

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



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

**Ciclo estacional de las corrientes y del transporte en los
umbrales del Golfo de California**

Tesis

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

Presenta:

René Gabriel Navarro Labastida

Ensenada, Baja California, México
2016

Tesis defendida por

René Gabriel Navarro Labastida

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal
Director de tesis

Dr. Julio Candela Pérez

Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo

Dr. Rubén Castro Valdez



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

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

René Gabriel Navarro Labastida © 2016

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

Resumen de la tesis que presenta **René Gabriel Navarro Labastida** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía física

Ciclo estacional de las corrientes y del transporte en los umbrales del Golfo de California

Resumen aprobado por:

Juan Manuel López Mariscal
Director de tesis

Se estimó el ciclo estacional del transporte, temperatura y salinidad en aguas cercanas al fondo, de las corrientes a través de los umbrales del Golfo de California y de la velocidad geostrofica superficial estimada con observaciones de presión subsuperficial y altimetría. La señal estacional, promedio más frecuencias anual y semianual, se extrajo de las series de tiempo mensuales por el método de mínimos cuadrados. El transporte profundo en el umbral de San Lorenzo (SL), entrada sur al Canal de Ballenas (CB), es hacia la cabeza del golfo a lo largo de todo el año, tiene una fuerte componente semianual, y es máximo en octubre (mínimo en junio). Dicho flujo de masa está desfasado $\sim 180^\circ$ de la velocidad geostrofica superficial a través de la entrada sur del CB, lo que es consistente con el patrón de intercambio propuesto para la región y para el canal. La temperatura y el transporte cercano al fondo también están desfasados 180° , esto indica que el agua más fría está ligada a un mayor ingreso, al golfo norte, de agua Subsuperficial Subtropical del Pacífico. Por otro lado, entre SL y Delfín (DE) el desfase entre los ciclos estacionales de transporte y temperatura cercana al fondo, de dichas localidades es de ~ 18 días. Esto es consistente con el tiempo necesario para que las corrientes transporten el agua profunda de la entrada al golfo norte al umbral de DE. La temperatura cercana al fondo en el umbral norte del Canal de Ballenas, a 600 m de profundidad y cerca del umbral de DE, presenta su máximo en agosto, más de un mes después del máximo en DE. Además este máximo está más en fase con el máximo de la temperatura superficial (a finales de agosto). Parece ser que la intensa mezcla vertical en el CB es la responsable de reducir el desfase entre los ciclos de temperatura superficial y de fondo, así como de incrementar la diferencia de fase de este último con el resto de los ciclos. Por otro lado el esfuerzo del viento, a diferencia de la mayoría de los ciclos estacionales estimados en este trabajo, no tiene componente semianual. Este ciclo presenta un desfase, con el resto de los ciclos, que es inconsistente al tiempo necesario para que suceda una respuesta oceánica estacional. En contraste, la velocidad geostrofica (el transporte cercano al fondo) en los umbrales está prácticamente en fase (180° fuera de fase) con el ciclo estacional de velocidad geostrofica superficial cercana a la boca del golfo. Además, la máxima entrada de masa al golfo norte, a través de los umbrales de SL y DE, ocurre en octubre, aproximadamente un mes antes de la máxima salida de calor del Canal de Ballenas a través de una capa cercana al fondo (Berón-Vera y Ripa, 2000). Parece ser que esta pérdida de calor del golfo norte se debe a la presencia de corrientes de gravedad que constantemente introducen agua fría a la parte más profunda de la cuenca. Los resultados de este trabajo sugieren que el intercambio estacional entre el norte y sur del Golfo de California, a través de los umbrales, está ligado al intercambio de masa y de calor con el Océano Pacífico a través de la boca del golfo.

Palabras clave: intercambio de masa, corrientes geostroficas, corrientes de gravedad.

Abstract of the thesis presented by **René Gabriel Navarro Labastida** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography

Seasonal cycle of currents and transport on the sills from Gulf of California

Abstract approved by:

Juan Manuel López Mariscal
Director thesis

The seasonal cycles of deep transport, temperature and salinity on near bottom waters, of currents through the sills of the Gulf of California's and from the geostrophic velocity estimated from subsurface pressure and altimetry observations were obtained. The seasonal signal, mean plus annual and semiannual frequencies, was extracted from the monthly mean time series by the method of least squares. The deep transport in the San Lorenzo sill (SL), the south entrance to the Ballenas Channel (BC), is towards the head all year round, has a strong semiannual component and was maximum in October (minimum in June). This mass flux is 180° out of phase with the surface geostrophic velocity at the entrance of the BC, which is consistent with the proposed exchange pattern for the region and for the channel. The near bottom temperature and transport are also 180° out of phase, which indicates that cooler water is linked to a greater northward transport of Subtropical Subsurface water from the Pacific Ocean. In addition, between SL and Delfín (DE) sills, the seasonal cycles of near bottom transport and temperature have a lag of about ~ 18 days which is consistent with the time that currents need to advect deep water from the northern gulf entrance to the DE sill. The near-bottom temperature in the northern BC sill, at 600 m depth and near the DE sill, has a maximum in early August, more than a month after the maximum in DE and more in phase with the maximum of near-surface temperature (at the end of August). It seems that the intense vertical mixing in BC it's the responsible of the reduction on lag between bottom and near-surface temperature, and also to increase the phase difference with the rest temperature near-bottom cycles. On the other hand the wind stress, as most of the other cycles estimated in this study, doesn't have a semiannual component. In addition this cycle present a lag with the other seasonal cycles which is inconsistent with the necessarily time to produces an oceanic response on the seasonal scale. In contrast, the surface geostrophic velocity (near bottom transport) at the sills is practically in phase (180° out of phase) with the seasonal cycle of the surface geostrophic velocity near the mouth of the gulf. Additionally, the maximum input of near-bottom mass to the northern gulf, through the SL and DE sills, occurred in October, approximately one month before the maximum output of heat from the BC through a bottom layer (Béron-Vera y Ripa, 2000). It appears that this heat loss of the northern gulf must be the result of the continuous input of relatively cold water advected by the overflows and reaching the deepest parts of the basin. Results in this work suggest that the seasonal exchange between the northern and southern parts of the Gulf of California, through the sills, is linked to the mass and heat exchange with the Pacific Ocean through the mouth of the gulf.

Keywords: Mass exchange, geostrophic currents, gravity currents.

Dedicatoria

A la memoria de mi abuelo René.

A mi familia.

A mis amigos.

Agradecimientos

A Manuel López Mariscal, por su tiempo y paciencia, por dirigir este trabajo, por su activa participación en él y por ser un ejemplo para mí a lo largo de esta empresa.

A los miembros del comité, Julio Candela Pérez, Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo y a Rubén Castro Valdez, por sus valiosos comentarios y observaciones.

A Gilberto Gaxiola Castro por su tiempo y disposición.

A René Navarro Palacios por el apoyo otorgado durante este proyecto así como por sus comentarios, compañía y consejos durante este trabajo y toda mi vida.

A Yesenia Tamayo por los comentarios hechos a este escrito y por acompañarme durante todo este tiempo.

A los miembros del *Viernes de dominó*, y a los chicos del *Pueblo 2.0* por sus charlas y buena camaradería.

A Elizabeth Avilés Becerril por sus correcciones de estilo y formato a esta tesis.

Por último agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y al Departamento de Oceanografía Física por brindarme el apoyo económico necesario para realizar y concluir mis estudios de posgrado.

Los datos de altimetría utilizados en este trabajo fueron validados, desarrollados y distribuidos por CTOH/LEGOS en Francia.

Los datos de viento de CCMP utilizados en este trabajo fueron obtenidos y distribuidos por PO.DAAC NASA en Estados Unidos.

Tabla de contenido

	Página
Resumen español	ii
Resumen inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	xiii
Lista de tablas	xiv
Capítulo 1. Introducción	
1.1 Zona de estudio.....	1
1.2 Antecedentes.....	3
1.2.1 Forzamientos.....	3
1.2.2 Intercambio a través de los umbrales.....	4
1.3 Objetivo.....	9
1.3.1 Objetivos particulares.....	9
Capítulo 2. Datos y métodos	
2.1 Datos.....	11
2.1.1 Anclajes y sensores.....	11
2.1.2 Altimetría.....	12
2.1.2 Viento.....	14
2.2 Métodos.....	14
2.2.1 Corrientes y transporte.....	14
2.2.2 Anomalías de velocidad geostrófica.....	15
2.2.3 Esfuerzo del viento.....	19
2.2.4 Ajuste por mínimos cuadrados.....	20
2.2.5 Funciones empíricas ortogonales.....	21
Capítulo 3. Resultados	
3.1 Velocidades geostróficas.....	23
3.2 Corrientes.....	26
3.3 Transporte.....	30
3.4 Temperatura y salinidad.....	32
3.5 Esfuerzo del viento.....	39
Capítulo 4. Discusiones	
4.1 Ciclos estacionales e intercambio en el Canal de Ballenas.....	43
4.2 Ciclos estacionales en las Cuencas Tiburón y Delfín.....	47
4.3 Comparaciones del intercambio en los umbrales con diferentes forzamientos estacionales.....	49
4.3.1 Ciclo estacional del esfuerzo del viento.....	49
4.3.2 Ciclo estacional de velocidad geostrófica cercana a la boca.....	51
4.3.3 Relación con los Ciclos estacionales de flujos de calor en el golfo.....	53

Capítulo 5. Conclusiones	60
Lista de referencias bibliográficas	62
Apéndices	
A Fluctuaciones de la velocidad geostrófica superficial a partir de datos de presión subsuperficial y anomalía de nivel del mar.....	65
B Propagación de errores en el método de mínimos cuadrados.....	67
C Componentes de los ajustes por mínimos cuadrados.....	70

Lista de figuras

Figura	Página	
1	Mapa de la región de los umbrales. Las profundidades menores a los 200 metros no están indicadas. En círculos rojos se muestran los anclajes colocados en los umbrales de San Lorenzo (A), San Esteban (B), Delfín (C) y Ballenas (D). Los cuadros negros muestran las posiciones de los sensores de presión utilizados para el cálculo de las velocidades geostróficas a través de las secciones marcadas por líneas discontinuas. El nombre de los sensores está dado por la ubicación que estos tienen. En el mapa de la esquina superior derecha se indica la ubicación de la zona dentro del golfo. Ahí mismo se incluye la sección entre Guaymas y Santa Rosalía.....	6
2	Sección sinóptica de la densidad potencial (kg/m^3) a lo largo del golfo norte realizada en marzo del 2002. La figura fue tomada y modificada de López et al. (2006). Las estaciones de CTD utilizadas para graficar la sección están marcadas como rayas en el eje superior y con cruces en el mapa del golfo norte. La primera estación a la izquierda y la última del lado derecho están marcadas con azul y rojo respectivamente. Las flechas negras indican flujo o transporte hacia la cabeza del golfo y las blancas hacia la boca. Los umbrales indicados son el de San Lorenzo (SL), San Esteban (SE), Delfín (DE) y el de Ballenas (BA). En el eje superior se indican las diferentes cuencas de la región.	7
3	Circulación media esquemática a través de los umbrales y a lo largo de las cuencas del golfo norte. Las flechas azules indican flujo cercano al fondo a lo largo de las mayores profundidades. Las flechas rojas, corrientes superficiales, solo están indicadas sobre los umbrales.....	8
4	Duración de las series de tiempo; observaciones y estimaciones. Todas las variables, con excepción del viento (CCMP) y las velocidades geostróficas (VG), son cercanas al fondo de los umbrales. Las localidades son San Lorenzo (SL), San Esteban (SE), Delfín (DE) y Ballenas (BA). La velocidades geostróficas son a través de la sección “entrada al Canal de Ballenas” (BA) y de la sección “entrada al golfo norte o a la región de los umbrales” (UM). Las series de temperatura cercana al fondo tiene la misma duración que las de velocidad (u).....	12
5	Trayectorias de altimetría de los datos obtenidos de CTOH/LEGOS (arriba). Porcentaje de ciclos válidos a lo largo de la trayectoria de anomalía de nivel del mar (abajo) (figuras obtenidas de http://ctoh.legos.obs-mip.fr).....	13

6	Segmentos de las trayectorias de altimetría utilizadas para obtener la velocidad geostrófica alrededor de la boca del golfo. Los nombres de las trayectorias están indicados en la figura.....	17
7	Anomalías de nivel del mar mensuales a través de las secciones Sur, Boca y Sur-Boca. Solo se presentan seis meses. A cada sección de anomalías de nivel del mar se le ajustó una función cuadrática por mínimos cuadrados (líneas negras delgadas).....	18
8	Puntos de malla utilizados, dentro del golfo, del producto de viento de CCMP.....	19
9	Velocidad geostrófica a través de la entrada sur al Canal de Ballenas (azul) y de la entrada al Golfo norte (negro). La máxima correlación entre ambas series es de ~ 0.7 a un desfase de 5 días.....	24
10	Ciclo estacional de la anomalía de velocidad geostrófica. El nombre de las secciones está indicado en la figura. Los ciclos A y B fueron derivados de las series de tiempo de los sensores de presión subsuperficial ubicados en los umbrales. La figura C se derivó del promedio de las tres secciones de altimetría cercanas a la boca del golfo. Los círculos grises indican los promedios mensuales de velocidad geostrófica. La banda gris que envuelve al ciclo estacional, es el margen de error del ajuste.....	25
11	Ciclo estacional de las corrientes a lo largo de la columna de agua en el umbral de San Lorenzo. La componente anual está en rojo y la semianual en azul. Las componentes del ajuste por mínimos cuadrados son el valor medio del ajuste (A_0), la amplitud anual (A_1) y semianual (A_2), la fase anual (Φ_1) y semianual (Φ_2), así como el índice de bondad del ajuste (R^2). En este último, la curva azul es la bondad obtenida únicamente al hacer el ajuste estacional a la frecuencia semianual, el rojo a la anual y el negro para las dos frecuencias. Las barras horizontales en cada punto son el error asociado a las componentes del ajuste.....	28
12	Igual que en la figura anterior pero para el Umbral de San Esteban.....	28
13	Igual que la figura anterior pero para el umbral de Delfín.....	29
14	Igual que la figura anterior pero para el umbral de Ballenas. En el perfil de la fase semianual se omitieron las barras de error a la profundidad de ~ 120 m ya que son muy grandes. Estos errores están asociadas a una amplitud cercana a cero.....	29

15	Series de tiempo horarias del transporte cercano al fondo en los diferentes umbrales. La máxima correlación, de 0.56, entre el transporte en San Lorenzo y San Esteban es a 43 días de desfase.....	30
16	Ciclo estacional del transporte cercano al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. Las localidades están indicadas en el título. La línea negra en A) indica el cero. Los círculos grises indican los promedios de transporte. La banda gris que envuelve al ciclo estacional es el margen de error del ajuste.....	31
17	Series de tiempo, entre enero del 2002 y octubre del 2006, de la temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. En el recuadro y entre paréntesis se indican las profundidades aproximadas de dichos umbrales. Las series de tiempo verdes son la temperatura cerca de la superficie registrada por los sensores de presión en San Francisquito y en el Canal de Ballenas (esta última de 8/2004 a 10/2006). Estas series tienen una temperatura promedio de ~20 °C y un rango de 13 a 30 °C. En esta gráfica se redujo su rango a un 10% y se le restaron 8 grados. A la serie de tiempo de San Esteban se le resto un grado para bajarla y poder compararla con el resto de las series. La línea discontinua indica el valor medio de la serie.....	32
18	Valores mensuales del Índice Oceánico del Niño (ONI) y de la anomalía de temperatura cercana al fondo en el Umbral de Ballenas. La correlación entre estas series es de 0.6.....	34
19	Ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. Al ciclo estacional de la temperatura superficial (e) se le redujo su rango a un 10% y se le restaron 8 grados. La amplitud anual real de este ajuste es de 6.5 ± 0.2 °C y su promedio de 21 ± 0.01 °C.....	35
20	Ciclos estacionales de salinidad y densidad en el umbral de Delfín.....	37
21	Comparación entre los ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo (azul) con el de transporte en San Lorenzo (izquierda) y temperatura superficial en San Lorenzo (derecha). El desfase entre los ciclos es de ~0 y ~30 días respectivamente. Estos desfases son entre el mínimo de temperatura en el fondo y los máximos de transporte y temperatura superficial.	38
22	Comparación entre los ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo (azul) y transporte en los umbrales de Delfín (izquierda) y San Esteban (derecha). El desfase entre los ciclos es de ~20 y 0 días respectivamente. Estos desfases son entre el mínimo de temperatura y los máximos de transporte.....	38

23	Ciclo estacional del esfuerzo del viento (Pa) a lo largo del golfo. La variable que se grafica se indica en cada uno de los mapas. La fase anual está referida a meses (1 a 12), de esta manera 1.5 significa enero-15.....	40
24	Estructura espacial de la primera función empírica ortogonal del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo (adimensional) (izquierda) y varianza que el modo explica en cada una de las localidades (derecha).....	41
25	Ciclo estacional de la serie temporal de la primera función empírica ortogonal del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo.....	42
26	Perfil de desfases para la máxima correlación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica superficial y los de las corrientes a lo largo del golfo y de la columna de agua en el umbral de San Lorenzo. El triángulo indica el desfase de la velocidad geostrófica con el transporte.....	43
27	Comparación del transporte en San Lorenzo (verde) con las velocidades geostróficas en el golfo norte (azul). A) Comparación con la velocidad geostrófica a través de la sección sur del Canal de Ballenas. B) Comparación con la velocidad geostrófica a través de la entrada al Golfo norte. La correlación entre las series es de -0.59 y de -0.69 respectivamente. El desfase para ambos casos es de -4 días.....	46
28	Comparación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica en la entrada sur del canal de Ballenas (A) y en la entrada del golfo norte (B) con los transportes en San Lorenzo y Delfín (verde). El desfase entre los ciclos es de 24 y 18 días, respectivamente. Este desfase es entre los máximos de transporte y el mínimo de velocidad geostrófica.....	46
29	Comparación entre el ciclo estacional de la corrientes en la profundidad de 100 m en el umbral de Ballenas (azul) con el de transporte en San Lorenzo (verde). El desfase entre los máximos de los ciclos es de ~10 días. Ambos ciclos son máximos alrededor de octubre.....	47
30	Comparación del ciclo estacional del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo sur (azul) con el transporte en San Lorenzo (verde). El desfase entre el mínimo de transporte y el máximo en el esfuerzo del viento es de un mes y medio.....	49
31	Comparación entre el ciclo estacional del esfuerzo del viento superficial (azul) a lo largo del golfo con el de velocidad geostrófica en la entrada del golfo norte (verde). El desfase entre los máximos es de 35 días.....	50

32	Comparación entre el ciclo estacional de velocidad geostrófica cercana a la boca del golfo (azul) con los de transporte en San Lorenzo y Delfín (verde). Los desfases entre los mínimos de transporte y los máximos de velocidad geostrófica son de ~30 y ~20 días, respectivamente.....	51
33	Comparación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica en la entrada al golfo norte, en la boca del golfo y con el ajuste a la velocidad geostrófica superficial en todo el golfo (Ripa, 1990). Los desfases entre los máximos de los ciclos calculados en este trabajo con el de Ripa (1990) son de ~0 y 5 días, respectivamente.....	52
34	Comparación entre el flujo estacional de calor a través de la boca del golfo (azul) estimado por Berón-Vera y Ripa (2000) y los ciclos estacionales de la velocidad geostrófica en el golfo norte (verde): sección de la entrada sur al Canal de Ballenas (A) y sección entrada al golfo norte (B). Los desfases entre ciclos son cercanos a cero para los mínimos y de aproximadamente de un mes para los máximos.....	53
35	Comparación entre el flujo estacional de calor a través de la boca del golfo estimado por Berón-Vera y Ripa (2000) (azul) y los ciclos estacionales de transporte en el umbral de San Lorenzo (A) y Delfín (B). El desfase entre estos ciclos es de ~20 y ~0 días respectivamente. Estos desfases son entre la máxima exportación (negativa) de calor y la máxima entrada de agua por el fondo al Canal de Ballenas y Cuenca Delfín.....	54
36	Distribución geográfica de las cajas (arriba) e intercambio de calor en el modelo de cajas (abajo) de Berón-Vera y Ripa (2000). Nótese que la región norte solamente tiene una capa y el intercambio con la región Ballenas y sur es únicamente a través de la capa superior. Figura tomada de Berón-Vera y Ripa (2000).....	56
37	Comparación entre el ciclo estacional del transporte en San Lorenzo (verde) y del flujo estacional de calor entre el Canal de Ballenas y el golfo sur (azul) para la capa de inferior (A) y capa de superior (B). Los desfases entre ciclos son de ~30 y ~0 días, respectivamente. Los desfases son entre el máximo flujo de calor positivo y el mínimo transporte. Los flujos de calor se tomaron de Berón-Vera y Ripa (2000).....	57
38	Comparación entre el ciclo estacional de transporte en Delfín (verde) y el flujo estacional de calor entre el Canal de Ballenas y el golfo norte. El desfase entre los máximos y mínimos de estos ciclos es de 7 días. Los flujos de calor son del modelo de Berón-Vera y Ripa (2000).....	57

- 39 Representación esquemática de los flujos de calor superficial y horizontal (flechas rojas) y del transporte de agua o corrientes (flechas azules) en las cuencas del Canal de Ballenas y Delfín. Las flechas azules curvas denotan el transporte debido a las corrientes de gravedad. La representación es similar a la de la figura 2 pero el lado derecho termina antes del umbral de San Esteban. La sección longitudinal se muestra como recta pero en realidad empieza en el extremo sur del Canal de Ballenas (izquierda), le da la vuelta a la parte norte de la Isla Ángel de la Guarda y acaba al sur de cuenca Delfín (derecha). La batimetría está representada por la línea negra gruesa. La superficie del océano y la comunicación con las cuencas adyacentes están representadas por las líneas negras discontinuas. La división entre las dos capas está indicada por la línea azul claro discontinua. Los intercambios de agua y calor se denotan por GN con el golfo norte y con GS con el golfo sur.....

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Componentes del ciclo estacional de anomalía de velocidad geostrófica a través de las diferentes secciones. A_1 y φ_1 son la amplitud y la fase de la componente anual. A_2 y φ_2 son la amplitud y la fase de la componente semianual. La varianza explicada o bondad de la ajuste está indicada por R^2	23
2	Componentes del ciclo estacional del transporte profundo en los diferentes umbrales. En rojo están indicados los resultados con un alto margen de error.....	30
3	Componentes del ciclo estacional de temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales. En rojo están indicados los resultados con un alto margen de error.....	35
4	Componentes del ciclo estacional de salinidad (psu) y densidad (kg/m^3) en el umbral de Delfín.....	37
5	Componentes del ciclo estacional del primer modo empírico del esfuerzo del viento superficial.....	42
6	Promedio, amplitudes y fases de los flujos horizontales y verticales de calor en el Canal de Ballenas del modelo de cajas de Berón-Vera y Ripa, (2000). Los flujos horizontales son entre el Canal de Ballenas a la región sur (BS) y entre la región Norte y el Canal de Ballenas (NB). Los signos de los flujos medios siguen la convención de ser positivos (negativos) hacia la cabeza (boca). El flujo vertical de calor es negativo hacia abajo.....	56

Capítulo 1. Introducción

El movimiento del océano es inducido por diferentes forzamientos físicos así como por el efecto conjunto de diversas componentes de amplia conexión e importancia dinámica (p. ej. los campos de presión, temperatura, salinidad y densidad) (Pedlosky, 1998). Los patrones de circulación resultantes dependen en gran medida de la forma y ubicación latitudinal de la cuenca así como de la temporalidad y magnitud de los forzamientos ahí presentes (Gill y Niiler, 1972). En una cuenca semicerrada la circulación depende del aporte o formación de agua en superficie, y de otros forzamientos como el esfuerzo del viento y la advección de agua densa cerca del fondo que, entre muchas cosas, pueden inducir al intercambio de agua con el océano adyacente (Lavín y Marinone, 2003). Las variaciones estacionales en estos patrones de circulación son debidas a la evolución temporal de estos forzamientos así como de la persistencia e intensidad de ellos (Gill y Niiler, 1972). En el caso del Golfo de California muchos de los forzamientos tienen un fuerte comportamiento estacional que inclusive es mayor al valor medio.

En este trabajo se estima el ciclo estacional del intercambio de masa a través de los principales umbrales del archipiélago del Golfo de California. Se espera que este intercambio esté controlado por el Océano Pacífico y, en menor medida, por la interacción con la atmósfera. Para determinar esto se comparan los resultados de este trabajo con los ciclos estacionales del flujo horizontal de calor así como con los ciclos estacionales del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo.

