por estos contornos. En la Fig. 18 se muestra el patrón climatológico de variabilidad espacial y mensual del campo de elevación del nivel de mar.

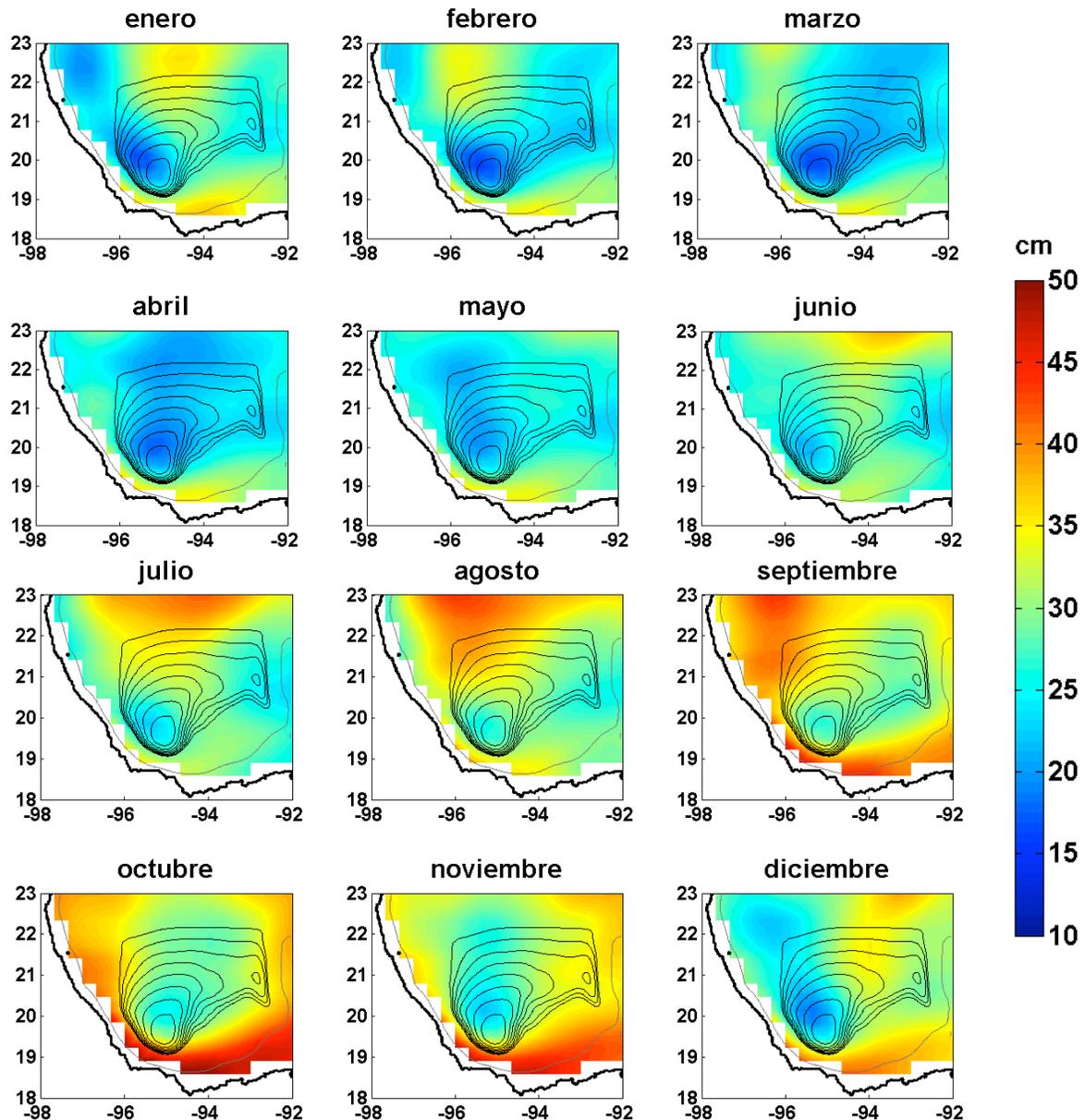


Figura 18. Climatología del nivel del mar absoluto sobre el área del golfo de Campeche correspondiente al periodo 1992-2012 con la base de datos de AVISO. En negro se muestran los contornos geostroficados y en gris la isobata de 200 m.