1.1 Zona de estudio

El Golfo de California es un mar semicerrado del Océano Pacífico Oriental ubicado entre la Península de Baja California y la costa noroeste de México. Su ancho promedio es de 150 km y su longitud aproximada es de 1100 km. En función a la topografía del fondo está dividido en región sur y norte. La primera está delimitada al sur por la boca del golfo y al norte por la Región de las Grandes Islas. Su extensión es de aproximadamente 700 km y su profundidad varía entre 1000 y 3000 m. Solo cerca de la boca rebasa los 3500 m. Esta región es la más grande y también la más profunda. La segunda región, la norte, abarca la tercera parte norte del golfo; esta se distingue del resto del golfo por su accidentada y sinuosa topografía (figura 1). Su porción norteña es la zona más somera de todo el golfo, con una profundidad máxima de 200 m. En contraste, la porción sur, conocida como la Región de las Grandes Islas, cuenta con las cuencas más profundas del golfo norte. La más profunda es el Canal de Ballenas que alcanza profundidades de hasta 1600 m. El canal está ubicado entre la Península de Baja California y las Islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo. Cuenca Delfín, con profundidad máxima de ~800 m, es la segunda cuenca más profunda de la región y está ubicada al norte de la Isla Ángel de la Guarda. Por último la Cuenca Tiburón, con profundidad máxima de ~400 m y ubicada entre las Islas Ángel de la Guarda, San Lorenzo y las costas de Sonora, es la cuenca menos profunda de la región. A pesar de que cuenca Tiburón limita con el Canal de Ballenas, estas dos cuencas están incomunicadas entre sí por debajo de los 100 a 200 m de profundidad (la batimetría de los canales que comunican a ambas cuencas no se conoce con gran precisión). Sin embargo la comunicación entre estas cuencas y con la región sur del golfo, es a través de diferentes estrechos batimétricos, de relativa baja profundidad, conocidos como umbrales (figura 1). Los más sureños son los umbrales de San Lorenzo y San Esteban. El primero, con profundidad 400 m, es la entrada sur al Canal de Ballenas. El segundo, con profundidad de 600 m, es la entrada a la Cuenca Tiburón. Son estos dos umbrales los que delimitan la entrada al golfo norte. Los umbrales norteños son el de Delfín, con ~400 m de profundidad, y el de Ballenas, con 600 m de profundidad. Estos dos umbrales comunican a la parte norte de Cuenca Tiburón con Cuenca Delfín y, a esta última, con la parte norte del Canal de Ballenas (figura 1).

1.2 Antecedentes

1.2.1 Forzamientos

El viento superficial, forzamiento potencialmente importante en la dinámica del golfo, está principalmente alineado al eje principal del golfo y en el promedio anual su dirección es hacia el sureste. La mayor parte del año, de septiembre a mayo, presenta velocidades aproximadas de 5 a 7 m/s así como una dirección preferente del noroeste. El resto del año presenta una menor persistencia e intensidad con velocidades que van de 3 a 5 m/s y dirección dominante del sureste (Badan-Dangon, Dorman, Merrefield y Winant, 1991; Bordoni, Ciesielski, Johnson, McNolby y Stevens, 2004). A pesar de esto, diferentes estudios han determinado el viento juega un papel secundario en la circulación estacional del golfo (Ripa, 1990; Ripa 1997; Marinone, 2003), no obstante, dada su fuerte estacionalidad es posible que exista algún efecto sobre la circulación en el intercambio a través de los umbrales.

La tasa anual de evaporación del Golfo de California es de 0.61 m/año (Berón-Vera y Ripa, 2000) y a pesar de que este es un valor comparable al del Mar Mediterráneo y Mar Rojo (Bray, 1988), a diferencia de estos dos mares, en el promedio anual el golfo gana ~18 TW ($1 \text{ TW} = 1 \times 10^{12} \text{ W}$) de calor a través de la superficie (Castro, Lavín y Ripa, 1994). Esta evaporación y ganancia de calor netas hacen que el golfo tenga que exportar agua más salina y caliente a través de su intercambio horizontal con el Océano Pacífico. A lo largo de ocho meses, de principios de agosto a principios de marzo, el golfo exporta calor; el resto del año lo importa. El máximo de exportación es de 50 TW y ocurre en noviembre; el máximo de importación es de 21 TW y ocurre en mayo (Castro *et al.*, 1994; Berón-Vera y Ripa, 2000). Debido a que el ciclo estacional de flujo horizontal de calor (a través de la boca del golfo) es por lo menos el doble que el superficial (a través de la superficie del océano) se cree que el primero es el mecanismo principal por el que se produce el fuerte intercambio tipo estuarino entre el golfo y el Pacífico (Castro *et al.*, 1994). Este flujo horizontal estacional de calor ha sido atribuido a una onda baroclínica de Kelvin con frecuencia anual que se excita a través de la boca del golfo (Ripa y Marinone, 1989; Ripa, 1990, 1997; Beier, 1997).

Las variaciones interanuales en la circulación dentro del golfo son principalmente debidas al fenómeno del Niño Oscilación del Sur (Baumgartner y Christensen, 1985; Lavín *et al.*, 2003). Este fenómeno puede modificar el intercambio de masa y calor del golfo norte por medio de la advección de Agua Tropical Superficial del Pacífico misma que produce gradientes de temperatura y salinidad en superficie (Lavín y Marinone, 2003) y una reducción del intercambio a través de los umbrales (López, Zamudio y Padilla, 2005).

1.2.2 Intercambio a través de los umbrales

En la parte media del golfo, a través de la línea entre Guaymas y Santa Rosalía (figura 1), las corrientes geostróficas superficiales estacionales tienen un comportamiento anual con máximo de entrada durante verano y máximo de salida en otoño (Ripa 1990). La estructura vertical media del intercambio geostrófico neto de agua, estimado a partir de mediciones hidrográficas a través de esta misma sección, se compone de un flujo subsuperficial de salida, entre 50 y 250 m, y uno profundo de entrada, entre 250 y 500 m. El intercambio neto asociado a este patrón es de 0.4 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Además se supone que por encima de este sistema yace una capa en la que el transporte es controlado por la estacionalidad de los vientos superficiales (Bray, 1988). Este patrón de intercambio en la parte media del golfo ha sido corroborado a partir de mediciones directas de las corrientes en los umbrales de San Lorenzo (Badán-Dangon, Hendershott y Lavín, 1991; López *et al.*, 2006) y San Esteban (López, Candela y Argote, 2006). Los flujos de entrada profundos, en dichos umbrales, cuentan con un transporte conjunto de $\sim 0.2 \text{ Sv}$ (López *et al.*, 2006; López, Candela y García, 2008). Se cree que este intercambio es inducido por la ganancia neta de calor superficial del golfo norte (Lavín y Organista, 1988; Bray, 1988). Sin embargo, esta hipótesis no ha sido corroborada y existen resultados de simulaciones numéricas que sugieren que los flujos superficiales de calor y agua (evaporación) no son suficientes para promover la circulación estacional del golfo (Marinone, 2003; Marinone y Lavín, 2003).

En el Canal de Ballenas el flujo medio en ambos extremos de la cuenca, a través de los umbrales de San Lorenzo y Ballenas, es hacia dentro del canal por el fondo y hacia fuera en superficie. Se cree que este rasgo produce convergencia cercana al fondo y divergencia superficial de las corrientes a lo largo de la cuenca, además de una vigorosa

surgencia, que en conjunto a la rápida mezcla producida por las corrientes de gravedad presentes en esta región, parecen ser las causas de la baja estratificación profunda y alta mezcla en el canal (López *et al.*, 2008) (figura 2). La existencia de estas corrientes de gravedad en los umbrales de San Lorenzo y Delfín es consistente con el balance anual de calor dentro del Canal de Ballenas. Según resultados de un modelo de cajas, (desarrollado por Berón-Vera y Ripa 2000), anualmente el Canal de Ballenas importa 0.23 TW de calor a través de la superficie y 2.5 TW del golfo norte a través de una capa superior de 200 m de profundidad. Este ingreso de calor en la horizontal es transferido a la capa inferior y posteriormente hacia el golfo sur (2.5 TW).

Finalmente, se sabe que las variaciones intraestacionales (30 a 90 días) positivas del nivel del mar y de la temperatura cercana al fondo, asociadas a ondas atrapadas a la costa generan una reducción del transporte profundo en el umbral de San Lorenzo así como de las fluctuaciones de velocidad geostrofica superficiales hacia la boca del golfo. De manera similar, las fluctuaciones positivas del viento hacia la cabeza, tienden a reducir el intercambio a través de este mismo umbral; las fluctuaciones negativas tienden a intensificar el intercambio (Gutiérrez *et al.*, 2014).

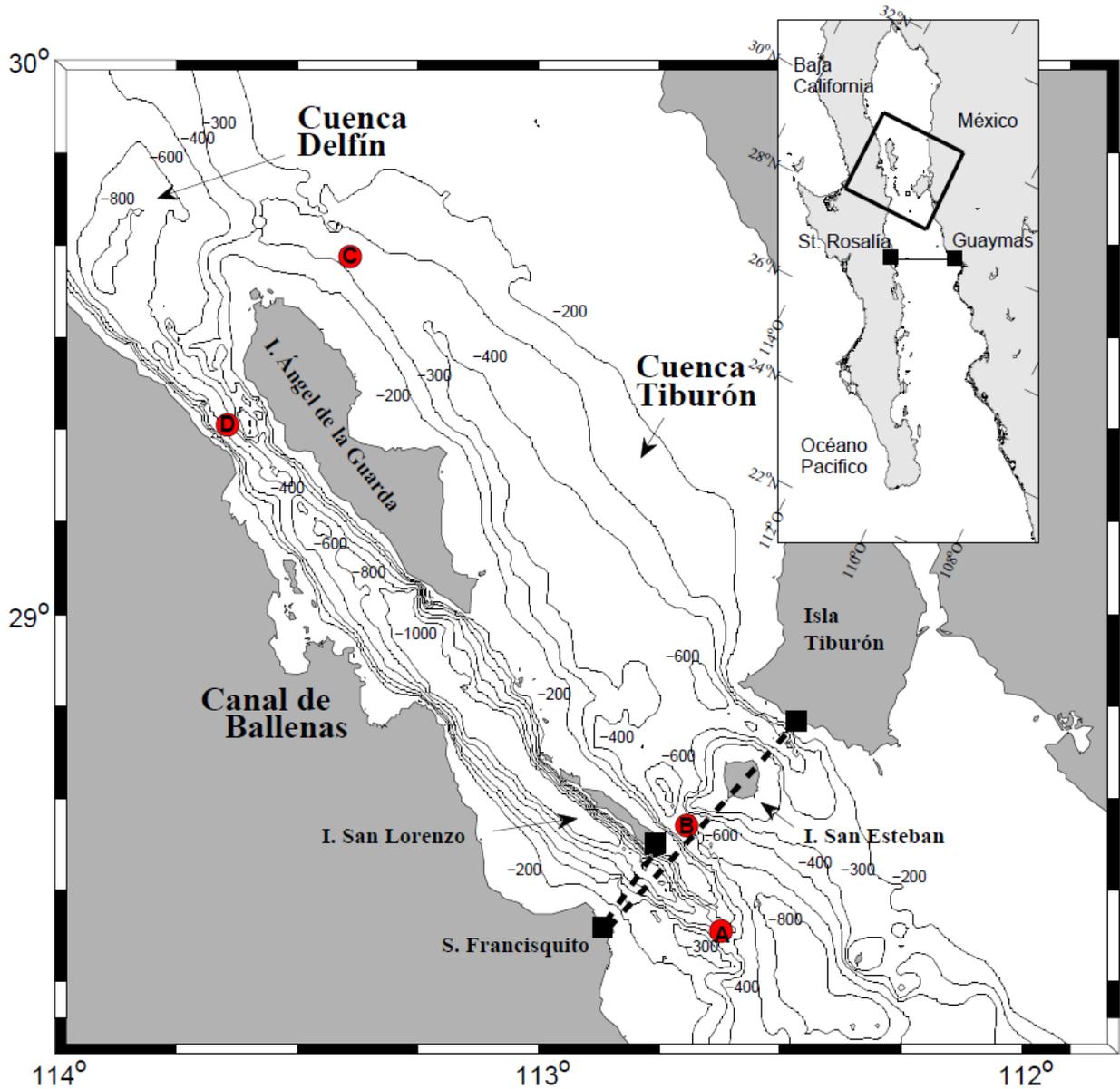


Figura 1. Mapa de la región de los umbrales. Las profundidades menores a los 200 metros no están indicadas. En círculos rojos se muestran los anclajes colocados en los umbrales de San Lorenzo (A), San Esteban (B), Delfín (C) y Ballenas (D). Los cuadros negros muestran las posiciones de los sensores de presión utilizados para el cálculo de las velocidades geostroficas a través de las secciones marcadas por líneas discontinuas. El nombre de los sensores está dado por la ubicación que estos tienen. En el mapa de la esquina superior derecha se indica la ubicación de la zona dentro del golfo. Ahí mismo se incluye la sección entre Guaymas y Santa Rosalía.

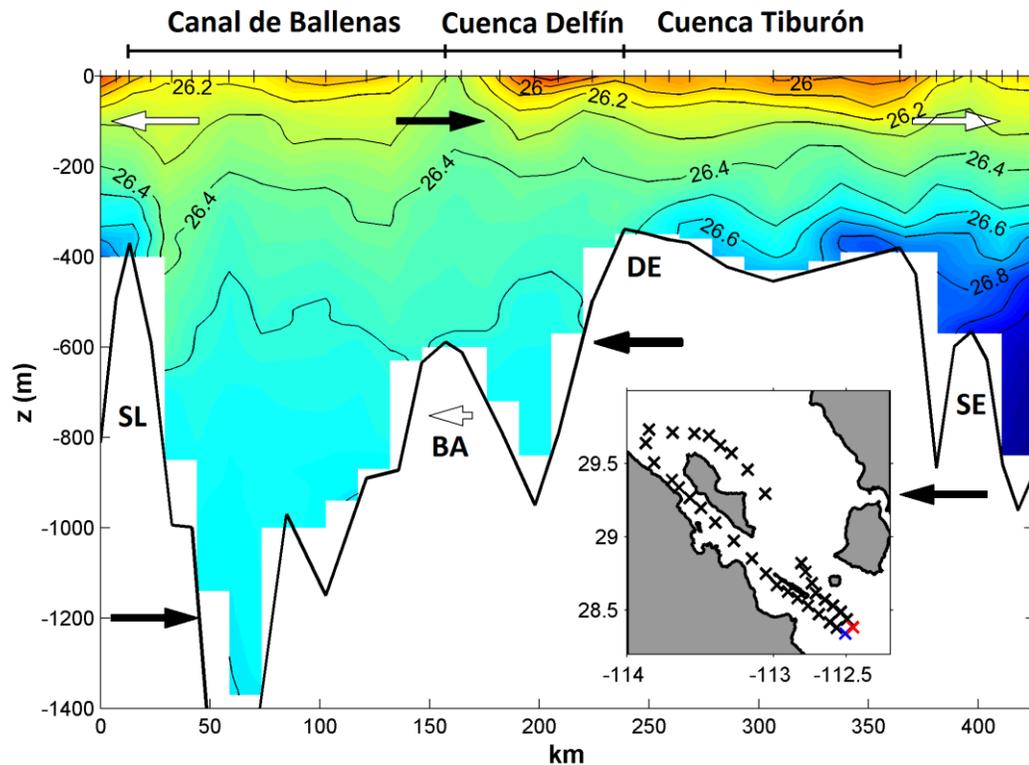


Figura 2. Sección sinóptica de la densidad potencial (kg/m^3) a lo largo del golfo norte realizada en marzo del 2002. La figura fue tomada y modificada de López et al. (2006). Las estaciones de CTD utilizadas para graficar la sección están marcadas como rayas en el eje superior y con cruces en el mapa del golfo norte. La primera estación a la izquierda y la última del lado derecho están marcadas con azul y rojo respectivamente. Las flechas negras indican flujo o transporte hacia la cabeza del golfo y las blancas hacia la boca. Los umbrales indicados son el de San Lorenzo (SL), San Esteban (SE), Delfín (DE) y el de Ballenas (BA). En el eje superior se indican las diferentes cuencas de la región.

La circulación e intercambio promedio en el golfo norte se muestra de manera esquemática en la figura 3. La entrada de agua profunda relativamente fría cerca del fondo y la salida de agua más caliente cerca de las superficie es consistente con el balance de calor promedio que se ha encontrado en el golfo (Castro *et al.*, 1994) y específicamente en el Canal de Ballenas (Berón-Vera y Ripa, 2000). Por lo tanto, es posible que las variaciones estacionales del transporte, corrientes y temperatura cercana al fondo también estén asociadas al balance estacional de calor.

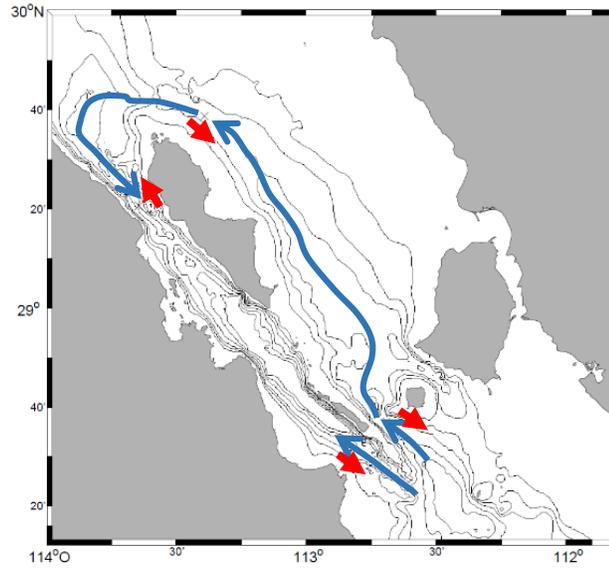


Figura 3. Circulación media esquemática a través de los umbrales y a lo largo de las cuencas del golfo norte. Las flechas azules indican flujo cercano al fondo a lo largo de las mayores profundidades. Las flechas rojas, corrientes superficiales, solo están indicadas sobre los umbrales.

1.3 Objetivo

Obtener y analizar el ciclo estacional de las corrientes, transporte, temperatura, salinidad y velocidad geostrófica superficial en los umbrales de la región norte del Golfo de California.

1.3.1 Objetivos particulares

- Analizar las diferencias de fase entre los ciclos estacionales de transporte profundo y velocidad geostrófica superficial en los umbrales.
- Estimar los desfases que existen entre los diferentes ciclos estacionales.
- Estimar el ciclo estacional de la salinidad y la temperatura cercana al fondo.
- Estimar el ciclo estacional del esfuerzo del viento y el de la velocidad geostrófica cercana a la boca del golfo para analizar su relación con los ciclos obtenidos en la zona de los umbrales.
- Analizar posibles relaciones entre los ciclos estacionales obtenidos en este trabajo y los ciclos estacionales del flujo de calor obtenidos por otros autores.

Capítulo 2. Datos y métodos

Los datos y algunos aspectos del procesamiento preliminar utilizados en este trabajo se describen en trabajos anteriores (López *et al.*, 2006; López *et al.*, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2014). Aquí se hace una descripción breve de ellos.

En la actualidad se conoce la estacionalidad de algunas propiedades del golfo, por ejemplo del balance de sal (Berón-Vera y Ripa, 2002) y calor (Castro *et al.*, 1994), del intercambio de masa al interior del golfo (Bray, 1988) así como del intercambio entre el golfo y el Océano Pacífico a través de la boca (Mascarenhas *et al.*, 2004). Sin embargo en todos estos trabajos los resultados fueron obtenidos de conjuntos de datos hidrográficos de diferentes años. En algunos casos los datos utilizados comprenden un rango amplio, no continuo, de tiempo. En otros casos los conjuntos incluyen datos que no son de CTD. Inclusive algunos resultados sobre el ciclo estacional son más bien cualitativos, lo que significa que simplemente comparan los resultados de diferentes meses del año entre sí (p. ej., velocidades geostróficas en Bray, 1988). En este trabajo se utiliza el conjunto de mediciones directas, hechas con instrumentos anclados, más extenso hecho en la región de los umbrales del Golfo de California. El proyecto bajo el que se realizaron las mediciones tuvo una duración de cuatro años, sin embargo la mayoría de las series tiene una duración menor y las más largas alcanzan aproximadamente los tres años.

2.1 Datos

2.1.1 Anclajes y sensores

Los datos utilizados en este trabajo son observaciones de instrumentos anclados al fondo en la zona de los estrechos y umbrales alrededor de las grandes islas del golfo norte (ver figura 1). Las observaciones se tomaron como parte del proyecto “Umbrales: Intercambio de Propiedades Físicas y Químicas en la parte norte del Golfo de California” durante el periodo del 2002 al 2006. La temperatura y presión subsuperficial se midieron en zonas costeras someras (7 - 20 m) con sensores de presión SBE26 de Seabird. La presión subsuperficial incluye la presión debida a la columna de agua y a la atmosfera. Con perfiladores acústicos (ADCP por sus siglas en inglés) se midieron las corrientes en los umbrales de San Lorenzo, San Esteban, Delfín y Ballenas. Los perfiladores, de marca RDI con frecuencias de 150 y 75 KHz, estuvieron anclados cerca del fondo y midieron corrientes a lo largo de la columna de agua hasta ~50 m por debajo de la superficie. En algunos casos los anclajes se complementaron con un correntímetro (Sontek MD Argonaut o AANDERAA RCM9) y/o un Microcat SBE SM37 de Seabird, a una distancia de seis a ocho metros del fondo, para medir corrientes, conductividad y temperatura. Con estas series fue posible estimar la salinidad cercana al fondo. La ubicación de los sensores de presión y la de los anclajes con perfiladores se muestra en la figura 1; los periodos de medición en la figura 4.

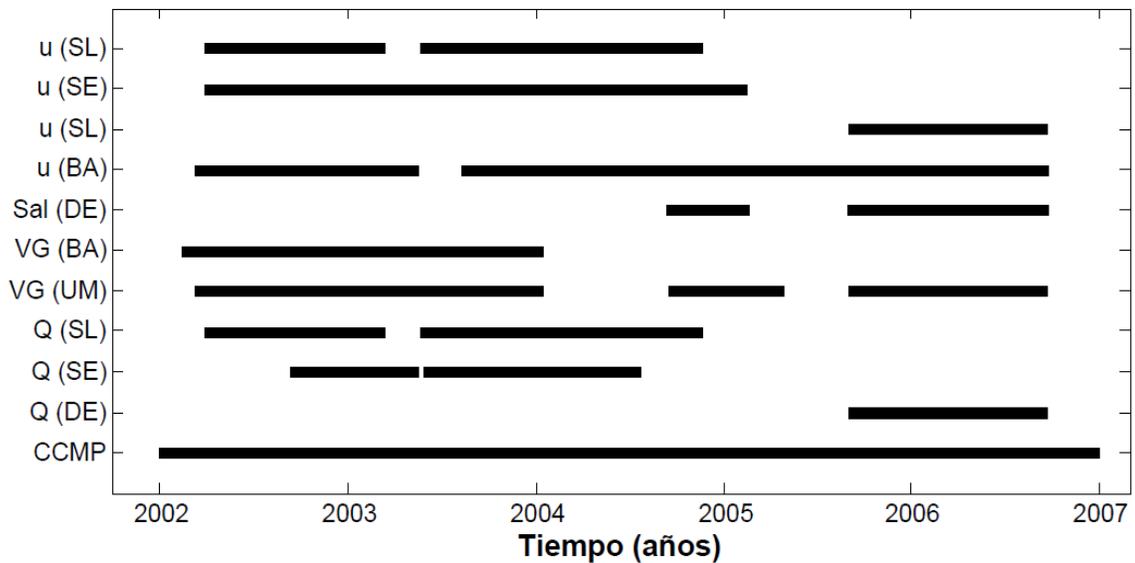


Figura 4. Duración de las series de tiempo; observaciones y estimaciones. Todas las variables, con excepción del viento (CCMP) y las velocidades geostróficas (VG), son cercanas al fondo de los umbrales. Las localidades son San Lorenzo (SL), San Esteban (SE), Delfín (DE) y Ballenas (BA). La velocidades geostróficas son a través de la sección “entrada al Canal de Ballenas” (BA) y de la sección “entrada al golfo norte o a la región de los umbrales” (UM). Las series de temperatura cercana al fondo tiene la misma duración que las de velocidad (u).

2.1.2 Altimetría

Los datos de altimetría utilizados en este estudio fueron procesados, validados y distribuidos por CTOH/LEGOS, Francia. Las series de tiempo de anomalía del nivel del mar son de 20 años de observaciones. Los datos son a lo largo de las trayectorias (figura 5) de las misiones TOPEX/POSEIDON (de 1993 a 2001) y JASON I-II (2001 a 2013). El procesamiento dado por CTOH optimiza la obtención de datos en zonas costeras a través de la calibración y estimación de la deriva del altímetro con la implementación de modelos locales de mareas y de respuesta del mar a forzamientos atmosféricos de corto periodo. La anomalía de nivel del mar es obtenida al hacer la diferencia entre el nivel medio del mar, observado en cada punto de las trayectorias, y la media temporal (climatológica). Los datos tienen un intervalo espacial de siete kilómetros así como uno temporal de un segundo. Cada trayectoria se repite cada 9.9156 días (Roblou, *et al.*, 2011) (datos disponibles en ctoh.legos.obs-mip.fr).

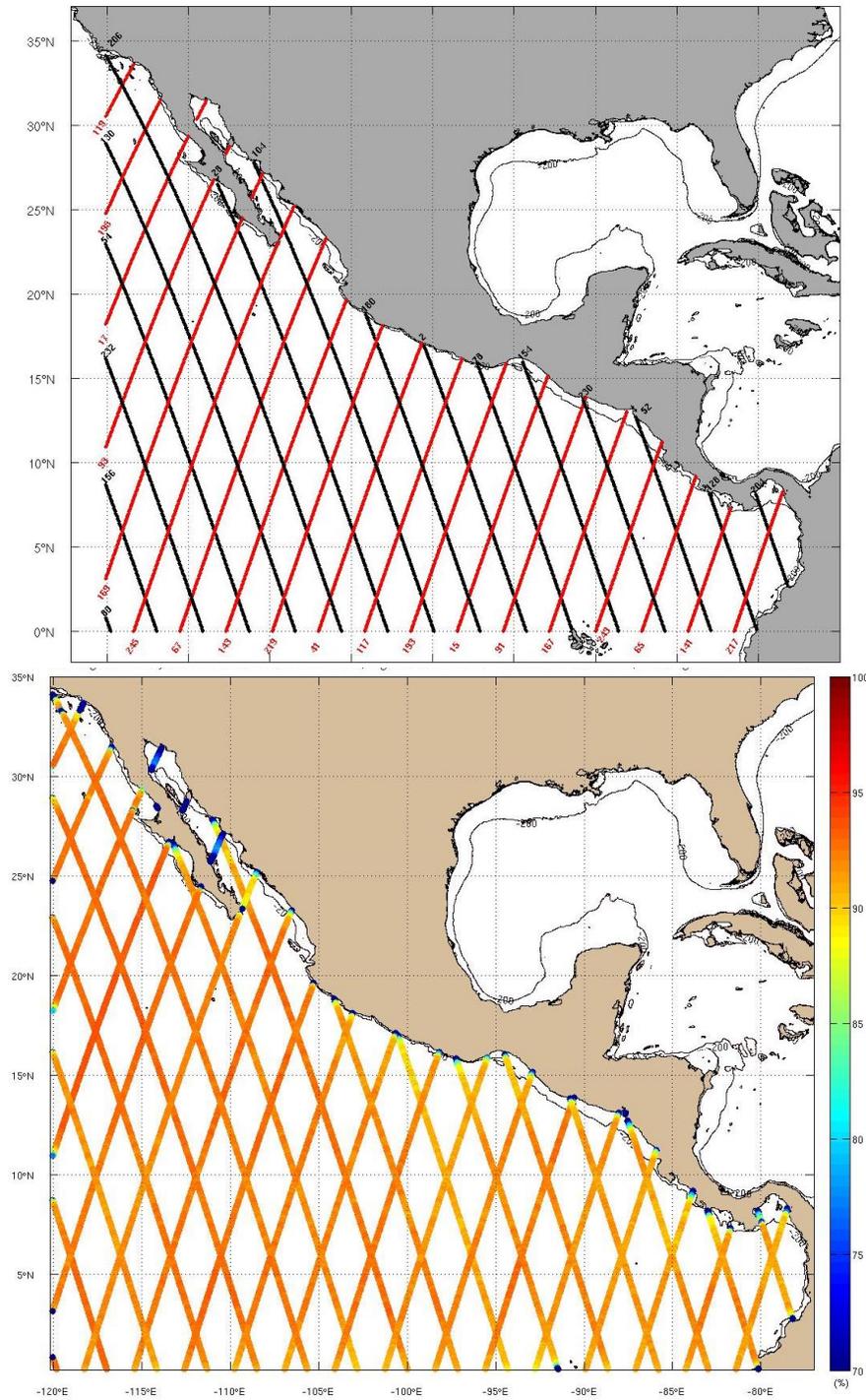


Figura 5. Trayectorias de altimetría de los datos obtenidos de CTOH/LEGOS (arriba). Porcentaje de ciclos válidos a lo largo de la trayectoria de anomalía de nivel del mar (abajo) (figuras obtenidas de <http://ctoh.legos.obs-mip.fr>).

2.1.3 Viento

Para la obtención del esfuerzo del viento sobre el golfo, se utilizaron los datos del viento superficial (2002 al 2006) del producto *Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Components* (CCMP). Este producto incorpora datos de varias fuentes (v. gr. escaterómetros, sensores pasivos de microondas, observaciones de barcos y boyas) a través de un análisis variacional que permite minimizar la pérdida de datos en la costa. Solo se utilizan datos contenidos entre el límite norte de la Isla Ángel de la Guarda y la boca del golfo. Los datos están distribuidos sobre una malla uniforme de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ a 10 m sobre el nivel del mar con un intervalo de tiempo de seis horas. La precisión es de 0.5 m/s para la magnitud (datos en podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG) (Atlas *et al.*, 2011).

2.2 Métodos

2.2.1 Corrientes y transporte

Las series de tiempo de corrientes obtenidas en los umbrales se midieron con un intervalo de tiempo de una hora. Las series con intervalos menores fueron reducidas a series horarias, las obtenidas de diferentes anclajes, en una misma localidad, fueron interpoladas a profundidades comunes con un intervalo de profundidad de 10 m. Este es el intervalo original con el que se perfilaron las corrientes. Los huecos menores o iguales a 87 horas, entre recuperación y reinstalación de los anclajes, se interpolaron con una combinación de interpolación lineal y predicción de las corrientes de marea. Los datos se rotaron al eje perpendicular a la sección transversal de cada umbral. El transporte profundo en los umbrales de San Lorenzo y Delfín se calculó al integrar la velocidad perpendicular a la sección multiplicada por el área de la sección a cada una de las profundidades donde hay datos de velocidad. La integración se hizo desde el fondo hasta donde la velocidad media perpendicular a la sección es cero. Este flujo medio captura la mayor parte del transporte debido a las corrientes de gravedad observadas en dichos umbrales (López y García, 2003; López *et al.*, 2008).

En el umbral de San Esteban el transporte profundo de agua no se debe a la corriente media, la cual en promedio es hacia la boca del golfo a lo largo de toda la columna de agua, sino por un proceso de rectificación de mareas el cual produce un mayor ingreso de agua profunda durante el flujo de la marea comparado con el egreso durante el reflujó (López *et al.*, 2006). Por esto último y dado que el flujo neto de masa a través de la sección transversal del golfo durante un ciclo de mareas debe ser cero, debe salir más agua superficial de la que entra. En el estrecho de Gibraltar un proceso similar es el responsable de la mitad del transporte medio a través de cada una de las capas (Bryden *et al.*, 1994). En este estudio para estimar el transporte se siguió un procedimiento similar al realizado en López *et al.* (2006) con la diferencia de que se calculó el transporte por debajo de diferentes isotermas y no por debajo de las isopícnas. El transporte resultante corresponde a las series con el transporte medio máximo. Las medias y errores estándar para los transportes profundos en el umbral de San Lorenzo es de 0.07 ± 0.01 Sv (Gutiérrez *et al.*, 2014), en el de Delfín de 0.09 ± 0.01 Sv (López *et al.*, 2008) y en el de San Esteban de 0.1 ± 0.01 Sv.

2.2.2 Anomalía de velocidad geostrófica

En el cálculo de las fluctuaciones de las velocidades geostróficas superficiales se utilizaron datos de presión subsuperficial. Estas velocidades representan el promedio espacial instantáneo de las fluctuaciones temporales a través de todo el transecto en superficie (figura 1). Una de estas secciones está delimitada por Isla Tiburón y Punta San Francisquito. Esta sección se denomina “Entrada al golfo norte”. La segunda sección está delimitada por la Isla San Lorenzo y Punta San Francisquito. Esta sección se denomina “Entrada al Canal de las Ballenas”, aunque la entrada batimétrica al canal en realidad empieza en el umbral de San Lorenzo aproximadamente 20 km al sur de esta sección (figura 1). Dado que los pares de sensores utilizados para calcular la velocidad geostrófica no están a una misma superficie geopotencial, no es posible estimar la velocidad geostrófica media y únicamente se pueden estimar las fluctuaciones temporales o anomalías de la velocidad geostrófica superficial (ver apéndice A para más detalle).

Las fluctuaciones temporales de la velocidad geostrófica superficial, promediadas a través del golfo y cercanas a la boca del golfo, se estimaron con datos de anomalía del nivel del mar de la altimetría disponible. Las trayectorias satelitales ascendentes utilizadas fueron las 169, 245 y 147 y se denominaron del centro, por centro de la región sur del golfo, boca y sur-boca (al sur de la boca) (ver figura 6). De estas trayectorias solo se retuvieron los puntos que quedaron dentro del golfo o, en el caso de la sección sur-boca, los puntos que alcanzaran, aproximadamente, la extensión de la boca del golfo. Además, dentro de estos segmentos de trayectorias seleccionados, solo se utilizaron puntos que contaran con más de 70 % de los datos.

Con estos datos se calcularon los promedios mensuales climatológicos de anomalía del nivel del mar para cada punto a lo largo de las secciones. Para el cálculo de las anomalías o fluctuaciones de las velocidades geostróficas superficiales se hicieron ajustes por mínimos cuadrados, de una función cuadrática, a las secciones mensuales promedio de anomalía del nivel del mar (figura 7). Se utilizaron los extremos de la curva ajustada para la estimación de las velocidades geostróficas promediadas a través de la sección. Para comparar que tan sensible es la estimación de la velocidad al ajuste cuadrático, se estimaron también las velocidades geostróficas con las diferencias entre los puntos extremos de las secciones climatológicas mensuales que aparecen en la figura 7. Los resultados de ambas estimaciones son comparables, sin embargo la varianza explicada asociada a los ciclos estacionales (ver sección 2.2.4), obtenidos de las curvas ajustadas a las secciones de nivel del mar, son significativamente mayores (en la tabla C2 del apéndice C se presentan las componentes de los ciclos estacionales a los promedios mensuales de velocidad geostrófica superficial estimada mediante los dos métodos descritos anteriormente).

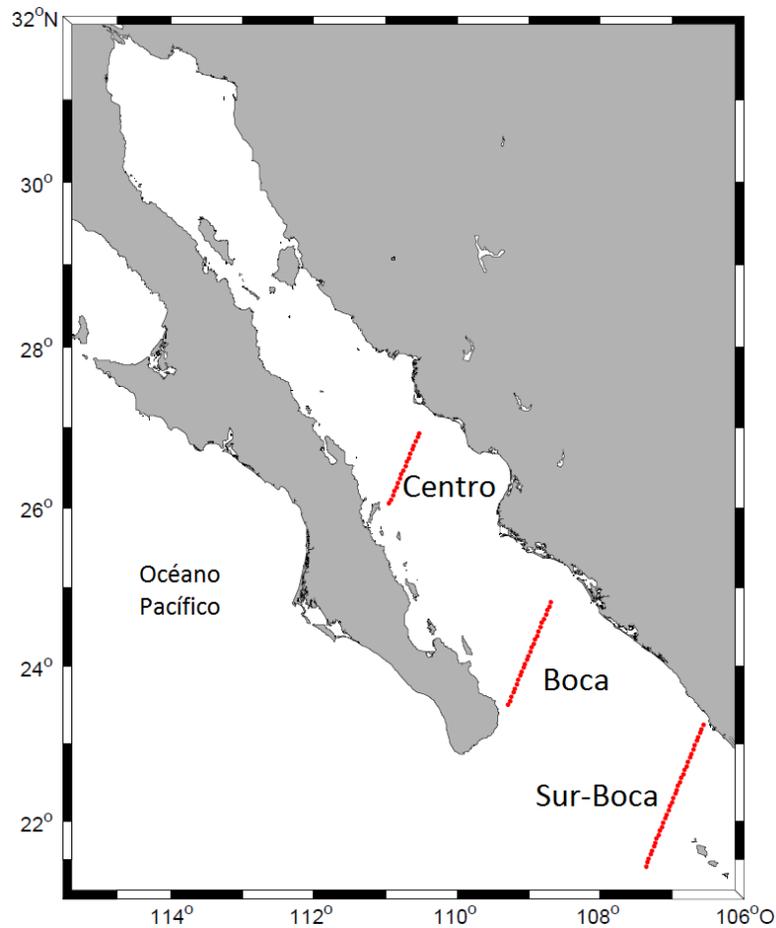


Figura 6. Segmentos de las trayectorias de altimetría utilizadas para obtener la velocidad geostrófica alrededor de la boca del golfo. Los nombres de las trayectorias están indicados en la figura.

Las diferencias de amplitud y fase en los ajustes estacionales a las tres secciones de altimetría están dentro del margen de error de cada ajuste (ver tabla 2C del Apéndice C), por ello se promediaron esas tres secciones, para cada uno de los meses climatológicos, y se obtuvo una sección representativa de la boca. A la velocidad geostrófica de esa sección promedio se le hizo el ajuste al ciclo estacional (sección Total en la Tabla 2C del Apéndice C) y se denomina como sección “boca del golfo” en el resto de este trabajo.

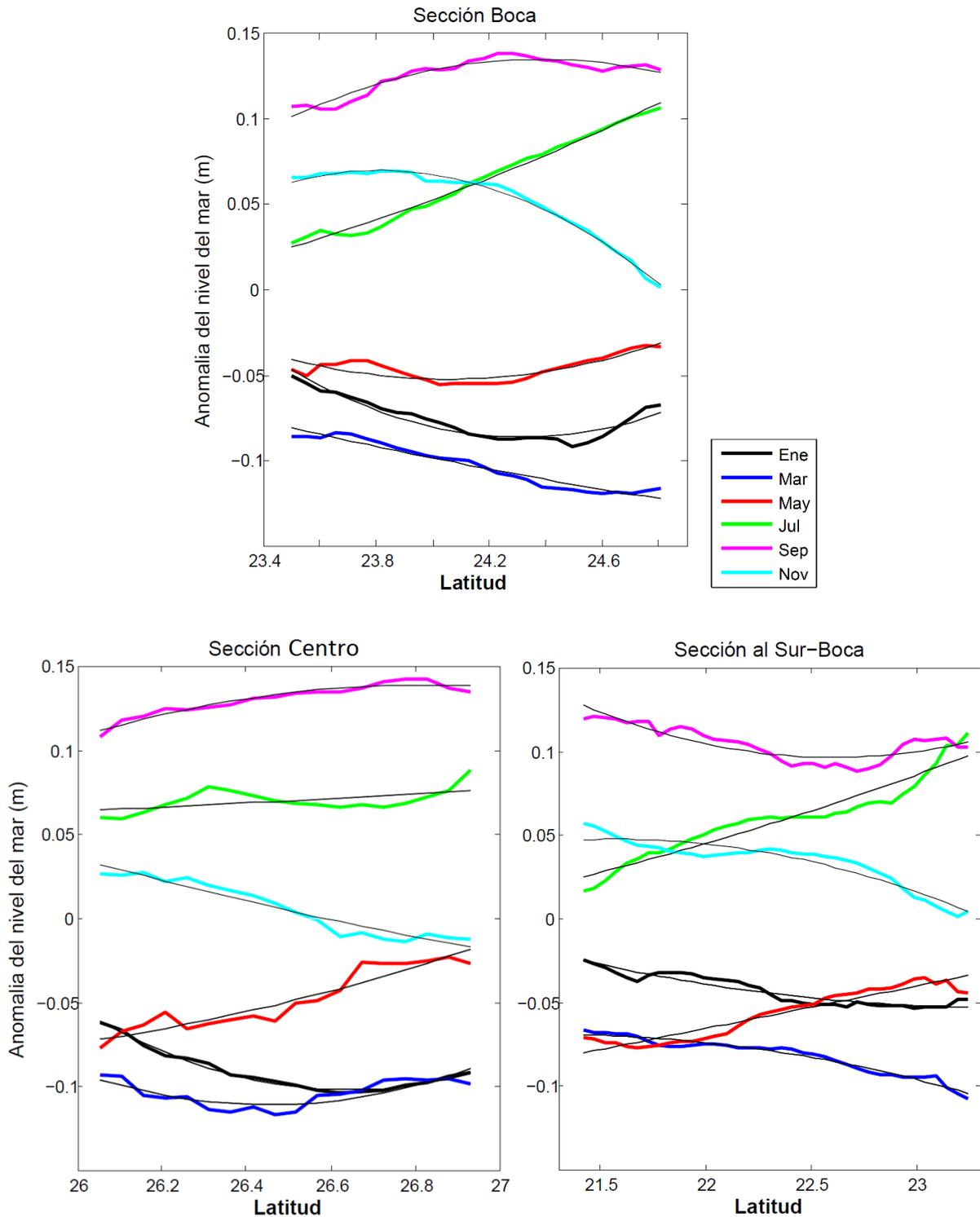


Figura 7. Anomalías de nivel del mar mensuales a través de las secciones Sur, Boca y Sur-Boca. Solo se presentan seis meses. A cada sección de anomalías de nivel del mar se le ajustó una función cuadrática por mínimos cuadrados (líneas negras delgadas).

2.2.3 Esfuerzo del viento

El esfuerzo del viento se estimó con datos de viento superficial del producto CCMP para cada punto dentro del golfo al sur de las grandes islas (figura 8). La fórmula utilizada es

$$\tau_y = \rho_a C_D |U| v_y \quad (1)$$

donde τ_y es el esfuerzo del viento a lo largo del golfo, orientado a 127° respecto al este (orientación del golfo), con unidades de N/m^2 o Pascales (Pa). En esta ecuación la densidad del aire está indicada por ρ_a (1.3 kg m^{-3}). Tanto la rapidez del viento, $|U|$, como el viento a lo largo del golfo (positivo hacia la cabeza), v_y , están referidos a 10 metros de la superficie del océano. El coeficiente adimensional de arrastre, C_D , tiene un valor típico de 1.3×10^{-3} (Wunsch, 1996), sin embargo en este estudio utilizamos un valor constante de 1.2×10^{-3} para vientos con intensidades de 4 a 11 m/s. Para valores entre 11 y 25 m/s está dado por la función lineal $(0.49 + 0.065|U|) \times 10^{-3}$ (Large y Pond, 1981).

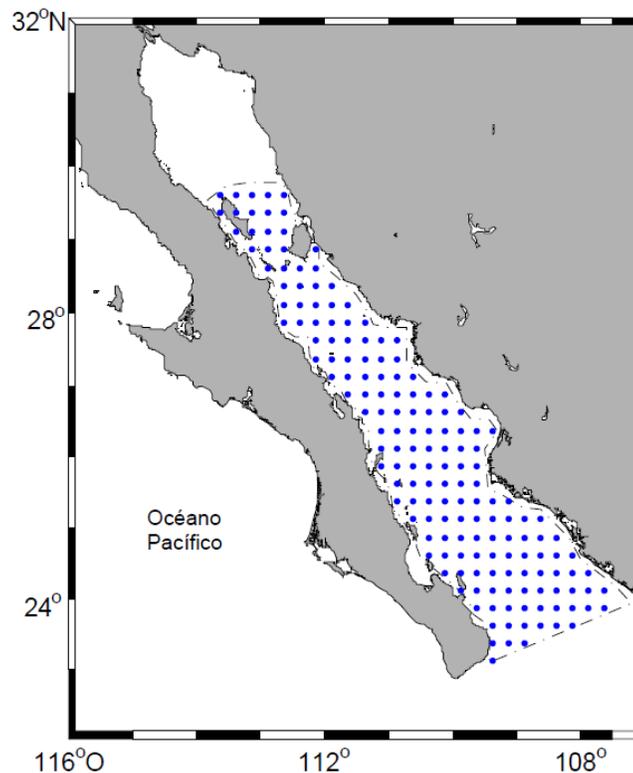


Figura 8. Puntos de malla utilizados, dentro del golfo, del producto de viento de CCMP.

2.2.4 Ajuste por mínimos cuadrados al ciclo estacional.

Como una medida para determinar la bondad del método y comparar los ajustes a diferentes tipos de datos, se obtuvieron los ciclos estacionales de los datos horarios filtrados para eliminar frecuencias subinerciales, de los promedios mensuales y de los datos climatológicos o típicos. Estos últimos son promedios mensuales hechos con todos los datos disponibles para cada mes y por tanto se obtienen únicamente 12 valores. La comparación entre estos diferentes ajustes se presenta en el apéndice C. Lo más destacable de esto es que con los promedios climatológicos se tiene una mayor bondad asociada a los ajustes y por ello todos los resultados presentados en este trabajo fueron hechos con estos datos. En lo sucesivo solo se hace referencia a ellos como “promedios mensuales”.

El ciclo estacional fue extraído, de las series mensuales promedio, con el método de mínimos cuadrados. El ajuste esta expresado como

$$D = FA + R \quad (2)$$

donde D es el vector de datos con dimensiones $(n \times 1)$, F es la matriz de funciones que ajustamos $(n \times m)$ (m : número de funciones del ajuste), A el vector columna $(m \times 1)$ que contiene los coeficientes para determinar los parámetros del ajuste y R es el vector columna con los residuos del ajuste $(n \times 1)$ (Wunsch, 1996; Emery y Thomson, 1998). La solución de este sistema, una vez minimizada la suma pesada de los cuadrados de los residuos, es

$$A = (F^T W F)^{-1} F^T W D \quad (3)$$

donde W es una matriz diagonal simétrica $(n \times n)$ de pesos. El ajuste tiene la forma

$$q_i = A_0 + A_1 \cos(\omega t_i - \varphi_1) + A_2 \cos(2\omega t_i - \varphi_2) + r_i \quad (4)$$

donde q_i es cualquier variable de interés (ej. temperatura, transporte), A_0 es la amplitud cero o valor medio, φ_1 y A_1 la fase y amplitud anual, φ_2 y A_2 las componentes

semianuales, t_i el tiempo, R_i los residuos del ajuste y $\omega = \frac{2\pi}{T}$ la frecuencia angular ($T = 365.25$ días). El subíndice i se refiere al i -ésimo elemento de la serie. Los errores estimados solo atienden a las incertezas relacionadas a la bondad del ajuste y no a los errores en las mediciones (Berón-Vera y Ripa, 2000) (ver apéndice B para más detalle). Los ajustes hechos son para los 12 promedios mensuales. En el eje horizontal se indican los inicios de mes, sin embargo los valores en el tiempo están referidos a aproximadamente los días 15. Dado que en la mayoría de los casos analizados la componente semianual es significativa, las diferencias de fase entre las respectivas componentes (anual y semianual) en los ajustes, no necesariamente indican la diferencia de tiempo en la ocurrencia de los máximos o mínimos. Por ello en muchos casos, que se describen en los resultados y discusiones, se hace referencia a las diferencias de tiempo entre los respectivos máximos y/o mínimos.