El resultado de la correlación entre la diferencia del nivel del mar modelada y observada (Fig. 17) sugiere que el 55% ($r = 0.74$) de la variabilidad total de $\Delta\eta$ puede ser explicada con el balance de vorticidad para un flujo equivalente barotrópico, siendo éste una buena aproximación para el flujo geostrofico del giro. Por otro lado, la climatología del nivel del mar de la Fig. 18 muestra que si bien el giro permanece confinado a la región definida por contornos cerrados de vorticidad potencial, el nivel del mar no es constante a lo largo de los mismos. El giro experimenta cambios en su forma, tamaño y posición

aún para el periodo climatológico de 20 años, que representa 33% de la variabilidad de los promedios mensuales de diferencia de elevación del nivel del mar.

Lo anterior sugiere que la circulación en el golfo de Campeche está bajo la influencia de otros forzantes, además del viento, que contribuyen a su variabilidad mensual y que incluso provocan cambios en el giro a frecuencias más bajas, como la estacional.

Capítulo 4. Discusiones y conclusión

En este trabajo se utilizó un balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente para modelar la variabilidad del transporte del giro de Campeche inducido por el viento. Las características del flujo que sugieren que puede aplicarse este modelo son: a) su coherencia vertical y b) el confinamiento topográfico que presenta y que restringe su movimiento a lo largo de contornos geostroficados cerrados dados por f/F (Pérez-Brunius *et al.*, 2012). Características que permiten modelar las diferencias del nivel del mar entre contornos geostroficados a partir del transporte modelado (Ghaffari *et al.*, 2013).

Anteriormente se había sugerido que la circulación del giro de Campeche está influenciada por el rotacional del esfuerzo del viento y que ambos presentan un patrón de variación estacional que es más intenso en otoño-invierno (Vázquez de la Cerda *et al.*, 1996; Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996). Con base en esto, y tomando en consideración la coherencia vertical y el confinamiento topográfico observado en el giro, se aplicó el modelo de balance de vorticidad para un flujo barotrópico equivalente sobre contornos geostroficados cerrados y que utiliza al viento como forzamiento y la fricción en la capa de Ekman de fondo como mecanismo de disipación, con el propósito de determinar la influencia del viento en la variabilidad estacional del transporte del giro de Campeche.

En nuestro estudio, se realizaron cálculos del rotacional del esfuerzo del viento sobre el área encerrada por los contornos geostroficados y se utilizó el esfuerzo del viento a lo largo de los mismos para modelar el transporte del giro. Posteriormente, se modelaron las diferencias del nivel del mar entre el contorno externo e interno. Los resultados del modelo fueron comparados con datos de anclajes con correntímetros en la zona occidental (IT1-2000) y oriental (CTZ-2000) del giro, y con altimetría satelital de la base de datos de AVISO.

La climatología (1992-2012) del rotacional del esfuerzo del viento muestra que éste es en promedio positivo en la región del golfo de Campeche y negativo para el resto del Golfo de México. Sí se observó una variación estacional con máximos en otoño-

invierno, como lo habían reportado Gutiérrez de Velasco y Winant (1996) y Vázquez de la Cerda *et al.*, (1996). Sin embargo, la componente estacional del rotacional del esfuerzo del viento no muestra una señal importante ya que solamente representa el 22% de la varianza total de la serie de promedios mensuales.

El balance de vorticidad forzado por vientos y fricción en el fondo para un flujo equivalente barotrópico ha sido aplicado anteriormente en el Mar Caspio por Ghaffari *et al.* (2013). En la cuenca central de esta región, el primer modo empírico del campo de anomalías de elevación del nivel del mar (92% de la varianza total) es muy similar al campo representado por contornos cerrados de f/H . Sin embargo, tal como sucede en el Golfo de Campeche, debido a la estratificación, Ghaffari *et al.*, (2013) extendieron el modelo para el caso en que el flujo es barotrópico equivalente, definiendo los contornos geostroficados como función de f/F y no de f/H como en el caso barotrópico. En esta región también se modeló la diferencia del nivel del mar de la misma manera en que se hizo en el presente trabajo. Sin embargo, el confinamiento topográfico y la oscilación de la superficie del mar estrictamente a lo largo de los contornos, les permitió calcular el nivel del mar promedio por contorno a partir de AVISO para estimar la diferencia observada entre dos contornos y compararla con el modelo. La correlación máxima obtenida fue de 0.68, y corresponde a la región central del Mar Caspio donde el campo de nivel del mar coincide con los contornos geostroficados y está dominado por una señal estacional. La correlación en la parte sur, donde la estructura presenta menor relación a los contornos, fue de 0.58.

Un estudio similar, para un flujo barotrópico, fue realizado por Isachsen (2003) en dos cuencas de los mares nórdicos, donde también el primer modo empírico (69% de la varianza total) del campo de elevación del nivel del mar, presenta una estructura espacial estrechamente relacionada a contornos de f/H . El análisis de comparación entre la diferencia del nivel del mar observada y modelada, resultó en correlaciones de 0.75 y 0.85.

Los resultados de Ghaffari *et al.* (2013) e Isachsen *et al.*, (2003) muestran que el modelo tiene mejores correlaciones con la diferencia del nivel del mar en las regiones

donde el campo de elevación coincide con los contornos geostróficos. Del campo de elevación del nivel del mar (AVISO) en el Golfo de Campeche, se observó que si bien el giro permanece confinado a la región oeste, la circulación experimenta cambios en su forma y posición, lo que implica flujos que no siguen precisamente los contornos geostróficos e incluso pueden atravesarlos. El nivel del mar no es constante a lo largo de los contornos, como sucedía en las regiones estudiadas por Isachsen *et al.*, (2003) y Ghaffari *et al.*, (2013) por lo que la diferencia del nivel del mar observada se calculó utilizando el máximo y el mínimo observados del campo de AVISO. Se obtuvo una correlación de 0.7 entre la diferencia del nivel del mar modelada y observada. Esto sugiere que el 54% de la variabilidad estacional puede ser explicada por el modo geostrófico y que sigue contornos de vorticidad potencial. La climatología de la diferencia del nivel del mar observada, explica un 33% de los promedios mensuales.

El modelo solo puede representar al flujo geostrófico a lo largo de los contornos; por esta razón se correlacionó el transporte modelado con el transporte geostrófico calculado a partir de AVISO. Los resultados muestran que 50% (18%) de la variabilidad estacional del transporte geostrófico y alineado a los contornos de vorticidad potencial puede explicarse a través del modelo en la región de IT1 (CTZ), y que la componente estacional del transporte geostrófico, que explica 38% en IT1 y 19% en CTZ, del transporte mensual, está en fase con el forzamiento del viento.

Ghaffari *et al.*, (2013) modelaron la velocidad superficial y la correlacionaron con datos de anclajes. El análisis de componentes principales realizado con los datos de 3 anclajes colocados en la cuenca sur del Mar Caspio, mostró que las corrientes promediadas diariamente están alineadas a contornos de f/H y que el modo equivalente barotrópico explica 80% de la velocidad total medida a 112m (anclaje más profundo). Utilizando un $H_0 = 500\text{m}$, estimaron la velocidad promediada en la vertical obteniendo una correlación de 0.48 con la serie de promedios mensuales calculada con el anclaje. Sin embargo, argumentan que se requiere una serie de tiempo más larga para obtener resultados concluyentes, ya que solo contaban con 6 meses de mediciones de anclajes. En el presente estudio se utilizaron promedios mensuales de velocidad para un periodo de tiempo de 6 años. Sin embargo, la comparación del transporte climatológico

observado con el transporte modelado resulta en correlaciones menores a -0.2 en ambos anclajes. Esto sugiere la presencia de otros mecanismos diferentes del viento que controlan efectivamente la variabilidad estacional del transporte y que el modelo no los considera. El transporte a lo largo de los contornos observado con los anclajes exhibe un comportamiento estacional, con mínimos en otoño-invierno (contrario al modelo). Sin embargo, esta componente solo representa 25% y 18% (IT1 y CTZ, respectivamente) del transporte promedio mensual. En el Golfo de Campeche se tienen mediciones hasta 2000 m de profundidad, y el primer FEO de la velocidad total, exhibe una estructura equivalente barotrópica que explica entre el 66% y 80% de la energía cinética total en las regiones central, este y oeste del giro de Campeche (Pérez-Brunius *et al.*, 2012). El análisis de componentes principales muestra que la estructura vertical del primer FEO de la velocidad total medida por IT1, cumple con la suposición de barotrópico equivalente, rota menos de 10° en la columna de agua (2000 m); sin embargo, en CTZ, el primer FEO rota más de 25° por debajo de los 1500 m. El análisis muestra que el porcentaje de varianza explicado por este FEO es menor al 50% por debajo de los 1000 m, lo que implica que el modo barotrópico equivalente tiene menor contribución a la estructura vertical de la velocidad que en la capa superficial. Además, sabemos que la componente barotrópica equivalente solamente representa 40% del transporte mensual medido por los anclajes. No es sorprendente que el modelo obtenga bajas correlaciones con el transporte observado a lo largo de los contornos, ya que está diseñado para reproducir variabilidad estacional del flujo geostrófico que sigue contornos de vorticidad potencial, es decir, a lo más puede reproducir el 70% de él. Se observó que si bien gran parte del flujo geostrófico (>60%) está alineado con los contornos de vorticidad potencial, el 30% no cumple con esta característica. Bajo estas condiciones, el balance de primer orden no se cumple y existe flujo geostrófico a través de los contornos que es persistente incluso a escalas estacionales, mismo que no está contemplado en el balance de vorticidad propuesto.