2.2.5 Funciones empíricas ortogonales

Las funciones empíricas ortogonales (FEOs) son la transformación de un conjunto de datos de tal forma que las funciones resultantes reordenan la varianza total de los datos en modos, en este caso funciones espaciales y temporales, que explican un cierto porcentaje de la varianza total. Generalmente unos pocos (en ocasiones solo uno) modos explican la mayor parte de la varianza en los datos. Por ello pueden utilizarse para describir los patrones espaciales y variaciones temporales dominantes. En este trabajo, las FEOs se utilizan para realizar la partición de la varianza de un conjunto de series de tiempo distribuidas espacialmente. Su construcción es a través de la obtención de matriz de covarianza de los datos y la obtención de los eigenvalores y eigenvectores de esta matriz (Wunsch, 1996; Emery y Thomson, 1998). Este método se utilizó para encontrar la estructura temporal y patrón espacial del esfuerzo del viento en la malla de los datos de viento de CCMP dentro del golfo (figura 8). La matriz T , con dimensiones $(t \times s)$, contiene los datos de esfuerzo del viento a lo largo del golfo. Para este caso $s \ll t$ pues s representa el número de puntos de malla dentro del golfo y t la longitud (número de datos) de las series de tiempo en dichos puntos. Con T se construyó la matriz de

anomalías con respecto a la media (a cada serie se le resta su media), T' , y de esta manera se obtuvo la matriz cuadrada de covarianza C con dimensiones $(s \times s)$

$$C = \langle T'^T T' \rangle = \frac{1}{t-1} T'^T T' \quad (5)$$

Esta matriz contiene la covarianza entre cualquier par de series de tiempo en T y el superíndice T indica la matriz transpuesta. Los eigenvalores λ y eigenvectores \bar{V} se obtuvieron de la solución de

$$(C - I\lambda)\bar{V} = 0 \quad , \quad (6)$$

donde I es la matriz identidad con las mismas dimensiones que C . Como la matriz T es real, la matriz de covarianza C es positiva definida, esto significa que los elementos en λ son diferentes de cero y por lo tanto cada eigenvalor, distinto de cero, tiene asociado un eigenvector en V . Los eigenvectores son ortogonales entre si y por ello cada uno puede representar un patrón espacial con algún significado físico determinado. De esta manera el porcentaje de la varianza que cada modo captura (λ_i) de la matriz T está expresado por

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{j=1}^s \lambda_j} \quad (7)$$

Donde el denominador representa la suma de los s eigenvalores. Por último la evolución temporal de cada modo se obtuvo al proyectar los datos originales sobre la matriz de eigenvectores. El resultado tiene la forma

$$A = TV \quad (8)$$

donde A , con dimensiones $(t \times s)$, son las componentes principales de T . Estas son las series que representan la variación temporal de todos los elementos en T y de la función asociada al primer modo que explica casi la totalidad de la varianzas se extrajo el ciclo estacional del esfuerzo del viento a lo largo del golfo.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Velocidades geostróficas

El ciclo estacional de las velocidades geostróficas a través de la sección sur del Canal de Ballenas y de la sección representativa de la entrada al golfo norte (ver figura 10) presenta una importante componente semianual con una amplitud cercana a la mitad de la anual. Estos ciclos están desfasados entre sí, aproximadamente 40 días, a través de la componente anual. Las componentes semianuales de ambos ciclos son máximas en enero (todos los parámetros de los ajustes se presentan en la tabla 1). No obstante la máxima correlación entre estos ciclos se produce a un desfase de 17 días. Además los máximos de entrada y salida, en julio y octubre respectivamente, ocurren prácticamente al mismo tiempo. Las series horarias filtradas, para eliminar las mareas, presentan una buena correlación (~ 0.7) a un desfase de 5 días (figura 9). Por otro lado el ciclo estacional en la boca del golfo es principalmente anual con una menor contribución semianual (figura 10), sin embargo las máximas entradas y salidas ocurren al mismo tiempo que en el golfo norte. Además las amplitudes en la boca son menores que en el golfo norte lo que puede deberse a que el intercambio en la boca ocurre en una sección transversal mucho más grande que en el golfo norte.

Tabla 1. Componentes del ciclo estacional de anomalía de velocidad geostrófica a través de las diferentes secciones. A_1 y φ_1 son la amplitud y la fase de la componente anual. A_2 y φ_2 son la amplitud y la fase de la componente semianual. La varianza explicada o bondad de la ajuste está indicada por R^2 .

	A_1 (m/s)	φ_1/ω (día/mes)	A_2 (m/s)	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
<i>Entrada al Canal de Ballenas</i>	0.08 ± 0.01	$27/4 \pm 11$	0.05 ± 0.01	$15/1 \pm 8$	0.87
<i>Entrada al Golfo norte</i>	0.09 ± 0.01	$11/6 \pm 8$	0.05 ± 0.01	$15/1 \pm 6$	0.91
<i>Boca del golfo</i>	0.05 ± 0.01	$28/6 \pm 6$	0.02 ± 0.01	$14/1 \pm 8$	0.93

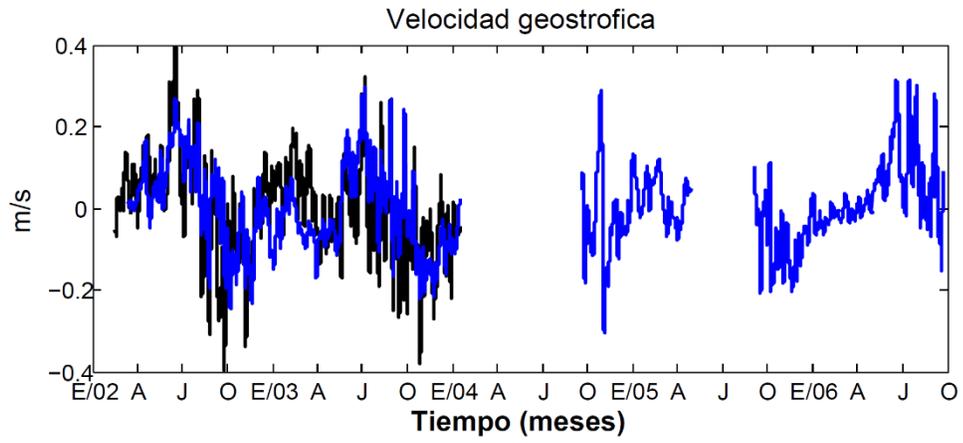


Figura 9. Velocidad geostrofica a través de la entrada sur al Canal de Ballenas (azul) y de la entrada al Golfo norte (negro). La máxima correlación entre ambas series es de ~ 0.7 a un desfase de 5 días.

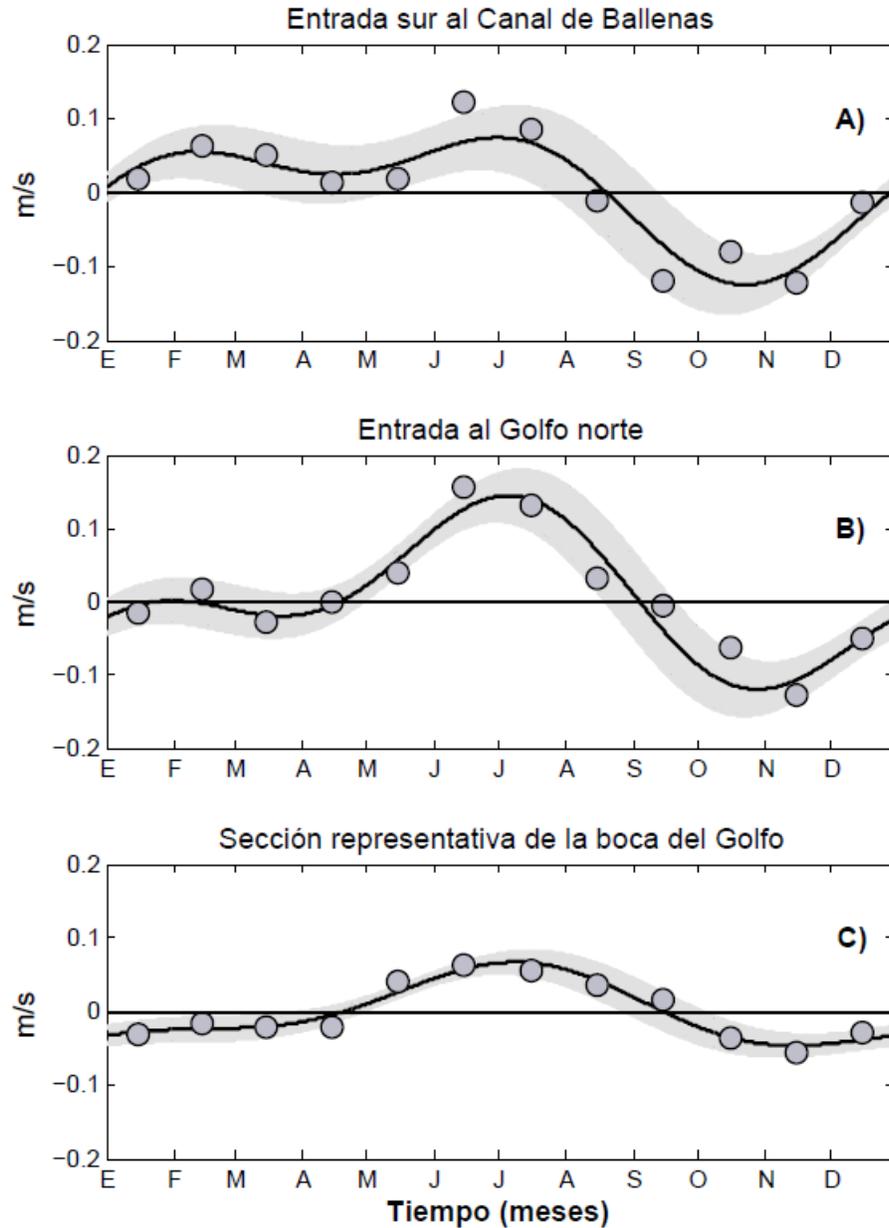


Figura 10. Ciclo estacional de la anomalía de velocidad geostrófica. El nombre de las secciones está indicado en la figura. Los ciclos A y B fueron derivados de las series de tiempo de los sensores de presión subsuperficial ubicados en los umbrales. La figura C se derivó del promedio de las tres secciones de altimetría cercanas a la boca del golfo. Los círculos grises indican los promedios mensuales de velocidad geostrófica. La banda gris que envuelve al ciclo estacional, es el margen de error del ajuste.

3.2 Corrientes

El perfil medio de las corrientes en San Lorenzo presenta un máximo positivo cercano al fondo y velocidades superficiales negativas de menor intensidad (figura 11A). En San Esteban la velocidad media fue negativa (hacia la boca del golfo) a lo largo de toda la columna y de baja intensidad (figura 12A). El perfil medio presenta dos máximos relativos, uno cercano al fondo de ~ 0.1 m/s y otro cercano a la superficie del mismo orden. Las velocidades medias en San Esteban no son tan intensas como en San Lorenzo en donde alcanzan hasta 0.3 m/s. En Delfín el perfil es similar al de San Lorenzo pues presenta un máximo positivo en el fondo de 0.17 m/s, así como corrientes superficiales hacia la boca del golfo (figura 13A). En los umbrales de San Lorenzo y Delfín la intensificación de la corriente cercana al fondo se debe a la presencia de corrientes de gravedad que ahí inician y fluyen pendiente abajo hacia el Canal de Ballenas y Cuenca Delfín, respectivamente (López y García, 2003; López *et al.*, 2008). En el Canal de Ballenas (figura 14A) el perfil es inverso, respecto a San Lorenzo y Delfín. Las velocidades son menores a los 0.05 m/s cerca del fondo. Las velocidades positivas de ~ 0.15 m/s hacia fuera del canal están cerca de la superficie. Los perfiles medios son muy similares a los presentados en López *et al.*, (2006 y 2008).

En San Lorenzo, a lo largo de la columna de agua, las amplitudes anual y semianual son comparables entre sí (figura 11 B y C), sin embargo solo la componente semianual es la que presenta el desfase de 180° entre las corrientes superficiales y las de fondo. Las amplitudes de las componentes, anual y semianual, son más bajas para las corrientes por arriba de los 100 y 200 m de profundidad, respectivamente (figuras 11B y C). En San Esteban la amplitud anual es por lo menos el doble que la semianual a lo largo de toda la columna (figura 12 B y C). No se observa un desfase significativo entre las corrientes superficiales y de fondo para esta frecuencia. La amplitud anual tiene un desfase de 180° en las dos profundidades más someras (figura 12D). En estas profundidades el valor anual es cercano a cero, por ello se considera a estos desfases como no significativos.

En Delfín la amplitud anual (figura 13B) es la dominante a lo largo de la columna, sin embargo las fases anual y semianual carecen de un patrón definido en la vertical (figura 13 D y E). Parece ser que las corrientes cercanas a la superficie y las de fondo están en fase. Cabe señalar que por encima de los 100 m hay un aumento de las incertezas del ajuste. En contraste a las localidades anteriores, en el umbral de Ballenas ambas componentes están aproximadamente desfasadas 180° entre fondo y superficie (figura 14 D y E), sin embargo es la amplitud anual la de mayor significancia estadística (figura 14B). El hecho de que en el umbral de Ballenas si se presente un desfasamiento en las corrientes, puede deberse a que en este umbral si existe un confinamiento real superficial debido a la Isla Ángel de La Guarda y la Península (figura 1). En contraste en los umbrales Delfín y San Lorenzo la sección transversal en superficie es el ancho total del golfo.

La bondad asociada a los ajustes (R^2) a lo largo de toda la columna en San Lorenzo es de 0.7 a 0.9. Cerca del fondo los ajustes hechos únicamente a la frecuencia semianual tiene una R^2 de ~ 0.5 . Para el ajuste hecho a la componente anual es de ~ 0.2 . Cerca de la superficie las dos componentes son comparables entre sí con un valor para la anual de 0.5 y para la semianual de ~ 0.3 (figura 11F). En San Esteban la R^2 del ajuste es cercana 0.9 a lo largo de toda la columna excepto cerca de la superficie donde se presenta un mínimo de ~ 0.5 (figura 12F). La componente anual tiene un valor de 0.8 y por ello es significativamente mayor a la semianual, esta última con menos de 0.2 en gran parte de la columna. En Delfín la R^2 es alta a lo largo de toda la columna; los valores van de 0.7 a 1. La componente anual tiene un valor ~ 0.8 y es esta la que domina a lo largo de la columna. Solo en subsuperficie hay un máximo semianual de 0.5 y mínimo anual de ~ 0.3 (figura 13F). En el umbral del Ballenas la R^2 es representada únicamente por la componente anual. Los valores van de 0.7 a 0.9 entre 300 y 600 m de profundidad, solo en superficie es mínima (figura 14F).

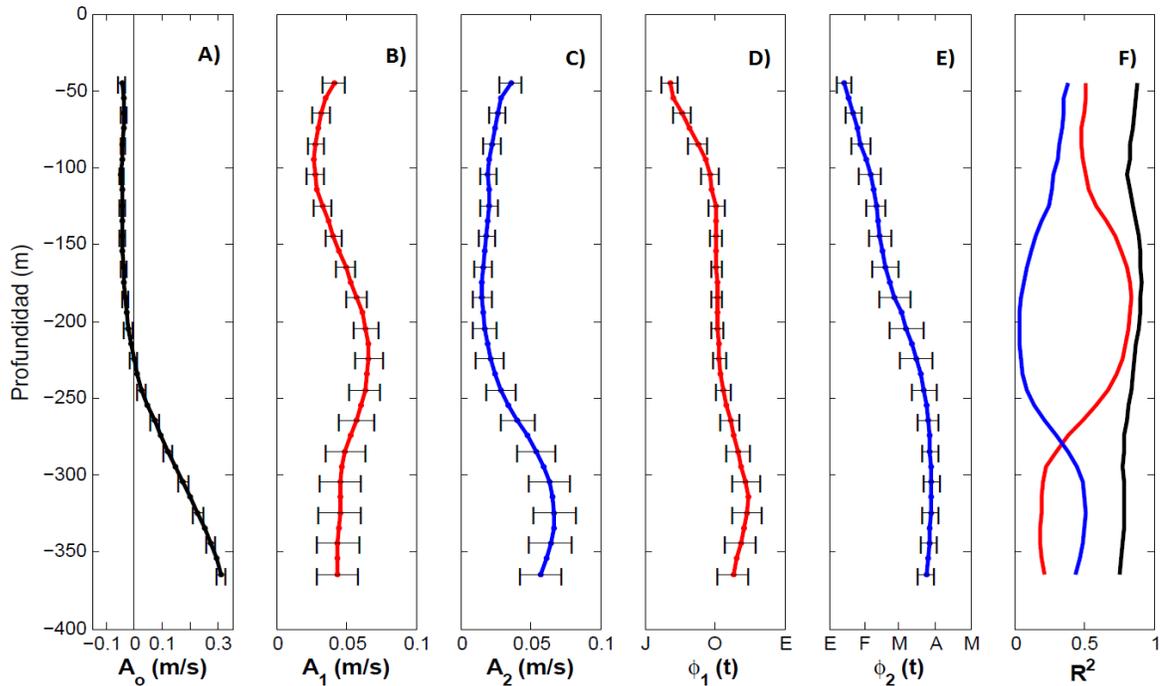


Figura 11. Ciclo estacional de las corrientes a lo largo de la columna de agua en el umbral de San Lorenzo. La componente anual está en rojo y la semianual en azul. Las componentes del ajuste por mínimos cuadrados son el valor medio del ajuste (A_0), la amplitud anual (A_1) y semianual (A_2), la fase anual (ϕ_1) y semianual (ϕ_2), así como el índice de bondad del ajuste (R^2). En este último, la curva azul es la bondad obtenida únicamente al hacer el ajuste estacional a la frecuencia semianual, el rojo a la anual y el negro para las dos frecuencias. Las barras horizontales en cada punto son el error asociado a las componentes del ajuste.

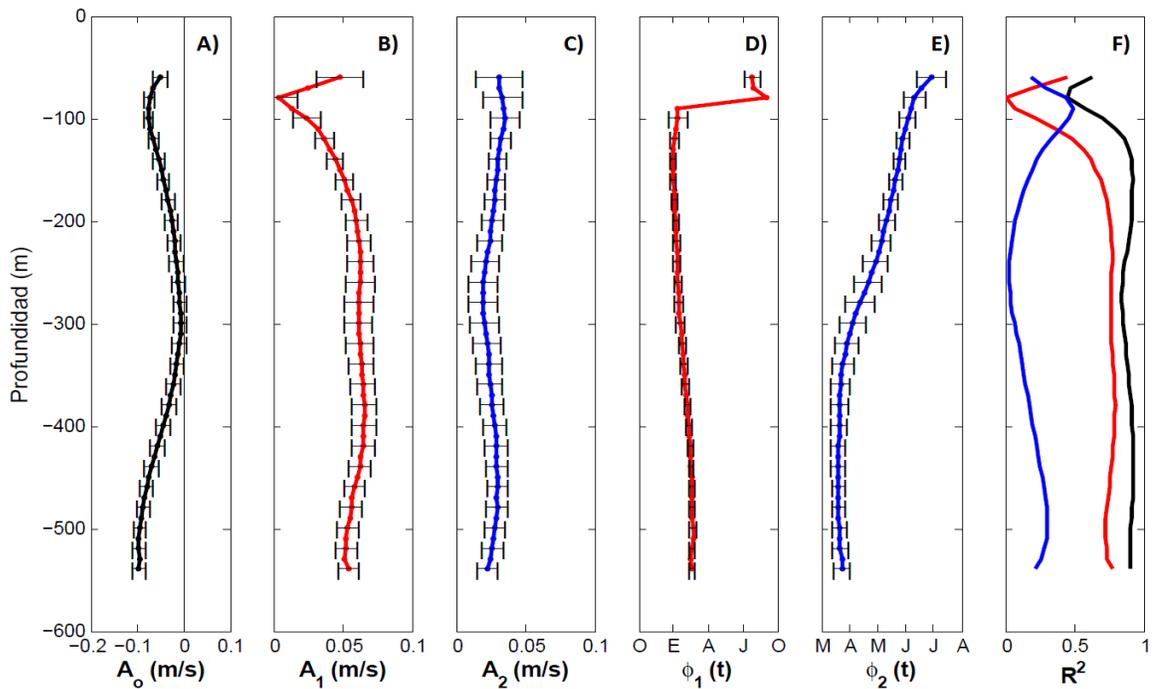


Figura 12. Igual que en la figura anterior pero para el umbral de San Esteban.

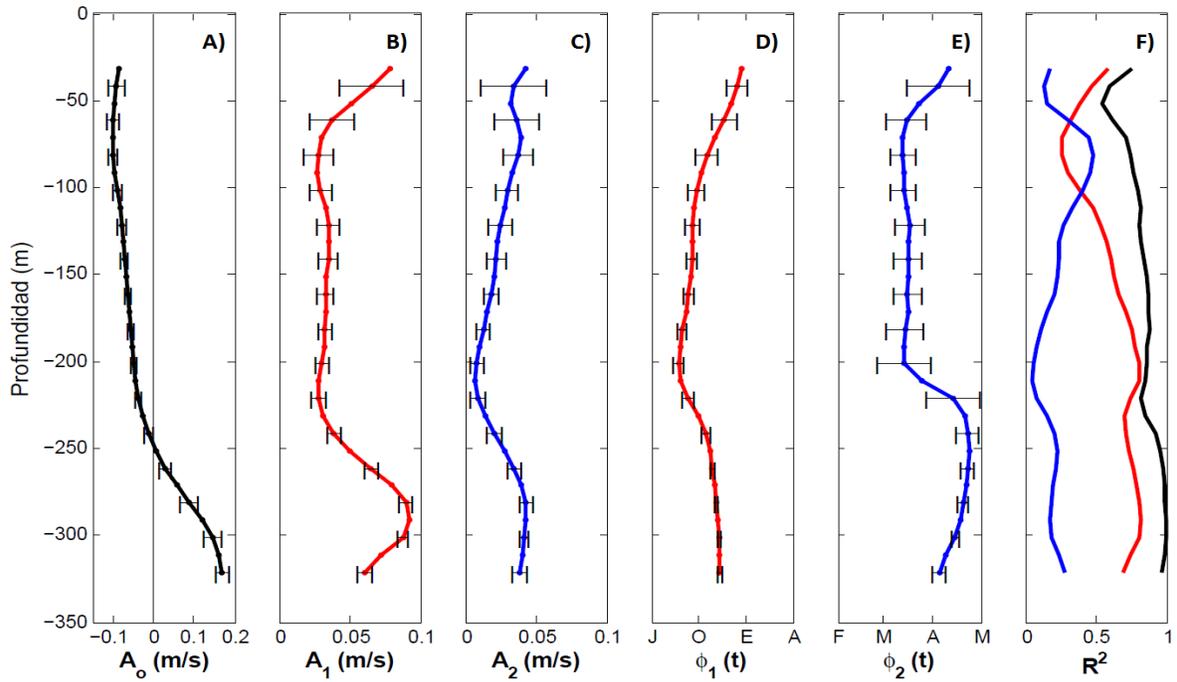


Figura 13. Igual que la figura anterior pero para el umbral de Delfín.

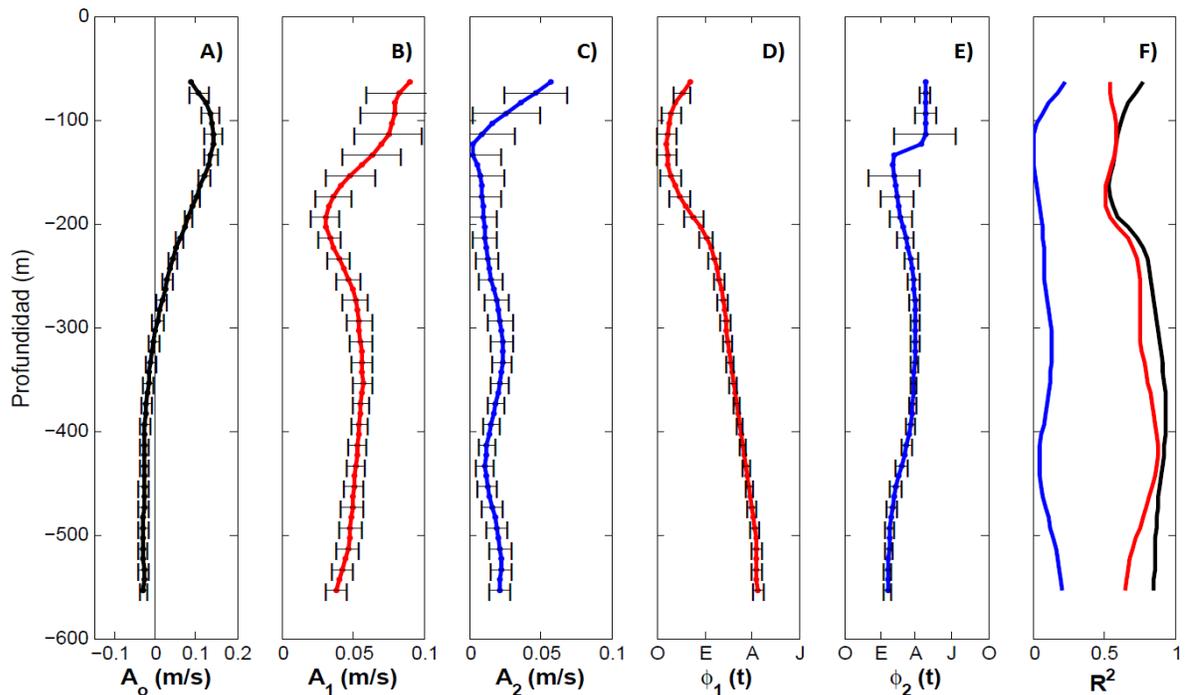


Figura 14. Igual que la figura anterior pero para el umbral de Ballenas. En el perfil de la fase semianual se omitieron las barras de error a la profundidad de ~120 m ya que son muy grandes. Estos errores están asociadas a una amplitud cercana a cero.