A pesar de la simplicidad del modelo, se encontró que éste representa el 50% de la variabilidad estacional del transporte geostrófico a lo largo de los contornos de vorticidad potencial en la región sur-oeste del Golfo de Campeche, y que puede ser utilizado en regiones donde la configuración topográfica permita la existencia de

contornos cerrados de vorticidad potencial y la estratificación sea favorable a flujos verticalmente coherentes. Además, se logró cuantificar la contribución de la componente estacional a la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento, así como al transporte geostrófico y observado. Gutiérrez de Velasco y Winant (1996) mencionan que el rotacional del esfuerzo del viento es hasta un 60% más intenso en invierno que en verano, usando una serie de 3 años. Los resultados presentados en el presente estudio, muestran que la estacionalidad del rotacional solamente explica el 22% de la varianza total de los promedios mensuales de 20 años. Algo similar sucede con las corrientes medidas, cuya estacionalidad no explica más del 25% de la varianza total de los promedios mensuales de 6 años.

Es posible que la ausencia de una señal estacional fuerte en la circulación pueda ser atribuida a procesos de meso-escala. El oeste del Golfo de México es una zona dominada por la presencia de remolinos anticiclónicos energéticos cuyo periodo de vida puede ser hasta de dos años (Vázquez de la Cerda *et al.*, 2005). En estudios más recientes (Pérez-Brunius *et al.*, 2012) se ha observado que estos remolinos impactan constantemente con el giro ciclónico de Campeche provocando cambios en su forma, tamaño y posición, y su efecto es evidente en los promedios climatológicos de las corrientes geostróficas y del nivel del mar. Esta alta variabilidad de la circulación de meso-escala enmascara la variabilidad anual, lo que tiene como consecuencia bajas correlaciones con las series climatológicas de 2007 a 2012 de los anclajes. Es posible que utilizando una serie de tiempo más larga de datos de anclajes, se logre filtrar parte de la variabilidad mensual inducida por procesos de meso-escala como son los remolinos provenientes del golfo de México pero esto queda por determinarse.

Además de las limitaciones impuestas por la dinámica del giro, se deben tomar en cuenta también aquéllas que son inherentes al modelo, así como determinar la sensibilidad a los parámetros libres (H_0 , R).

La primera aproximación del modelo supone que la circulación está en fase con el viento. Se determinó que los cambios estacionales ocurren en escalas de tiempo muy largas comparadas con el tiempo de decaimiento estimado (40 días) a partir de valores

típicos del giro, con lo cual nos permitimos despreciar la contribución de las frecuencias de cambio local. Sin embargo, al descomponer al forzamiento y a la respuesta de la circulación en frecuencias, es posible determinar la importancia de los términos del modelo dependiendo de las escalas temporales de variación, como hicieron Ghaffari *et al.*, (2013) e Isachsen *et al.*, (2003). Proponemos un análisis de este tipo como trabajo a futuro para determinar de una manera más precisa las frecuencias de variación del viento con la mayor contribución a la variabilidad del transporte, así como para resolver de manera más exacta al transporte modelado.

La escala de decaimiento exponencial del flujo, H_0 , que es un parámetro libre del modelo, delimita la profundidad equivalente (F) a la cual el fondo marino influencia el flujo. La elección de H_0 define la forma de los contornos geostróficos; el caso más sencillo es el barotrópico ($H_0 \gg H$), donde el corte vertical de la velocidad es nulo y los contornos de vorticidad potencial están delimitados por la topografía del fondo marino (f/H). Para flujos con corte vertical intenso, $H \gg H_0$, los contornos geostróficos son líneas de latitud. Casos intermedios, están determinados por el valor de H_0 con respecto de la profundidad del fondo.