3.3 Transporte

En San Lorenzo el transporte presenta contribuciones anuales y semianuales comparables, sin embargo, ambas son menores al valor medio ya que el ciclo estacional siempre es positivo (tabla 2 y figura 16). En contraste, en el umbral de San Esteban la componente semianual es la que domina; en esta localidad no se logró resolver la componente anual (tabla 2). La máxima correlación entre las series horarias filtradas de ambos umbrales tiene un valor de ~ 0.6 a un desfase aproximado de dos meses (figura 15). Por otro lado en Delfín el ciclo estacional es principalmente anual. Entre los ciclos estacionales de Delfín y San Esteban hay un desfase de cuatro meses entre las componentes anuales; solo las amplitudes semianuales están aproximadamente en fase.

Tabla 2. Componentes del ciclo estacional del transporte profundo en los diferentes umbrales. En rojo están indicados los resultados con un alto margen de error.

	A_0 (Sv)	A_1 (Sv)	φ_1/ω (día/mes)	A_2 (Sv)	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
<i>San Lorenzo</i>	0.07 ± 0.01	0.04 ± 0.01	$12/10 \pm 12$	0.03 ± 0.01	$24/3 \pm 8$	0.79
<i>San Esteban</i>	0.1 ± 0.01	0.01 ± 0.01	$7/2 \pm 66$	0.04 ± 0.01	$18/3 \pm 7$	0.73
<i>Delfín</i>	0.09 ± 0	0.06 ± 0	$30/10 \pm 3$	0.03 ± 0	$12/10 \pm 3$	0.98

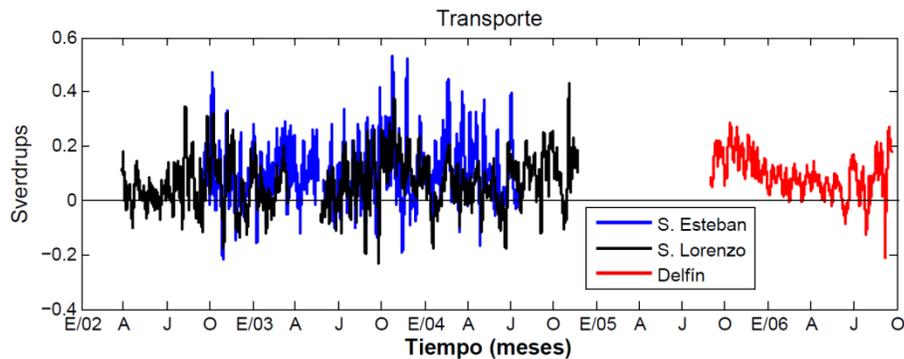


Figura 15. Series de tiempo horarias del transporte cercano al fondo en los diferentes umbrales. La máxima correlación, de 0.56, entre el transporte en San Lorenzo y San Esteban es a 43 días de desfase.

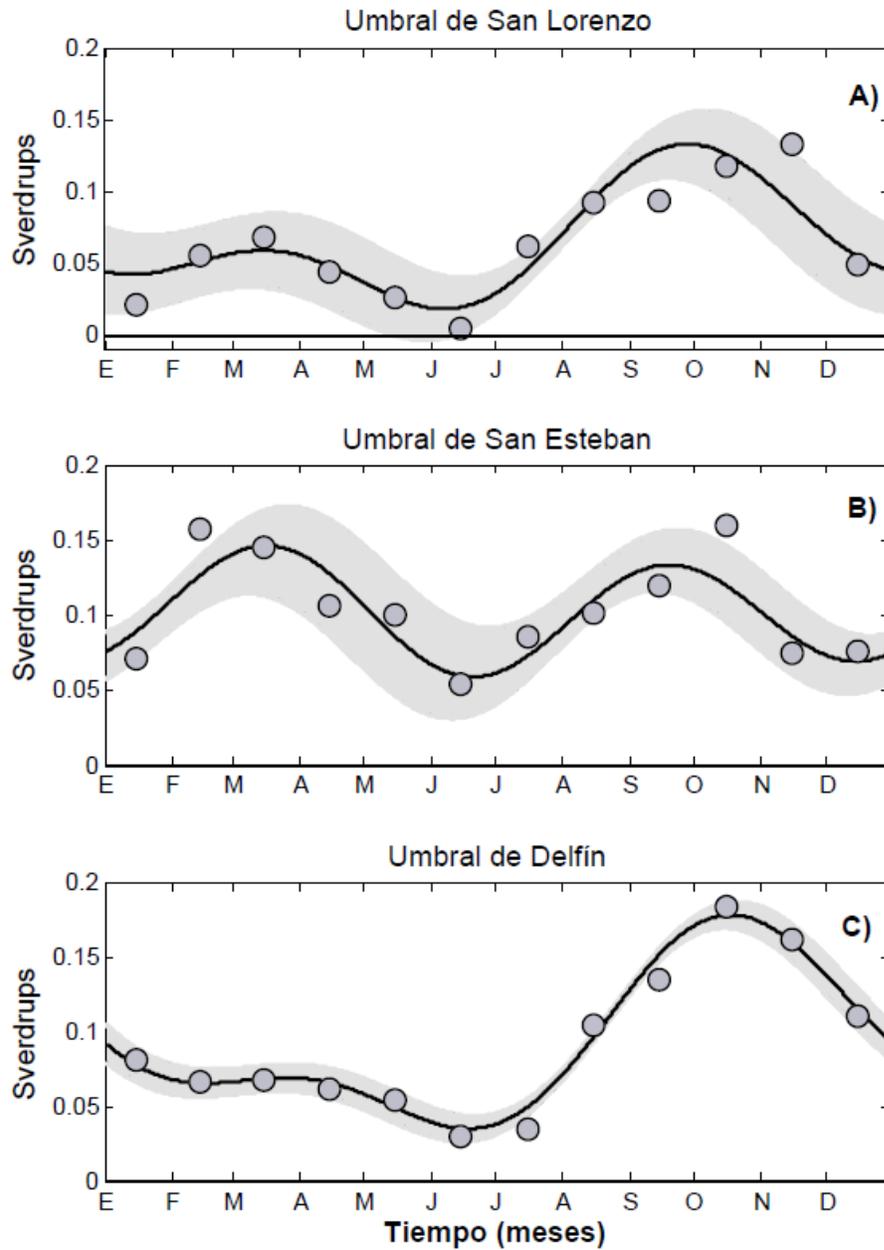


Figura 16. Ciclo estacional del transporte cercano al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. Las localidades están indicadas en el título. La línea negra en A) indica el cero. Los círculos grises indican los promedios de transporte. La banda gris que envuelve al ciclo estacional es el margen de error del ajuste.

3.4 Temperatura y salinidad

Las series horarias filtradas de temperatura cercanas al fondo en los cuatro umbrales se muestran en la figura 17. Las medias y la intensidad de las fluctuaciones presentan grandes diferencias entre umbrales. En el Canal de Ballenas las fluctuaciones son mucho menores debido a que el agua que se mezcla cerca del fondo ha reducido significativamente la estratificación. En San Lorenzo y San Esteban existe un mayor rango de temperatura. Sin embargo, en promedio, son estas las más frías. En contraste en Ballenas se observan las temperaturas más altas a pesar de que, junto con San Esteban, son los umbrales más profundos (600 m). La temperatura media más alta en el umbral del Canal de Ballenas también se debe a la mayor mezcla de las aguas que llegan a esa localidad.

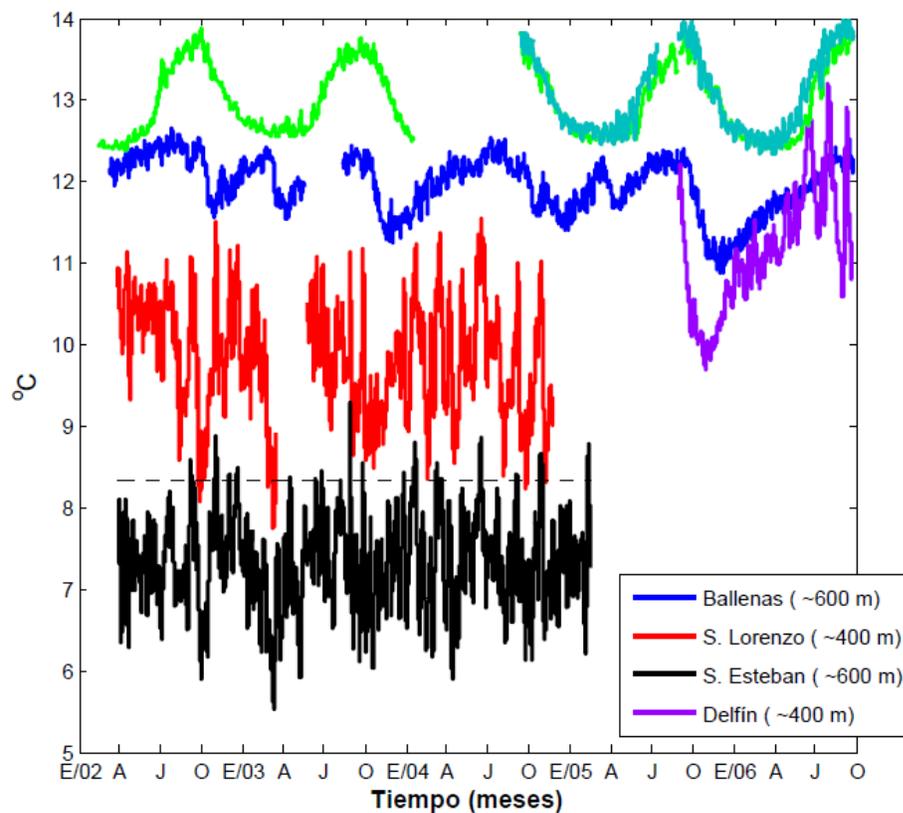


Figura 17. Series de tiempo, entre enero del 2002 y octubre del 2006, de la temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. En el recuadro y entre paréntesis se indican las profundidades aproximadas de dichos umbrales. Las series de tiempo verdes son la temperatura cerca de la superficie registrada por los sensores de presión en San Francisquito y en el Canal de Ballenas (esta última de 8/2004 a 10/2006). Estas series tienen una temperatura promedio de ~20 °C y un rango de 13 a 30 °C. En esta gráfica se redujo su rango a un 10% y se le restaron 8 grados. A la serie de tiempo de San Esteban se le resto un grado para bajarla y poder compararla con el resto de las series. La línea discontinua indica el valor medio de la serie.

Con el objetivo de determinar si en las series de tiempo existe una importante contribución de frecuencia interanual, se compararon las observaciones de temperatura con los valores del Índice Oceánico del Niño (ONI por sus siglas en inglés) para el periodo de 2002 al 2006 (figura 18). El ONI es una medida utilizada para monitorear el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés). El índice se calcula al obtener los promedios corridos trimestrales de las anomalías de temperatura superficial en el Océano Pacífico Central Oriental (5° N - 5° S, 120° - 170° O). Los desfases entre las anomalías del ONI y las observadas en los umbrales no son mayores a un mes debido a que la velocidad de fase con la que se propaga esta señal a lo largo de las costas de Pacífico es de 140 a 240 km/día (ver por ejemplo Pedlosky, 2003).

Las anomalías positivas identificadas en esta serie son para los periodos de abril del 2002 a marzo del 2003, así como junio del 2004 a marzo del 2005. Las anomalías negativas están entre octubre del 2005 a mayo del 2006. Todos estos valores están clasificados como de moderada a baja intensidad (valores disponibles en cpc.ncep.noaa.gov). Todos los periodos cálidos indicados por el ONI concuerdan con los periodos de medición en San Lorenzo y San Esteban. El único periodo frío concuerda con el periodo de observación en Delfín y Ballenas. Las anomalías de temperatura en los umbrales no presentan una respuesta evidente a los periodos cálidos asociados al ENSO. En contraste en Ballenas y Delfín el decaimiento de la temperatura, a finales del 2005, está en fase al periodo más intenso de la Niña. Esto es importante de resaltar pues esta disminución de la temperatura debería inducir a un aumento anómalo en el transporte. Sin embargo esto último no es posible estimarlo debido a la longitud de las series de tiempo.

A pesar de esto la correlación con la serie de tiempo más larga, anomalía de temperatura en Ballenas, es de solo 0.6. Por ello y para cuantificar el efecto de estas anomalías en el ciclo estacional de temperatura se compararon los ajustes estacionales hechos para los periodos de ENSO positivo (2002 - 2005) y negativo (2005 - 2006) por separado. El rango original de temperatura de 0.83°C se redujo en $\sim 0.1^{\circ}\text{C}$ en el ajuste hecho al periodo ENSO positivo. El rango aumentó aproximadamente en 0.4°C durante el periodo ENSO negativo. A pesar de este aumento de $\sim 50\%$ en el rango de temperaturas estacionales, el promedio no varió significativamente. El promedio para

todo el periodo de observaciones es de $11.96\text{ }^{\circ}\text{C}$, para el periodo ENSO positivo $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ y para el ENSO negativo $11.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aunque la tendencia durante ENSOs positivos y negativos si son las esperadas, las series son demasiado cortas para establecer una media representativa que no esté afectada por variaciones interanuales. Por otro lado, las diferencias de fases entre el ajuste hecho a todos los datos disponibles y a las series recortadas (ENSO positivo y negativo) es de a lo más 15 días. Estas diferencias en los ciclos estacionales son pequeñas y por ello podemos suponer que no hay efectos significativos de escala interanual. Los ciclos estacionales de las series totales de temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte se muestran en la figura 19. Las componentes de los ajustes se muestran en la tabla 3.

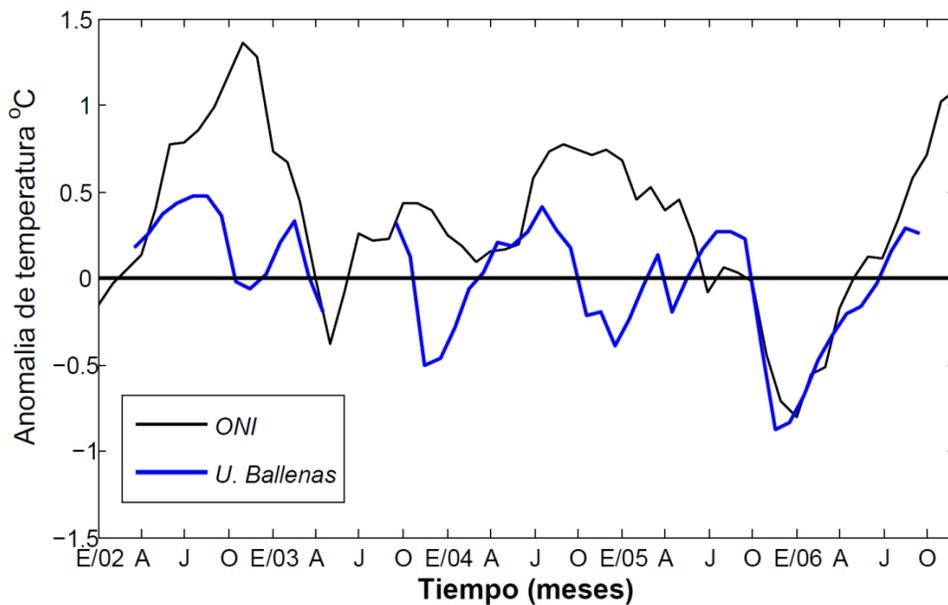


Figura 18. Valores mensuales del Índice Oceánico del Niño (ONI) y de la anomalía de temperatura cercana al fondo en el umbral de Ballenas. La correlación entre estas series es de 0.6.

Tabla 3. Componentes del ciclo estacional de temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales. En rojo están indicados los resultados con un alto margen de error.

	A_0 (°C)	A_1 (°C)	φ_1/ω (día/mes)	A_2 (°C)	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
<i>San Lorenzo</i>	9.8 ± 0.04	0.3 ± 0.06	$4/5 \pm 13$	0.4 ± 0.1	$19/12 \pm 5$	0.88
<i>San Esteban</i>	8.3 ± 0.03	0.05 ± 0.05	$19/8 \pm 51$	0.2 ± 0.05	$19/12 \pm 7$	0.73
<i>Delfín</i>	11 ± 0.05	0.8 ± 0.1	$5/6 \pm 4$	0.4 ± 0.1	$18/1 \pm 4$	0.98
<i>Ballenas</i>	12 ± 0.02	0.3 ± 0.03	$5/7 \pm 5$	0.1 ± 0.03	$25/2 \pm 5$	0.96

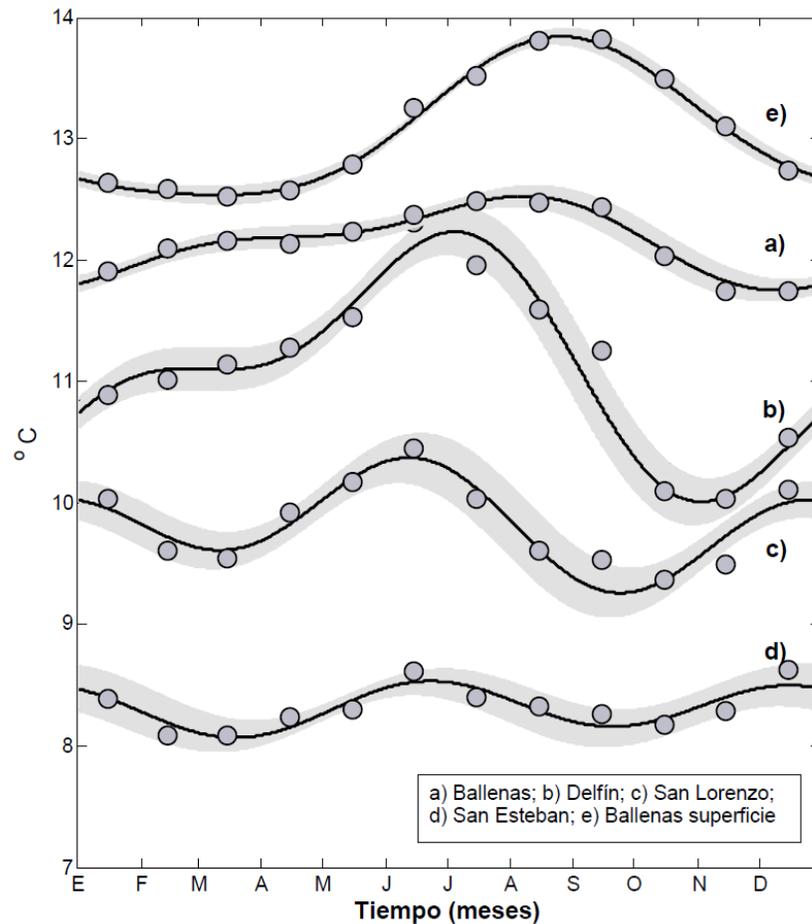


Figura 19. Ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo en los diferentes umbrales del golfo norte. Al ciclo estacional de la temperatura superficial (e) se le redujo su rango a un 10% y se le restaron 8 grados. La amplitud anual real de este ajuste es de 6.5 ± 0.2 °C y su promedio de 21 ± 0.01 °C.

La temperatura cercana al fondo en San Lorenzo y San Esteban presentó una fuerte componente semianual (tabla 3), a diferencia de Delfín y Ballenas donde ésta contribución es menor. Únicamente en San Esteban el ciclo estacional está representado completamente por la componente semianual, pues la componente anual no logró resolverse. Debido al confinamiento en la vertical y en la horizontal, por la presencia de los canales y umbrales, a las características termohalinas del agua cercana al fondo (agua Subsuperficial Subtropical) y al sentido del transporte, podemos suponer que el agua cercana al fondo de todos los umbrales tiene origen en el Pacífico, con menor (San Lorenzo y San Esteban) o mayor (Delfín y canal de Ballenas) mezcla con aguas cercanas a la superficie. El hecho de que las aguas profundas en la zona de los umbrales tengan un origen común nos permite suponer que las diferencias en la estructura temporal de los ciclos estacionales son debidas principalmente a procesos locales (p. ej. Advección y mezcla). En Delfín el ciclo estacional de salinidad, que es principalmente anual con una contribución semianual importante, está aproximadamente en fase a la temperatura cercana al fondo y 180° fuera de fase con la densidad durante mayo (figura 20) (los valores de estos ajustes están en la tabla 4). Esto último vale la pena resaltarlo pues se sabe que las variaciones de densidad del golfo son principalmente debidas a la estacionalidad de los cambios de temperatura proporcionalmente más grandes que las inducidas por la salinidad (Bray, 1988). Por esto último, la estructura de la temperatura es cualitativamente similar e inversa a la de la densidad. El ciclo estacional de salinidad y densidad en el umbral de Delfín refuerzan esta idea. Los ciclos estacionales de temperatura y salinidad en el umbral Delfín y el de temperatura en San Lorenzo, están aproximadamente en fase. Por otro lado, el ciclo estacional de temperatura está 180° fuera de fase con el ciclo del transporte en San Lorenzo (figura 21A) y aproximadamente en fase con la velocidad geostrofica superficial a la entrada del Canal de Ballenas. Esto sugiere, consistente con un intercambio estacional de la región, que la mayor entrada de agua profunda al golfo norte está asociada a agua, más fría, densa y menos salina, proveniente del océano Pacífico así como a la exportación de agua superficial.

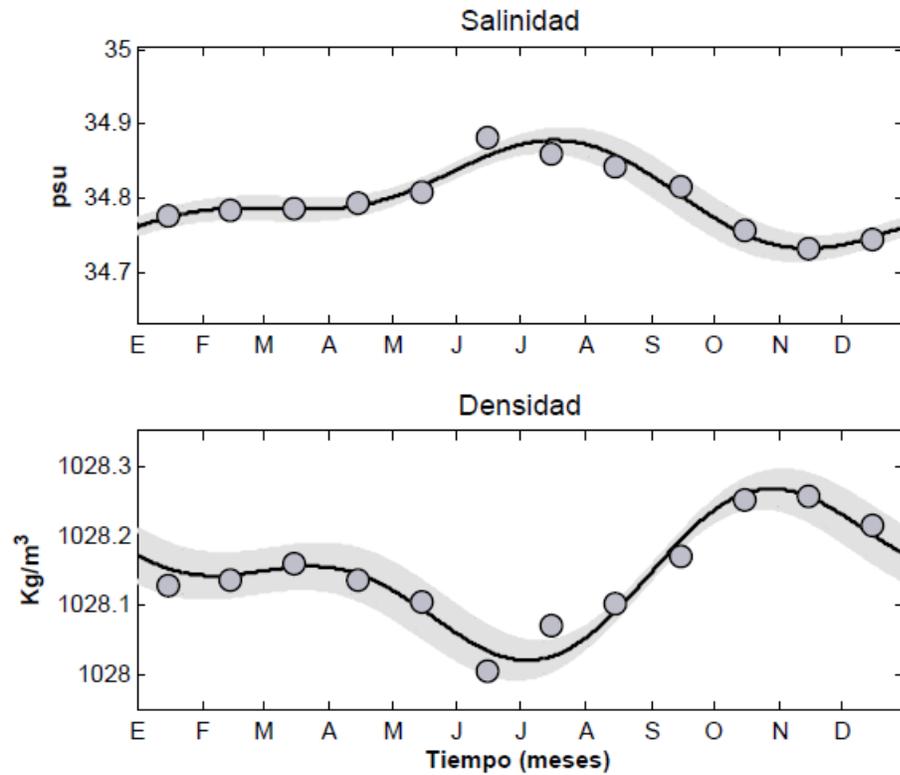


Figura 20. Ciclos estacionales de salinidad y densidad en el umbral de Delfín.

Tabla 4. Componentes del ciclo estacional de salinidad (psu) y densidad (kg/m^3) en el umbral de Delfín.

	A_0	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
Salinidad	34.8 ± 0	0.06 ± 0.01	$26/6 \pm 6$	0.03 ± 0	$26/1 \pm 5$	0.95
Densidad	1028.15	0.09 ± 0.01	$3/12 \pm 7$	0.06 ± 0.01	$16/10 \pm 5$	0.93

El ciclo estacional de la temperatura superficial es fundamentalmente anual. Sin embargo, el máximo de temperatura superficial prácticamente coincide con el mínimo de temperatura de fondo en San Lorenzo (figura 21 B). Al igual que en San Lorenzo, en Delfín y en San Esteban el ciclo estacional del transporte de fondo está aproximadamente 180° fuera de fase con la temperatura cercana al fondo (figura 22). Esto refuerza la idea de un mayor transporte profundo ligado a agua más fría proveniente del Pacífico.