Además, la fricción en el fondo depende de la función de estructura vertical (P) evaluada $z=-H$. Al recordar que el parámetro P , está definido como e^{z/H_0} , es fácil notar que para flujos donde $H \gg H_0$, la fricción en el fondo será débil. Lo anterior nos lleva a discutir la elección del segundo parámetro libre: el coeficiente de arrastre en la capa de Ekman de fondo (R), el cual afecta directamente la magnitud del transporte modelado. Siguiendo a Gill (1982) e Isachsen *et al.*, (2003), Ghaffari utilizó un coeficiente de fricción de $5 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$. LaCasce *et al.*, (2009) utilizaron R del orden de 10^{-3} ms^{-1} , que coincide con el estimado en este trabajo ($2.7 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$). En su estudio del flujo barotrópico en el Mar Nórdico, Isachsen *et al.*, (2003) también utilizaron un $R = 1 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ y obtuvieron un tiempo de decaimiento (H/R) de 30 días, el cual es comparable al tiempo de decaimiento estimado (F/RP) para el flujo barotrópico equivalente del giro de Campeche, que fue de 40 días. Sin embargo, Isachsen *et al.*, (2003) modificaron el coeficiente de fricción a $5 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ para ajustar la magnitud del transporte modelado a las observaciones. Es necesario probar la sensibilidad del modelo utilizando diferentes

coeficientes de arrastre para el giro de Campeche, lo cual implicaría seleccionar también distintas escalas de decaimiento H_0 .

Los resultados muestran que el transporte modelado está sobrestimado en relación al transporte geostrófico y al observado con los anclajes. Además de la elección de un coeficiente de arrastre mayor, existe otro factor que podría reducir la magnitud del transporte modelado: los esfuerzos turbulentos de meso-escala, ocasionados por los remolinos provenientes del norte del Golfo de México y que impactan con el giro de Campeche. Estas interacciones pueden ocasionar flujos laterales de vorticidad potencial a través de los contornos que no han sido considerados en el modelo. Esto nos lleva a proponer que los esfuerzos turbulentos pueden jugar un papel importante en la modelación del giro y a la conclusión de que es necesario incluirlos en el modelo. Una forma de estimar este término es cuantificar a los eddies como desviaciones de la media temporal del flujo e incluirlos en las ecuaciones de momentum como una fuerza que actúa sobre el flujo promedio conocida como la divergencia de los esfuerzos de Reynolds. Esto se hizo para la corriente Circumpolar de la Antártica por Hughes *et al.* (2001), donde también se sugiere que puede aproximarse la estructura vertical de los esfuerzos turbulentos al suponer que el flujo promedio y los eddies son barotrópicos equivalentes.

Se propone como trabajo a futuro, seguir la metodología de Hughes *et al.*, (2001) para determinar la importancia de los flujos turbulentos laterales de vorticidad potencial en la contribución a la variabilidad de la circulación del Giro de Campeche.

Lista de referencias

- Cushman-Roisin, B., and Beckers, J. M. (2009). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects (Vol. 101). Academic Press.
- Ghaffari, P., Isachsen, P. E., and LaCasce, J. H. (2013). Topographic effects on current variability in the Caspian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 7107-7116.
- Gille, S.T., Metzger, E.J., Tokmakian, R., (2004). Seafloor topography and ocean circulation. *Oceanography* 17(1), 47–54.
- Hughes, C. W., & Ash, E. R. (2001). Eddy forcing of the mean flow in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 106(C2), 2713-2722.
- Isachsen, P. E., LaCasce, J. H., Mauritzen, C., and Häkkinen, S. (2003). Wind-driven variability of the large-scale recirculating flow in the Nordic Seas and Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 33(12), 2534-2550.
- Killworth, P. D. (1992). An equivalent-barotropic mode in the Fine Resolution Antarctic Model. *Journal of physical oceanography*, 22(11), 1379-1387.
- Krupitsky, A., Kamenkovich, V. M., Naik, N., and Cane, M. A. (1996). A linear equivalent barotropic model of the Antarctic Circumpolar Current with realistic coastlines and bottom topography. *Journal of physical oceanography*, 26(9), 1803-1824.
- LaCasce, J. H., and Isachsen, P. E. (2010). The linear models of the ACC. *Progress in Oceanography*, 84(3), 139-157.
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., and Candela, J. (2013). Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, 182-194.
- Sandoval Hernández, E. (2011). Estudio del ciclón en el Golfo de Campeche con datos Lagrangeanos y experimentos de laboratorio. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada. 55p.
- Vázquez De La Cerda, A. M., Reid, R. O., DiMarco, S. F., and Jochens, A. E. (2005). Bay of Campeche circulation: An update. *Circulation in the Gulf of Mexico: observations and models*, 279-293.
- Velasco, G. G., and Winant, C. D. (1996). Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 101(C8), 18127-18140.

Young, W. R. (1987). Baroclinic theories of the wind driven circulation. In *General circulation of the Ocean* (pp. 134-201). Springer New York.