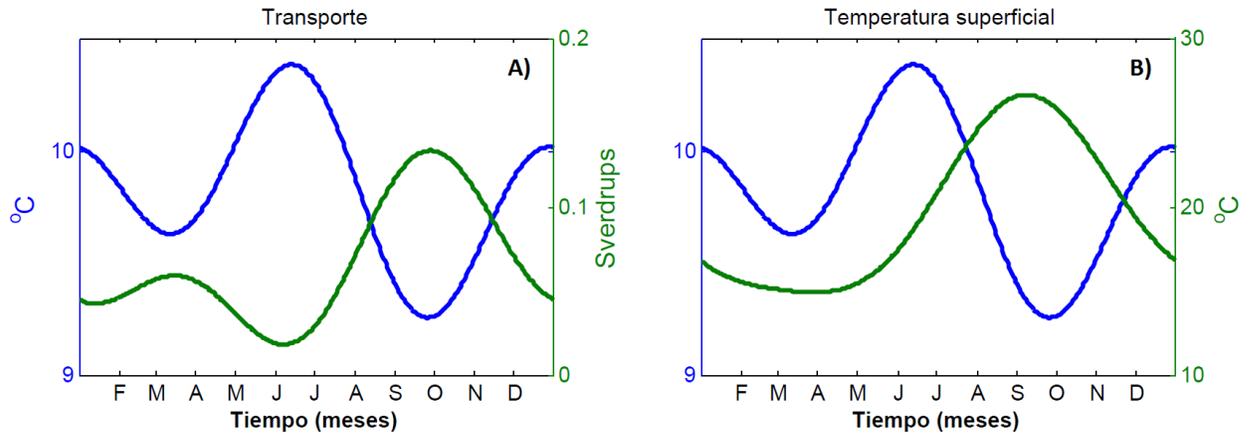


Figura 21. Comparación entre los ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo (azul) con el de transporte en San Lorenzo (izquierda) y temperatura superficial en San Lorenzo (derecha). El desfase entre los ciclos es de ~ 0 y ~ 30 días respectivamente. Estos desfases son entre el mínimo de temperatura en el fondo y los máximos de transporte y temperatura superficial.

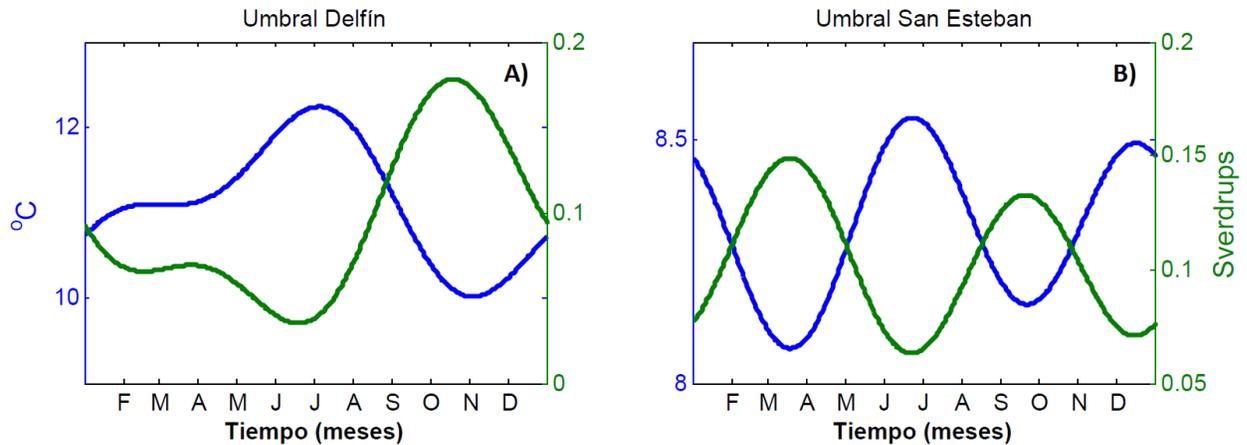


Figura 22. Comparación entre los ciclos estacionales de temperatura cercana al fondo (azul) y transporte en los umbrales de Delfín (izquierda) y San Esteban (derecha). El desfase entre los ciclos es de ~ 20 y 0 días respectivamente. Estos desfases son entre el mínimo de temperatura y los máximos de transporte.

3.5 Esfuerzo del viento

El valor medio del ajuste a las series de tiempo del esfuerzo del viento a lo largo de la región sur del golfo (figura 23A) disminuye de la boca, donde hay -0.018 Pascales (Pa), a la región de las islas donde hay valores cercanos a los $-0.008 Pa$. El decaimiento es aproximadamente lineal a lo largo de la cuenca con una mayor disminución cerca de la boca. La estructura horizontal obedece a la geometría de la cuenca; los mínimos están cerca de la línea de costa y los máximos al centro. Esto último, posiblemente, en respuesta a la fricción con la línea costa. La componente anual es más intensa que el valor medio a lo largo de toda la cuenca y los máximos están cercanos a la región de la boca (figura 23B). Se observa un decaimiento en la amplitud desde la boca con $0.04 Pa$ hasta la región de las islas con $0.015 Pa$. Esta estructura está alineada al eje principal del golfo y al igual que el valor medio decae cerca de la costa. La amplitud de la componente semianual presenta una estructura horizontal más compleja pero principalmente alineada al eje del golfo. Sin embargo los valores son un orden de magnitud menor y por ello no se presentan. La fase anual, con máximo a mediados de diciembre y enero, presenta cambios espaciales poco importantes a lo largo de todo el golfo (figura 23C). Las más grandes diferencias están en la región de las islas, sin embargo estas son cercanas a cuatro días. La bondad de los ajustes a lo largo del golfo es de 0.95 a 0.98 (figura 23D).

La primera función empírica del esfuerzo del viento a lo largo del golfo presenta una estructura muy similar a la componente anual del ajuste por mínimos cuadrados (figura 24). El esfuerzo es máximo cerca de la boca y el mínimo se presenta en la región de las Islas. El corte lateral en magnitud es similar (figura 23) y es máximo en la región cercana a la boca del golfo. El porcentaje de varianza asociado a la primera función empírica es de aproximadamente 90% ; la segunda función empírica representa el 6% (no se muestra). Cerca de las islas el primer modo expresa entre 50 y 70% de la varianza. En el resto del golfo es del 80 a 95 .

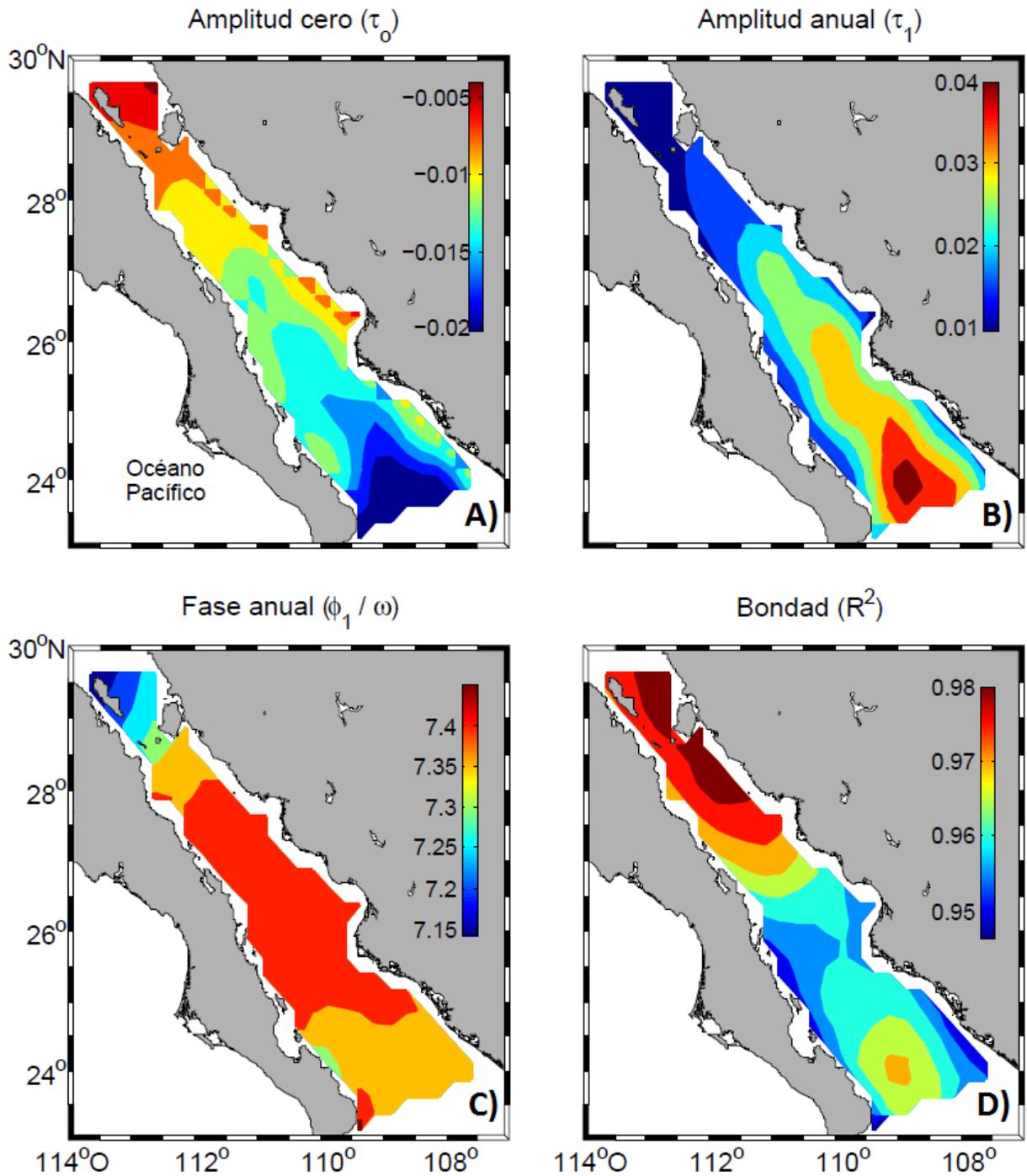


Figura 23. Ciclo estacional del esfuerzo del viento (Pa) a lo largo del golfo. La variable que se grafica se indica en cada uno de los mapas. La fase anual está referida a meses (1 a 12), de esta manera 1.5 significa enero-15.

El ciclo estacional del esfuerzo del viento, representativo para todo el golfo sur, se extrajo de la componente principal correspondiente al primer modo empírico (figura 25). Este ajuste incluye el valor medio (tabla 5). Este ciclo representa las variaciones temporales de la estructura espacial de la primera función empírica. Los valores en el ajuste deben de multiplicarse por los valores en la figura 24 para que representen el esfuerzo real del viento. Por ejemplo si multiplicamos el valor más alto en la estructura espacial del viento por la amplitud anual del ajuste se tiene $0.045 \times 0.8 Pa = 0.04 Pa$ o por el máximo del ciclo se obtiene $0.045 \times 1.3 Pa = 0.06 Pa$. A pesar de esto en lo consiguiente se mostrará el ajuste con los valores que aparecen en la figura 25 y dejamos por entendido lo anteriormente mencionado. Esencialmente se observa que como la estructura de la función empírica es bastante uniforme a lo largo del golfo sur, este ciclo es en gran medida representativo (figura 23A). El ciclo es principalmente anual con una componente semianual un orden de magnitud menor. Debido al valor medio del esfuerzo, el ciclo estacional es asimétrico. La mayor parte del año, de mediados de septiembre a mediados de mayo, el esfuerzo del viento es en dirección al sureste (hacia la boca). El resto del año, cuatro meses, va en dirección opuesta.

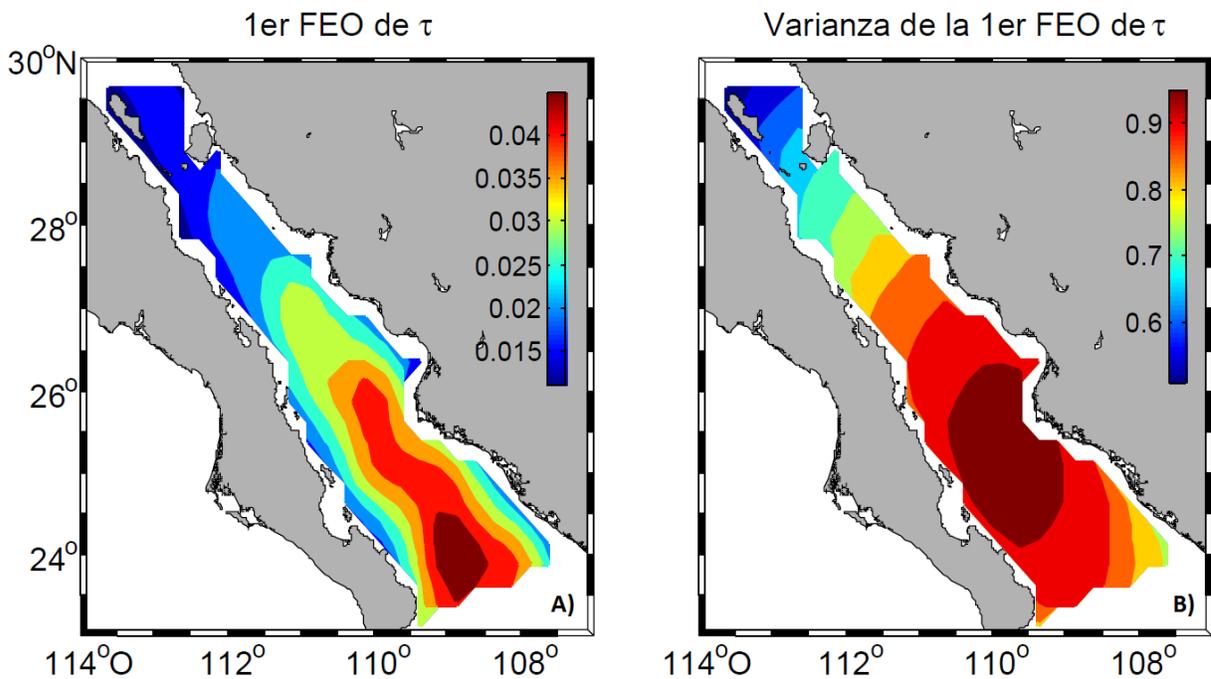


Figura 24. Estructura espacial de la primera función empírica ortogonal del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo (adimensional) (izquierda) y varianza que el modo explica en cada una de las localidades (derecha).

Tabla 5. Componentes del ciclo estacional del primer modo empírico del esfuerzo del viento superficial.

	A_0 (Pa)	A_1 (Pa)	φ_1/ω (día/mes)	A_2 (N/m ²)	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
<i>Esfuerzo del viento</i>	-0.4 ± 0.04	0.8 ± 0.1	$13/7 \pm 4$	0.07 ± 0.05	$22/2 \pm 23$	0.97

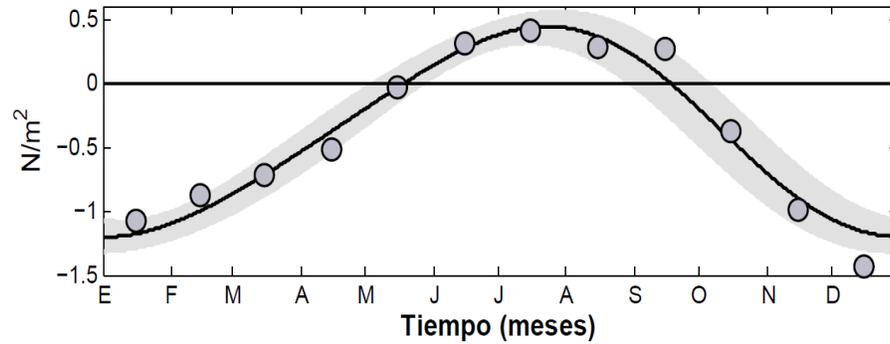


Figura 25. Ciclo estacional de la serie temporal de la primera función empírica ortogonal del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo.

Capítulo 4. Discusiones

4.1 Ciclos estacionales e intercambio en el canal de Ballenas

Los ciclos estacionales de velocidad geostrófica a través de las dos secciones del golfo norte presentan un desfase en la componente anual de ~ 1 mes. Sin embargo el desfase entre máximos de ambos ciclos es de 17 días y entre los mínimos (máxima salida de agua) es aún menor. Esto último podría deberse a que la velocidad geostrófica al sur del Canal de Ballenas responde directamente a las fluctuaciones de transporte en el umbral de San Lorenzo, mientras que las velocidades a través de la sección “Entrada al Golfo Norte” responden al intercambio que todo el golfo norte tiene con el sur (ver más adelante figura 28). Además, en contraste, la sección de Ballenas, debido a su confinamiento, tiene una menor influencia a las variaciones horizontales del campo de velocidades (figura 1). Esto último podría explicar los desfases de hasta tres meses entre los ciclos estacionales de corrientes cercanas a la superficie en el umbral de San Lorenzo y la velocidad geostrófica en la entrada al canal, ~ 20 km al norte del umbral (figura 26).

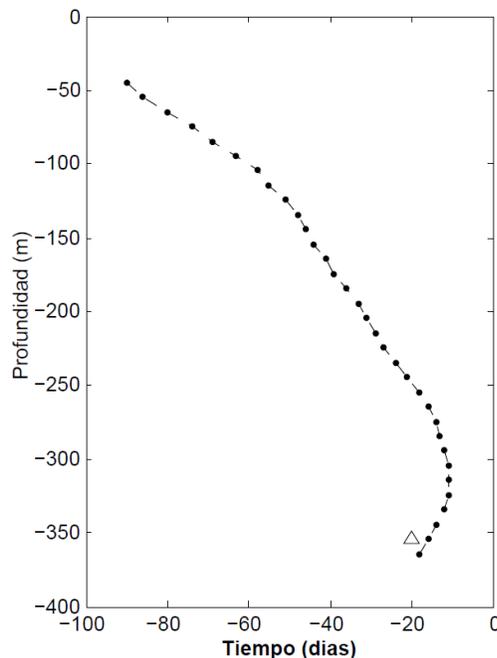


Figura 26. Perfil de desfases para la máxima correlación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica superficial y los de las corrientes a lo largo del golfo y de la columna de agua en el umbral de San Lorenzo. El triángulo indica el desfase de la velocidad geostrófica con el transporte.

En el fondo existe un canal que inicia en el umbral de San Lorenzo y se extiende hasta la parte más profunda (~ 1500 m) del Canal de Ballenas, ~40 km al noroeste del umbral. En contraste, las corrientes superficiales en el umbral no cuentan con este confinamiento pues la sección transversal superficial sobre el anclaje corresponde al ancho total del golfo (figura 1). Es probable que esto haga que las corrientes cercanas a la superficie tengan una mayor influencia de fenómenos de mesoescala, mientras que las velocidades geostróficas medidas ~20 km al norte del umbral ya están confinadas en superficie entre la Isla San Lorenzo y la costa de Baja California. Recordemos que las fluctuaciones de velocidad geostrófica son el promedio espacial de las fluctuaciones temporales de las corrientes superficiales a través de la sección definida por los extremos donde se midió la presión. Por ello, y en contraste a las corrientes superficiales puntuales medidas por los perfiladores de corrientes, las velocidades geostróficas a través del sur del Canal de Ballenas son una medida que representan de mejor manera el intercambio entre el norte y sur del golfo a través de la entrada sur del canal

Las series de tiempo, horarias y filtradas, de velocidad geostrófica a través de la sección sur del Canal de Ballenas y a través de la entrada al Golfo Norte tienen un desfase de cuatro días con el transporte en San Lorenzo (figura 27). Su correlación asociada es de -0.69 y -0.59, respectivamente. Para la escala estacional estos ciclos están prácticamente 180° desfasados (figura 28). Además, como el mínimo en el ciclo estacional de temperatura en San Lorenzo ocurre a mediados de octubre, esto quiere decir que este máximo ingreso de agua está asociada a la ganancia de agua fría y densa del Canal de Ballenas. Adicionalmente, el desfase de un mes entre las mínimas temperaturas cercanas al fondo con las máximas temperaturas cercanas a la superficie en el umbral de San Lorenzo, es consistente con la idea de que la temperatura de fondo responde principalmente al intercambio de agua y posiblemente a los flujos horizontales de calor y no a los procesos de intercambio de calor a través de la superficie (ver más adelante en sección de forzamientos). Esta entrada de agua Subtropical Subsuperficial del Pacífico, por conservación de masa, tiene que ser compensada por la pérdida de agua superficial del canal a través de sus extremos norte, sur y entre los estrechos entre las islas que forman la costa nororiental del canal. El desfase entre los ciclos estacionales de la velocidad geostrófica superficial y el transporte de fondo sugiere que el intercambio de masa que el Canal de Ballenas tiene con el golfo sur es consistente con la circulación

termohalina propuesta por varios autores (Lavín y Organista, 1988; Bray, 1988) para el golfo norte y con el intercambio observado anteriormente para otras escalas temporales (López *et al.*, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2014). El intercambio propuesto para el golfo norte (a través de la sección Guaymas - Santa Rosalía, ver figura 1), basado únicamente en datos hidrográficos, plantea un sistema de tres capas, en el que la salida de agua del golfo solo tiene lugar en la capa intermedia de 50 a 250 m de profundidad. En contraste, los resultados de este trabajo sugieren que en la entrada sur del Canal de Ballenas la salida de agua estacional se extiende hasta la superficie.

Por otro lado, el ciclo estacional de las corrientes cercanas a la superficie en el extremo norte del Canal de Ballenas es fundamentalmente anual (figura 14). Y aunque el transporte profundo en el extremo sur tiene una componente semianual significativa (tabla 2), el máximo de salida de agua cercano a la superficie, en el extremo norte, es casi coincidente con la máxima entrada de agua por el fondo en el extremo sur durante septiembre-octubre (figura 29). El patrón de circulación medio propuesto para el Canal de Ballenas está compuesto por la ganancia de agua profunda y pérdida de agua superficial a través de los umbrales de San Lorenzo y el de Ballenas (extremos del canal) (López *et al.*, 2006). Los resultados discutidos sugieren que este patrón se extiende a la escala estacional.

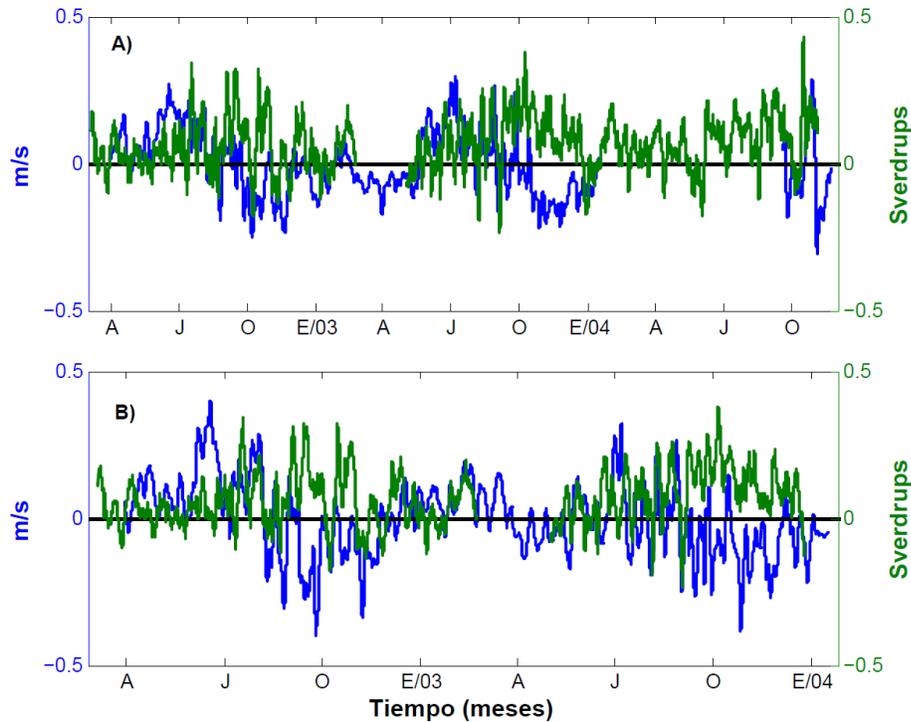


Figura 27. Comparación del transporte en San Lorenzo (verde) con las velocidades geostróficas en el golfo norte (azul). A) Comparación con la velocidad geostrófica a través de la sección sur del Canal de Ballenas. B) Comparación con la velocidad geostrófica a través de la entrada al Golfo norte. La correlación entre las series es de -0.59 y de -0.69 respectivamente. El desfase para ambos casos es de -4 días.

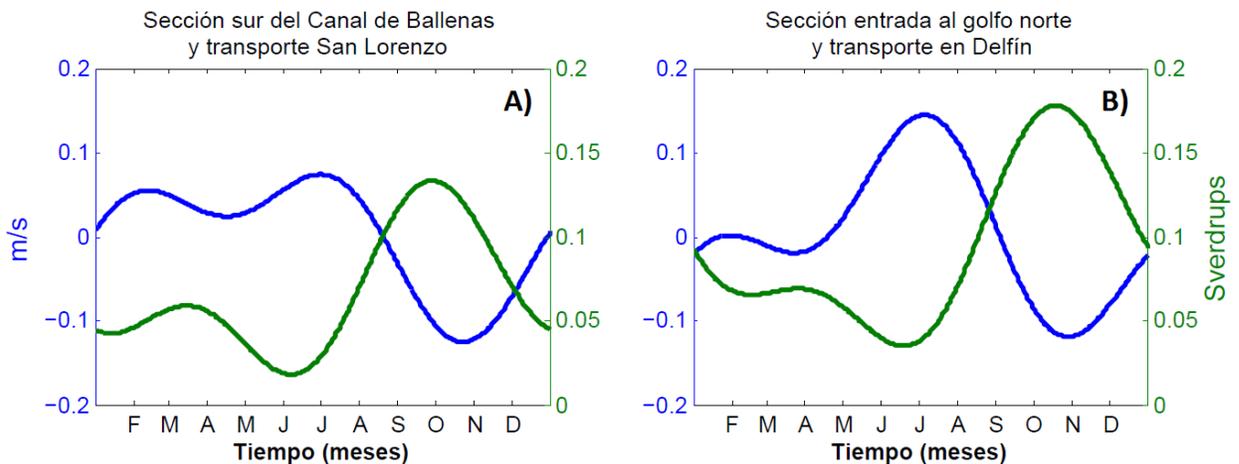


Figura 28. Comparación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica en la entrada sur del canal de Ballenas (A) y en la entrada del golfo norte (B) con los transportes en San Lorenzo y Delfin (verde). El desfase entre los ciclos es de 24 y 18 días, respectivamente. Este desfase es entre los máximos de transporte y el mínimo de velocidad geostrófica.

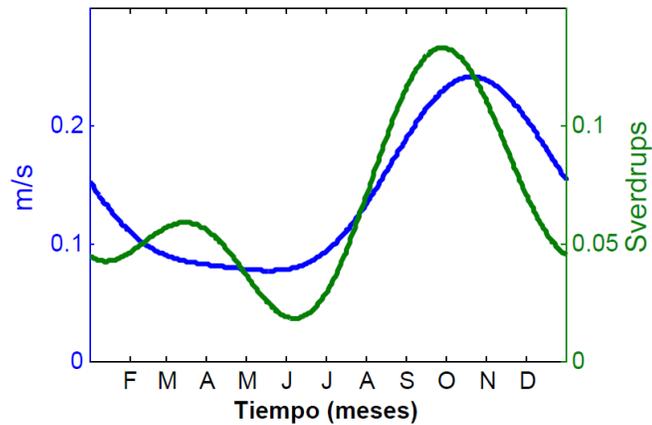


Figura 29. Comparación entre el ciclo estacional de la corrientes en la profundidad de 100 m en el umbral de Ballenas (azul) con el de transporte en San Lorenzo (verde). El desfase entre los máximos de los ciclos es de ~10 días. Ambos ciclos son máximos alrededor de octubre.

4.2 Ciclos estacionales en las Cuencas Tiburón y Delfín

En San Esteban el ciclo estacional del transporte y el de la temperatura profunda son fundamentalmente semianuales, pues la amplitud anual es aproximadamente la mitad e igual al error (tablas 2 y 3). El carácter marcadamente semianual de los ciclos de transporte y temperatura profunda en San Esteban es notable y no parece ajustarse al comportamiento mayoritariamente anual de los otros umbrales, con la excepción del ciclo de temperatura en el umbral de San Lorenzo. Además, estos ciclos en San Esteban son los que menos varianza explican, sobre todo en el caso de la temperatura (tabla 3). En el caso de la temperatura también sorprende que el ciclo estacional tenga fluctuaciones de tan baja amplitud y que sean comparables a las del umbral del Canal de Ballenas (figura 19). A pesar de que las fluctuaciones de más alta frecuencia, pero subinerciales, son de las más grandes y comparables a las de San Lorenzo (figura 17). La corrientes de marea semidiurna en el umbral de San Esteban, sobre todo cerca del fondo, son las más intensas de los cuatro umbrales (Flores, 2010). Es de suponer que la mezcla debida a las corrientes de marea y fenómenos asociados (p. ej. ondas internas y saltos hidráulicos) atenúa el ciclo estacional de temperatura. Las ciclos estacionales de temperatura en San Lorenzo y San Esteban son fundamentalmente semianuales, pero en este último la frecuencia anual es mucho menor y del mismo orden que el error. A

pesar de esto los ciclos presentan un bajo desfase entre la ocurrencia de máximos y mínimos (figura 19).

Por otro lado, el ciclo estacional de transporte en San Esteban está desfasado 180° del ciclo de temperatura (figura 22). Aunque en los umbrales de San Lorenzo y Delfín hay un comportamiento similar (mayor transporte asociado a agua más fría), en el caso de San Esteban el comportamiento del transporte refleja también el carácter semianual de la temperatura. Recordemos que en el cálculo del transporte en San Esteban se utilizó la temperatura del fondo, junto con temperaturas en el resto de la columna de agua. Es probable que en cálculo del ciclo del transporte en San Esteban este reflejado el comportamiento de la temperatura. Adicionalmente el transporte en San Esteban, presenta un carácter fundamentalmente semianual, que es contrastante con la notable contribución anual en Delfín (figura 16). En este último el máximo se presenta en octubre y prácticamente ningún máximo o mínimo prominente sucede el resto del año. San Lorenzo tiene un comportamiento similar. El flujo profundo en el umbral Delfín está corriente abajo del correspondiente flujo en San Esteban (López *et al.*, 2008). En otras palabras, la corriente de gravedad que se observa en Delfín está constituida por agua que previamente debe haber pasado por el umbral de San Esteban. Aunque se observa una correspondencia entre los máximos de transporte en San Esteban y Delfín (en octubre), el máximo más grande en San Esteban, durante marzo, no se observa en Delfín. En contraste el desfase entre San Lorenzo y Delfín, de aproximadamente 18 días, es consistente con la idea de que el agua que entra por estos umbrales llega al mismo tiempo al sur de las islas; el desfase corresponde al tiempo que tardaría el agua una vez que cruzo el umbral de San Esteban (en la figura 3 se muestra esto).

En el otro extremo de la cuenca Delfín, en el umbral norte del Canal de Ballenas, el desfase de mes y medio entre los máximos de la temperatura cercana al fondo en este umbral con el de Delfín (figura 19) podría deberse a procesos de mezcla locales que experimenta el agua al entrar y fluir a lo largo de cuenca Delfín. El umbral de Ballenas, que separa al Canal de Ballenas con la Cuenca Delfín, se encuentra corriente abajo de las corrientes de gravedad que se han observado en los umbrales de San Lorenzo y Delfín. La mezcla de estas corrientes de gravedad, por las corrientes de marea y por la mezcla que debe existir en ambas cuencas por la continua renovación de agua profunda

y consecuente flujo de masa hacia arriba (López *et al.*, 2008), parecen ser la razón de que la temperatura en el umbral de Ballenas este mucho más influenciada por temperaturas más cercanas a la superficie. Esto es consistente con el desfase relativamente pequeño entre el máximo de temperatura en el umbral de Ballenas y el máximo de temperatura superficial (~15 días, figura 19).

4.3 Comparaciones del intercambio a través de los umbrales con otros ciclos estacionales

4.3.1 Ciclo estacional del esfuerzo del viento

El esfuerzo del viento esta considerablemente fuera de fase con el transporte y velocidad geostrófica en los umbrales. El esfuerzo máximo está aproximadamente un mes y medio fuera de fase con el mínimo transporte, tanto en San Lorenzo (figura 30) como en Delfín. Si existiera un efecto del viento sobre el intercambio en los umbrales, este se manifestaría como una disminución en la entrada de agua cercana del fondo al golfo norte, con un máximo en el viento que antecediera a la respuesta oceánica. Sin embargo, los mínimos de transporte anteceden al máximo de esfuerzo del viento. Más aún, el ciclo estacional del esfuerzo del viento es positivo de mediados de mayo a mediados de septiembre, mientras que el transporte en los umbrales de San Lorenzo (figura 30) y Delfín no cambia de signo en todo el año.

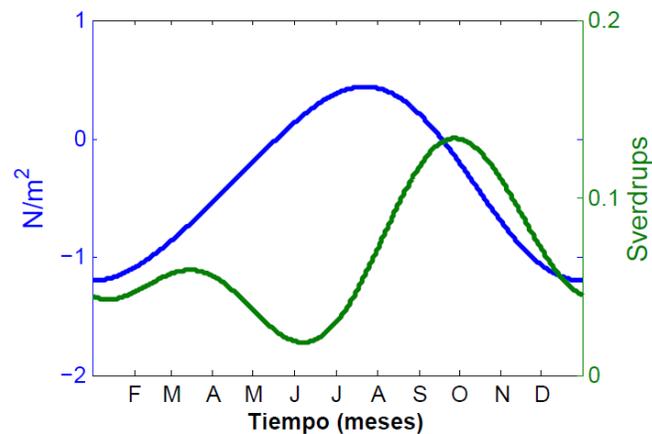


Figura 30. Comparación del ciclo estacional del esfuerzo del viento superficial a lo largo del golfo sur (azul) con el transporte en San Lorenzo (verde). El desfase entre el mínimo de transporte y el máximo en el esfuerzo del viento es de un mes y medio.

Por otra parte, los máximos de la velocidad geostrófica a través de la sección “entrada al golfo norte” y el esfuerzo del viento presentan un bajo desfase entre sí (figura 31), sin embargo el mínimo de la velocidad geostrófica (máxima salida de agua del golfo) tiene un desfase de aproximadamente dos meses con el esfuerzo del viento negativo. Además, la máxima velocidad geostrófica hacia la boca del golfo antecede al esfuerzo del viento (figura 31), cuando en realidad debiera ser al revés. Esto se debe al carácter fuertemente semianual de la velocidad geostrófica y del transporte de fondo (tabla 5). Estas diferencias entre los ciclos del esfuerzo del viento, por un lado, y los ciclos del transporte y la velocidad geostrófica superficial, apuntan a que el viento no es un forzamiento fundamental del ciclo estacional del intercambio en los umbrales.

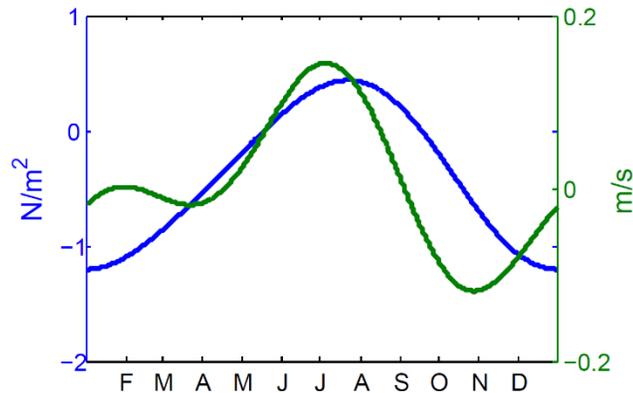


Figura 31. Comparación entre el ciclo estacional del esfuerzo del viento superficial (azul) a lo largo del golfo con el de velocidad geostrófica en la entrada del golfo norte (verde). El desfase entre los máximos es de 35 días.

4.3.2 Ciclo estacional de velocidad geostrófica cercana a la boca

El ciclo estacional de la velocidad geostrófica cercana a la boca del golfo está aproximadamente 180° fuera de fase con el transporte en San Lorenzo (figura 32A) y en Delfín (figura 32B), además esta aproximadamente en fase a las anomalías de velocidad geostrófica en los umbrales (figura 33). Lo más destacable de esto último es que, a diferencia del esfuerzo del viento, el ciclo estacional de velocidad geostrófica a través de

la boca tiene una contribución significativa de la componente semianual (aproximadamente la mitad). Es por esto que los máximos y mínimos de las funciones están altamente correlacionados entre sí. Estos resultados sugieren que el Pacífico juega un papel dominante en el intercambio estacional en los umbrales.

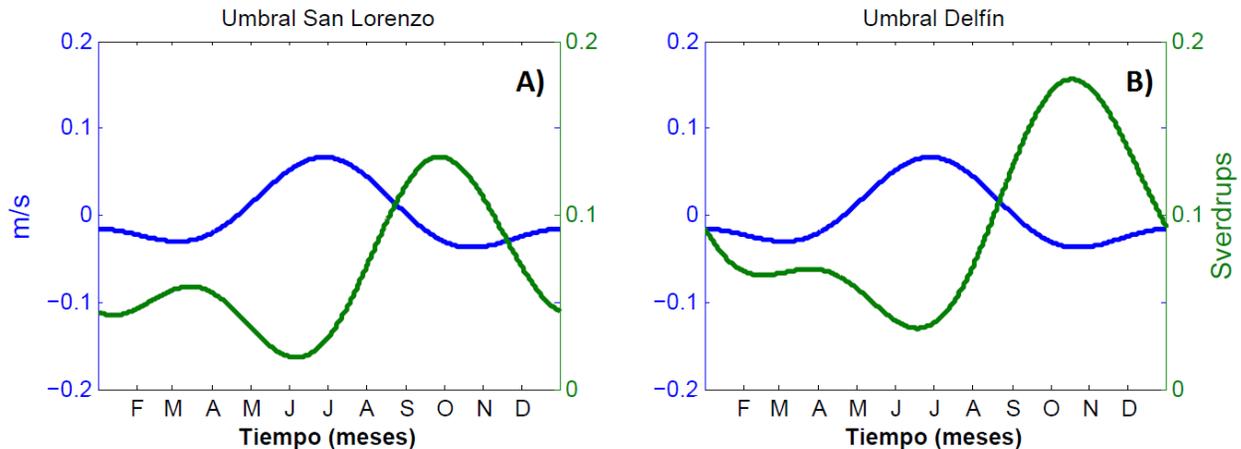


Figura 32. Comparación entre el ciclo estacional de velocidad geostrófica cercana a la boca del golfo (azul) con los de transporte en San Lorenzo y Delfín (verde). Los desfases entre los mínimos de transporte y los máximos de velocidad geostrófica son de ~30 y ~20 días, respectivamente.

Los ciclos estacionales de velocidad geostrófica obtenidos en este trabajo son consistentes con el ciclo estacional obtenido de datos de nivel del mar a lo largo de todo el golfo (Ripa, 1990) (ver figura 33). Los tres ciclos son predominantemente anuales pero con una contribución significativa (~50%) de la componente semianual. La máxima entrada y salida de agua sucede en junio-julio y en octubre-noviembre, respectivamente. Las amplitudes de los ciclos en la boca del golfo y el de Ripa (1990) tienen amplitudes similares a pesar de que fueron construidos con diferentes bases de datos y para diferentes periodos de observación (Ripa, 1990 utilizó datos de nivel del mar de hasta 30 años obtenidos de mareógrafos a lo largo de todo el golfo y el ciclo estacional cercano a la boca con altimetría de 20 años). La mayor amplitud del ciclo a la entrada del golfo norte se puede deber a la presencia de corrientes más intensas producto de que el intercambio es a través de una sección transversal considerablemente menor a la de la boca del golfo. Ripa y Marinone (1989) también estimaron ciclos estacionales (anual y semianual) de la

velocidad geostrófica superficial con datos hidrográficos. La máxima entrada de agua al golfo la sitúan alrededor de agosto, pero la máxima salida de agua en diciembre-enero. Existe una buena coincidencia con los periodos de entrada y salida de agua que ellos sitúan de abril a septiembre y de noviembre a febrero. Ripa (1997) también estimó el ciclo anual la velocidad geostrófica superficial con datos de nivel del mar entre Guaymas y Santa Rosalía (figura 1), sin embargo la comparación es difícil ya que no resolvió la componente semianual. La máxima entrada de agua coincide con las estimaciones de este trabajo (principios de julio), sin embargo la máxima salida ocurre seis meses después.

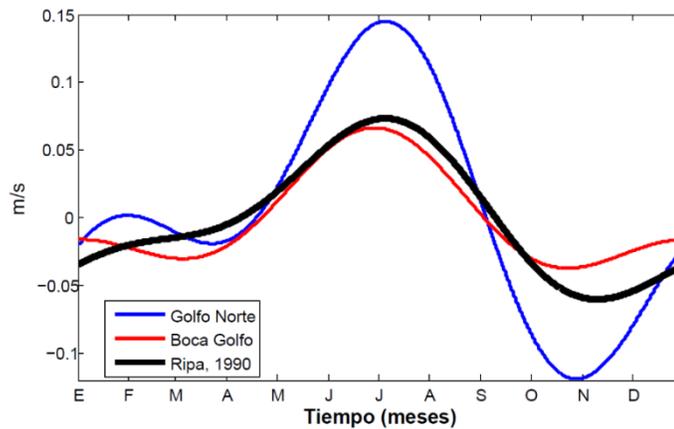


Figura 33. Comparación entre los ciclos estacionales de velocidad geostrófica en la entrada al golfo norte, en la boca del golfo y con el ajuste a la velocidad geostrófica superficial en todo el golfo (Ripa, 1990). Los desfases entre los máximos de los ciclos calculados en este trabajo con el de Ripa (1990) son de ~0 y 5 días, respectivamente.

4.3.3 Relación con los Ciclos estacionales de flujos de calor en el golfo

Existen varios trabajos sobre el balance estacional de calor en el golfo y es conveniente comparar los resultados de dichos trabajos con los ciclos estacionales de transporte y velocidad geostrófica obtenidos en el presente estudio.

El ciclo estacional del flujo horizontal de calor está prácticamente en fase a lo largo de todo el golfo y es fundamentalmente anual (Castro *et al.*, 1994 y Berón-Vera y Ripa, 2000). El ciclo estacional del flujo horizontal de calor a través de la boca está aproximadamente en fase con la velocidad geostrófica en los umbrales, sobre todo con la velocidad geostrófica en la entrada al golfo norte (figura 34). El desfase con los máximos de entrada es de aproximadamente un mes; el desfase con los máximos de salida es cercano a cero. Además, este flujo horizontal de calor está $\sim 180^\circ$ desfasado con el transporte en los umbrales (figura 35).

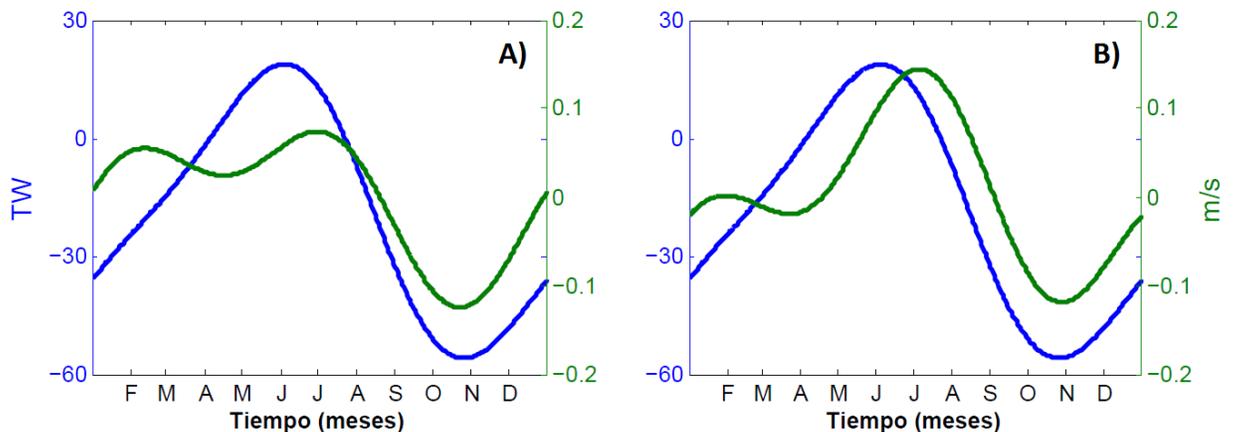


Figura 34. Comparación entre el flujo estacional de calor a través de la boca del golfo (azul) estimado por Berón-Vera y Ripa (2000) y los ciclos estacionales de la velocidad geostrófica en el golfo norte (verde): sección de la entrada sur al Canal de Ballenas (A) y sección entrada al golfo norte (B). Los desfases entre ciclos son cercanos a cero para los mínimos y de aproximadamente de un mes para los máximos.

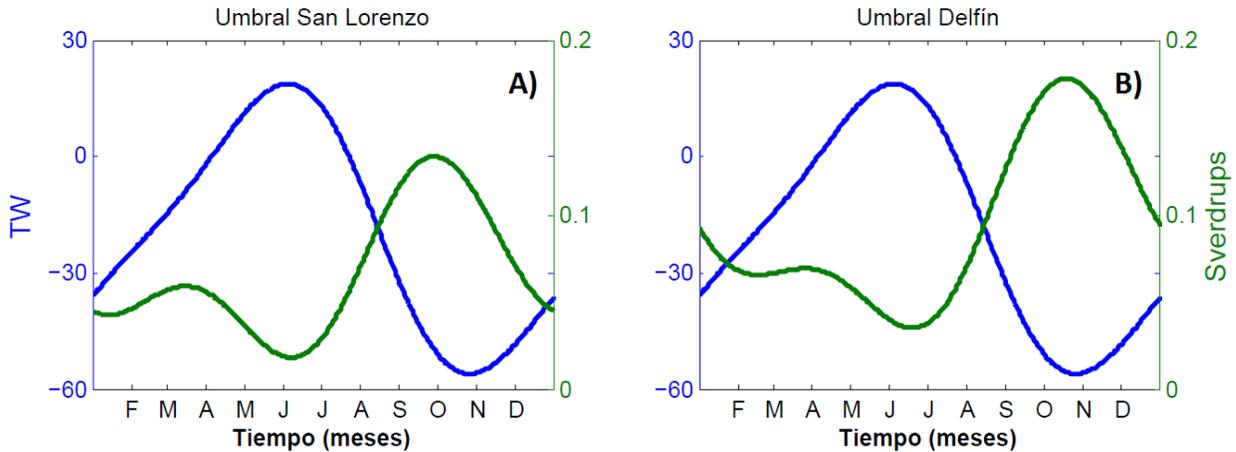


Figura 35. Comparación entre el flujo estacional de calor a través de la boca del golfo estimado por Berón-Vera y Ripa (2000) (azul) y los ciclos estacionales de transporte en el umbral de San Lorenzo (A) y Delfín (B). El desfase entre estos ciclos es de ~20 y ~0 días respectivamente. Estos desfases son entre la máxima exportación (negativa) de calor y la máxima entrada de agua por el fondo al Canal de Ballenas y Cuenca Delfín.

Berón-Vera y Ripa (2000) a través de un modelo de cajas estimaron los ciclos estacionales de los flujos horizontales de calor que entran y salen al Canal de Ballenas. Este último se modeló verticalmente como una caja de dos capas. En este modelo el canal está comunicado con el golfo sur a través de las dos capas; la comunicación con el golfo norte es únicamente mediante la capa superior, ya que el golfo norte se modeló como una caja de una sola capa (figura 36). Los ciclos estacionales del flujo horizontal de calor y del flujo vertical del modelo de cajas se reproducen en la tabla 6. Los rasgos más relevantes de estos flujos son: 1) El flujo superficial (a través de la superficie del océano) es mucho menor que los flujos horizontales; 2) el flujo medio de calor de la región norte que entra al canal se transfiere en su totalidad a la capa inferior y posteriormente se exporta a la capa inferior de la región sur; 3) porciones sustanciales de los ciclos anual y semianual que se intercambian de la región norte a la capa superior del canal, se intercambian con la capa inferior por el flujo vertical de calor; 4) la capa inferior tiene intercambios anuales y semianuales importantes con la capa inferior de la región sur. Esto es consistente con la permanente entrada de agua fría al Canal de Ballenas a través del umbral de San Lorenzo. Dicha ganancia de agua fría (respecto a la temperatura promedio del canal) por el fondo y su posterior ascenso a lo largo del canal, implica un flujo de calor en dirección contraria, además de una pérdida de calor de la cuenca a

través del umbral de San Lorenzo. Contribuciones adicionales al flujo de calor hacia la capa inferior se pueden deber a la mezcla de las corrientes de gravedad y las corrientes de marea. Una limitante del modelo de cajas es que no permite flujo de calor, entre el norte del golfo al Canal de Ballenas, a través de una capa inferior que debe existir a través del umbral Delfín.

Por otra parte el Canal de Ballenas y la Cuenca Delfín comparten características hidrográficas similares y diferentes respecto al resto del golfo. Este sistema, compuesto por las cuencas mencionadas, cuenta con ingreso de agua relativamente fría cerca del fondo en los umbrales de San Lorenzo y Delfín. Entre este flujo de masa y los flujos horizontales de calor debe existir una relación. El máximo transporte que entra al Canal de Ballenas y Cuenca Delfín está asociado al agua más fría, por ello el transporte debe estar asociado a la máxima exportación (hacia el sur) de calor por la capa inferior. En la figuras 37 y 38 se muestran los ciclos estacionales de transporte profundo que entran al sistema *Canal Ballenas-Cuenca Delfín* y los ciclos estacionales de transportes horizontales de calor a través de las capas en el modelo de cajas de Berón-Vera y Ripa (2000). En todos los casos el transporte profundo y el flujo horizontal de calor están $\sim 180^\circ$ fuera de fase. En el caso del flujo de calor por la capa inferior, existe un retraso entre la mínima y máxima entrada de agua y los correspondientes máximos y mínimos en el flujo de calor (figura 37A). Dicho retraso puede deberse a que en el modelo de cajas solo se considera pérdida de calor del sistema *Canal Ballenas-Cuenca Delfín* por un extremo, cuando en realidad este sistema pierde calor por ambos extremos (umbral de San Lorenzo y Delfín) a través de la capa inferior.

La limitada distribución de los datos hidrográficos utilizados por Berón-Vera y Ripa (2000), la cual solo permite capturar la estructura térmica por encima de los 800 m de profundidad, puede ser otra explicación a este retraso, debido a que existe evidencia que el agua fría que entra por el umbral de San Lorenzo, alcanza profundidades de hasta 1500 m en el Canal de Ballenas (López *et al.*, 2008). Por otro lado los flujos horizontales de calor, por las capas superiores tanto en Ballenas-Sur (figura 37 B) y Norte-Ballenas (figura 38), están aproximadamente $\sim 180^\circ$ fuera de fase con el flujo de masa en los umbrales. Esto es congruente ya que los flujos de calor por ambas capas están prácticamente en fase.

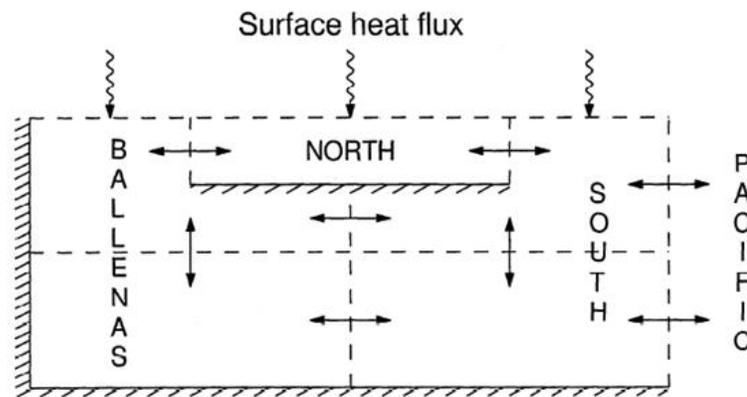
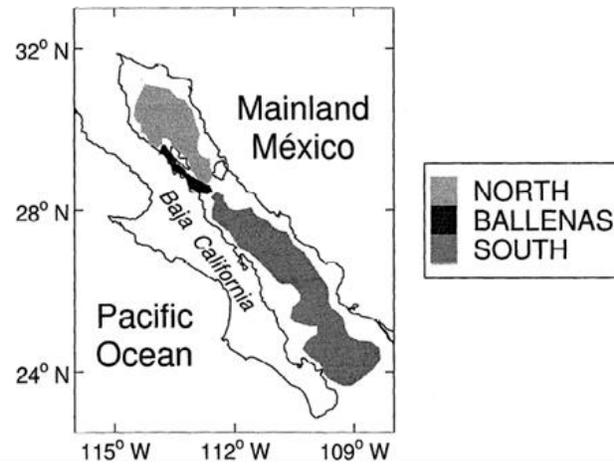


Figura 36. Distribución geográfica de las cajas (arriba) e intercambio de calor en el modelo de cajas (abajo) de Berón-Vera y Ripa (2000). Nótese que la región norte solamente tiene una capa y el intercambio con la región Ballenas y sur es únicamente a través de la capa superior. Figura tomada de Berón-Vera y Ripa (2000).

Tabla 6. Promedio, amplitudes y fases de los flujos horizontales y verticales de calor en el Canal de Ballenas del modelo de cajas de Berón-Vera y Ripa, (2000). Los flujos horizontales son entre el Canal de Ballenas a la región sur (BS) y entre la región Norte y el Canal de Ballenas (NB). Los signos de los flujos medios siguen la convención de ser positivos (negativos) hacia la cabeza (boca). El flujo vertical de calor es negativo hacia abajo.

	A_0 (TW)	A_1 (TW)	φ_1/ω (día/mes)	A_2 (TW)	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)
Capa de arriba (BS)	-0.3 ± 0.1	2.1 ± 0.5	$15/11 \pm 12$	5 ± 1	$15/3 \pm 12$
Capa de abajo (BS)	-2.5 ± 0.1	2.7 ± 0.4	$12/12 \pm 12$	2 ± 1	$27/4 \pm 6$
Capa de arriba (NB)	-2.5 ± 0.1	3.8 ± 0.5	$3/12 \pm 9$	5 ± 1	$1/4 \pm 6$
Flujo vertical (Ballenas)	-2.49 ± 0.4	2.5 ± 0.5	$21/12 \pm 12$	22 ± 12	$1/5 \pm 12$

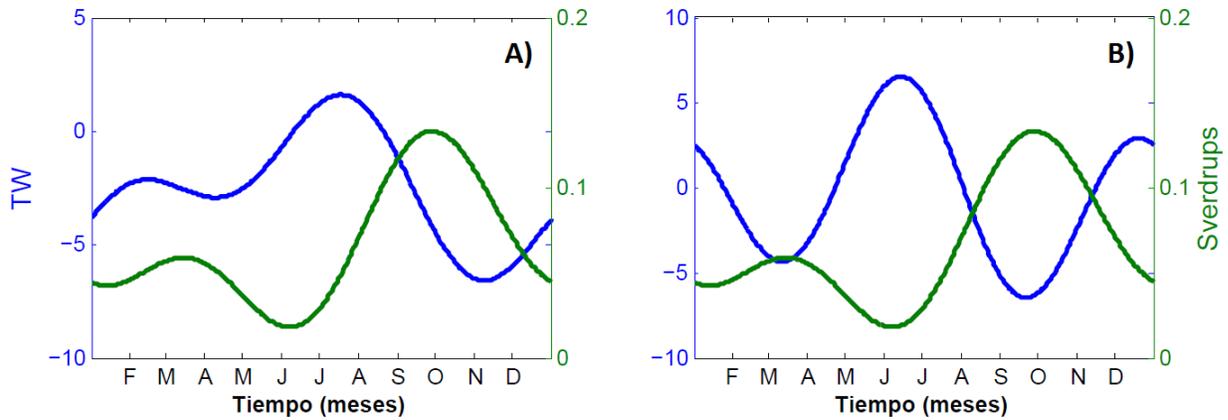


Figura 37. Comparación entre el ciclo estacional del transporte en San Lorenzo (verde) y del flujo estacional de calor entre el Canal de Ballenas y el golfo sur (azul) para la capa de inferior (A) y capa de superior (B). Los desfases entre ciclos son de ~30 y ~0 días, respectivamente. Los desfases son entre el máximo flujo de calor positivo y el mínimo transporte. Los flujos de calor se tomaron de Berón-Vera y Ripa (2000).

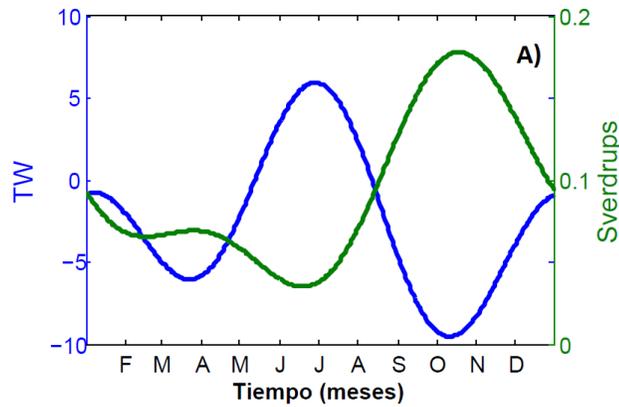


Figura 38. Comparación entre el ciclo estacional de transporte en Delfín (verde) y el flujo estacional de calor entre el Canal de Ballenas y el golfo norte. El desfase entre los máximos y mínimos de estos ciclos es de 7 días. Los flujos de calor son del modelo de Berón-Vera y Ripa (2000).

La dirección de los flujos medios y estacionales de agua (azul) y calor (rojo) para el sistema *Canal de Ballenas-Cuenca Delfín* se muestran de manera esquemática en la figura 39. Los flujos de calor están basados en Berón-Vera y Ripa (2000) y son el superficial (a través de la superficie del océano) y los horizontales y verticales a través de las cajas según su modelo. En este trabajo, para complementar el balance de calor, incluimos, para la capa inferior en el umbral Delfín, el flujo de calor cercano al fondo en el umbral de Delfín (flecha blanca con contornos rojos). Los ciclos estacionales, tanto de

masa y de calor se deben interpretar como positivos cuando van dirigidos hacia la cabeza (p. ej. corrientes de gravedad en los umbrales de San Lorenzo y Delfín, corrientes cerca de la superficie en el umbral del Canal de Ballenas) y negativos hacia la boca (p.ej. corrientes superficial en el umbral de San Lorenzo, flujos de calor en la capa inferior). Las capas del modelo de cajas esta delimitadas por la línea azul discontinua. Nótese que los ciclos estacionales de los flujos de calor en la capa de abajo están aproximadamente 180° fuera de fase con los correspondientes ciclos en el transporte de agua. En la capa superior, en el umbral de San Lorenzo, los ciclos de las corrientes y los flujos de calor están en fase.

El flujo de calor del golfo norte (GN) entra al Canal de Ballenas a través de la capa superficial y está en dirección contraria al flujo de masa superficial. Esto se debe a que en promedio el agua de la capa superficial del golfo norte es más cálida que la correspondiente del Canal de Ballenas. Esta relación inversa es la misma que se observa entre el flujo de calor en la capa cercana al fondo y el transporte. La mayor parte de este calor adquirido por la capa superficial es transferido a la caja inferior (flecha roja vertical) lo que es congruente a la permanente surgencia a lo largo del Canal de Ballenas e entrada de agua fría por el fondo (López *et al.*, 2006). Por último, el flujo de calor, hacia el golfo sur (GS), a través del umbral de Delfín implica una pérdida de calor, al igual que en San Lorenzo, del sistema Canal de Ballenas-Cuenca Delfín. Si bien es probable que este flujo sea menor que el de San Lorenzo, debido a que el agua asociada a esta corriente de gravedad no es tan fría como la de San Lorenzo, es probable que en el balance de calor del *Canal de Ballenas-Cuenca Delfín* estas dos corrientes de encargan de enfriar a estas dos cuencas por medio de la entrada de agua fría proveniente del Pacífico.

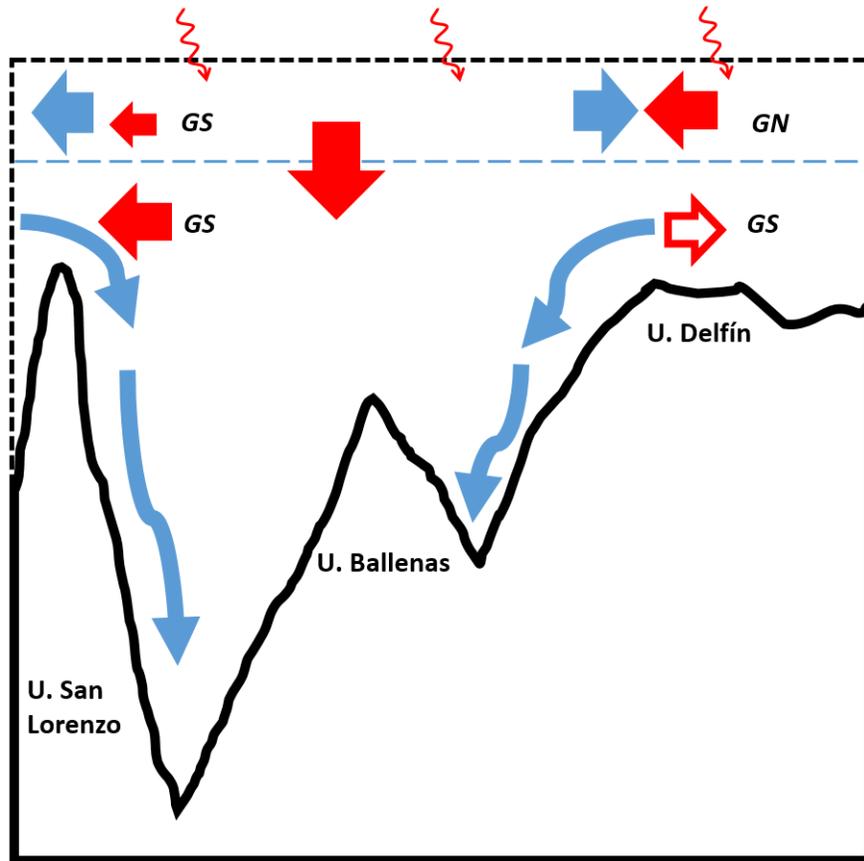


Figura 39. Representación esquemática de los flujos de calor superficial y horizontal (flechas rojas) y del transporte de agua o corrientes (flechas azules) en las cuencas del Canal de Ballenas y Delfín. Las flechas azules curvas denotan el transporte debido a las corrientes de gravedad. La representación es similar a la de la figura 2 pero el lado derecho termina antes del umbral de San Esteban. La sección longitudinal se muestra como recta pero en realidad empieza en el extremo sur del Canal de Ballenas (izquierda), le da la vuelta a la parte norte de la Isla Ángel de la Guarda y acaba al sur de cuenca Delfín (derecha). La batimetría está representada por la línea negra gruesa. La superficie del océano y la comunicación con las cuencas adyacentes están representadas por las líneas negras discontinuas. La división entre las dos capas está indicada por la línea azul clara discontinua. Los intercambios de agua y calor se denotan por GN con el golfo norte y con GS con el golfo sur.

Capítulo 5. Conclusiones

Se han estimado los ciclos estacionales para las frecuencias anual y semianual del transporte, corrientes, temperatura y salinidad en los umbrales de la Región de las Grandes Islas del Golfo de California. Los transportes profundos de agua densa entran al Canal de Ballenas a través del umbral de San Lorenzo y a la Cuenca Delfín a través del umbral del mismo nombre. Estos transportes tienen una componente semianual significativa con máximo en octubre y mínimo a mediados de junio. No obstante el ciclo estacional es más débil que la media y por lo tanto a lo largo de todo el año entra agua profunda al golfo norte. Los ciclos estacionales de temperatura y salinidad cercanos al fondo están desfasados 180° respecto al transporte. Esto indica que la mayor entrada de agua profunda al golfo norte está asociada a aguas más frías y menos salinas del Pacífico. La velocidad geostrófica superficial en el extremo sur del Canal de Ballenas también está 180° fuera de fase con el transporte profundo, lo que quiere decir que la máxima anomalía negativa de velocidad (hacia la boca) sucede en octubre y la máxima anomalía positiva (hacia la cabeza) a finales de junio. El desfase entre el transporte y la velocidad geostrófica sugiere que el intercambio de agua se extiende hasta la superficie y que puede ser el patrón fundamental de la circulación entre las partes sur del Canal de Ballenas y el sur del golfo. Es importante resaltar que las estimaciones de transporte y corrientes geostróficas se hicieron con datos totalmente independientes. El desfase de 17 días entre el máximo transporte en San Lorenzo con el de Delfín es consistente al tiempo necesario para que tenga lugar la advección de agua entre el umbral de San Esteban y el de Delfín, si suponemos que el máximo transporte en San Esteban sucede al mismo tiempo que en San Lorenzo. Por otro lado existe un desfase de aproximadamente un mes entre el ciclo estacional de temperatura en el umbral Delfín y el del umbral de Ballenas. Este último está más en fase con el ciclo estacional de temperatura superficial. Estos resultados sugieren que la temperatura en el umbral de Ballenas está principalmente afectada por la mezcla vertical intensa que se espera en esa zona (López *et al.*, 2008).

El ciclo estacional de las corrientes cercanas a la superficie (~ 100 m) en el umbral de Ballenas coincide con la máxima entrada de agua por el fondo en la parte sur del canal. Este resultado es consistente con el patrón de circulación propuesto para el flujo medio

en el canal; agua que entra por el fondo y que sale cercana a la superficie en ambos extremos de la cuenca (López *et al.*, 2006). Con los resultados de este trabajo se extiende ese patrón de circulación a la escala estacional.

El viento no parece ser el forzamiento principal de la circulación estacional superficial ni del transporte profundo en los umbrales, dado que el máximo de esfuerzo del viento ocurre después del máximo de la velocidad geostrófica superficial. Además las velocidades y el transporte tienen una componente semianual significativa que no se presenta en el viento. Por otro lado, el ciclo estacional de velocidad geostrófica superficial a través de la boca del golfo está aproximadamente 180° fuera de fase con el transporte profundo a través de los umbrales y en fase con las velocidades geostróficas superficiales en el golfo norte. En contraste, el máximo flujo de masa profunda a través de los umbrales ocurre en octubre cuando el golfo presenta su máxima exportación de calor hacia el Pacífico. Esta relación inversa también se observa, de manera aproximada, durante primavera/verano cuando se presenta la máxima entrada de calor del Pacífico.

Asimismo el ciclo estacional de flujo de calor entre el Canal de Ballenas y el golfo sur, al igual que el flujo de calor por la boca, es máximo hacia la boca cuando ocurre la máxima entrada de agua a través de San Lorenzo y Delfín. En promedio el Canal de Ballenas exporta calor la mayor parte del año por la capa inferior (10 meses) lo que es consistente con la permanente entrada de agua fría por el fondo en los umbrales. Además el mínimo transporte ocurre durante los tres meses en los que el canal importa calor del sur. Esto sugiere que la máxima salida de calor del Canal de Ballenas está asociada a entrada de agua fría a través de los umbrales de San Lorenzo y Delfín.

Nuestros resultados parecen ser consistentes con que los ciclos estacionales de la velocidad geostrófica y los de transporte profundo a través de los umbrales en el norte del Golfo de California, están modulados por la acción del Océano Pacífico a través de la boca del golfo. Esta idea ha sido propuesta por varios autores para el ciclo estacional del flujo horizontal del calor (p.ej. Ripa, 1990; 1997; Beier, 1997; Berón-Vera y Ripa, 2000).

Lista de referencias bibliográficas

- Atlas, R., Hoffman, R. N., Ardizzone, J., Leidner, S. M., Jusem, J. C., Smith, D. K. y Gombos, D. (2011). A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 157-174., 92(2), 157 – 174.
- Badan-Dangon, A., Dorman C. E., Merrefield M. A., y Winant C. D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans (1978 – 2012)*, 96(C9), 16,877–16,896.
- Badan-Dangon, A., Hendershott M. C., y Lavín M. F. (1991b). Underway Doppler current profiles in the Gulf of California. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 72(19), 217-218.
- Baumgartner, T. R. y Christensen Jr, N. (1985). Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *J. Marine Res.*, 43(4), 825-848.
- Beier, E. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 615– 632. 27(5), 615 – 632.
- Berón-Vera, F. J. y Ripa, P. (2000). Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans (1978 – 2012)*, 105(C5), 11441 - 11457.
- Berón-Vera, F. J. y Ripa, P. (2002). Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 107, No. C8, 10.1029/2000JC000769.
- Bordoni S., Ciesielski, P. E., Johnson R. H., McNoldy B. D. y Stevens B. (2004). The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10109.
- Bray, N. A. (1988). Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 93, 4993-5020.
- Bryden, H. L., Candela J. y Kinder T. H. (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 33, 201–248.
- Castro, R., Lavín M. F. y Ripa P. (1994). Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 99, 3249–3261.
- Emery, W. y Thomson, R. (1998). *Data analysis Methods in Physical Oceanography*. (634 pp.). Amsterdam: Elsevier.

- Flores-Mateos, L. M. (2010). Corrientes de marea barotrópicas y baroclínicas en los umbrales del Golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 75 p.
- Gill, A. E. y Niiler, P. P. (1972). The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Res.*, 20, 141-177.
- Gutiérrez, M. O., López M., Candela J., Castro R., Mascarenhas A., y Collins C. A. (2014). Effect of coastal-trapped waves and wind on currents and transport in the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi: 10.1002/2013JC009538.
- Large W. G. y Pond S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Geophys. Res.*, 11, 324 – 336.
- Lavín M. F y Organista S. (1988). Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 93, 14033 – 14038.
- Lavín, M. F. y S. G. Marinone (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: Velasco-Fuentes, O. U., J. Sheinbaum y J. Ochoa (eds) (2003). *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*. (pp. 173 – 204). Dordrecht, Kluwer Academic.
- Lavín M. F., Palacios-Hernandez E. y Cabrera C. (2003). Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional (2003)*, Vol. 42, Num. 3, 363 - 375.
- López, M., Candela J., Argote M. L. (2006). Why does the Ballenas Chanel have the coldest SST in the Gulf of California? *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11603.
- López, M., Candela J. y García J. (2008). Two overflows in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 113: C08023.
- López, M. y García J. (2003). Moored observations in the northern Gulf of California: A strong bottom current. *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3048, doi:10.1029/2002JC001492.
- López, M., Zamudio, L. y Padilla F. (2005). Effects of the 1997-1998 El Niño on the Exchange of the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 110, C11005, doi:10.1029/2004JC002700.
- Marinone, S. G. (2003). A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3325, doi:10.1029/2002JC001720, 2003.

- Marinone, S.G. y Lavín M.F. (2003). Residual flow and mixing in the large islands region of the central Gulf of California. En: Velasco-Fuentes, O. U., J. Sheinbaum y J. Ochoa (eds). *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*. (pp. 213 – 236). Dordrecht, Kluwer Academic.
- Mascarenhas, A. S. Jr., 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. *J. Geophys. Res.*, 109, C07008.
- Pedlosky, J. (1998). *Ocean circulation theory*. (453 pp.). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Pedlosky, J. (2003). *Waves in the ocean and atmosphere*. (260 pp.). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Ripa, P. (1990). Seasonal circulation in the Gulf of California. *Annales Geophysicae*, 8, (7 - 8), 559 – 564.
- Ripa, P. (1997). Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 597 - 614.
- Ripa, P. (2002). Least squares data fitting. *Ciencias Marinas*, 28(1), 79-105.
- Ripa, P., y Marinone S. G. (1989). Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 115, 887 - 913.
- Roblou L., Lamouroux J., Bouffard J., Lyard F., Le Hénaff M., Lombard A., Marsaleix P., De Mey P. y Birol F. (2011). Post-processing Altimeter Data towards coastal application and integration into coastal models. En: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P. y Benveniste, J. (eds.). *Coastal Altimetry*. (pp. 217 - 246). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Taylor, J. R. (1982). *An Introduction to Error Analysis*. 2^a ed. (327 pp.) Sausalito, California: University Science Books.
- Wunsch, C., (1996). *The ocean circulation inverse problem*. (442 pp). Nueva York: Cambridge University Press.
-

Apéndice A

Fluctuaciones de la velocidad geostrófica superficial a partir de datos de presión subsuperficial y anomalía de nivel del mar

Integrando la ecuación hidrostática desde una profundidad $z = -h$ hasta la superficie del mar $z = \eta$ se obtiene

$$p = p_a + g \int_{-h}^{\eta} \rho dz,$$

donde p es la presión en $z = -h$ y p_a es la presión atmosférica. La presión se puede descomponer en una parte media (promedio temporal) que denotamos por \bar{p} y una parte fluctuante, p' , de tal forma que podemos escribir la presión como $p = \bar{p} + p'$. Nuestro objetivo es estimar la velocidad geostrófica tomando la diferencia entre dos sensores de presión aproximando la derivada de la presión entre esos dos puntos. La presión media depende de h que está en alguna superficie geopotencial. Sin embargo esa profundidad h no es la misma para los dos sensores de presión y por tanto no están referidos a la misma superficie geopotencial. Esto impide estimar la velocidad geostrófica promedio y por lo tanto nada más es posible estimar las fluctuaciones temporales de la velocidad geostrófica. Las fluctuaciones de la velocidad geostrófica están dadas por

$$v' = \frac{1}{f\rho_0} \frac{dp'}{dx} \quad (A1)$$

donde $f = 2\Omega \sin \varphi$ es el parámetro de Coriolis. El promedio espacial de v' está dado

$$\begin{aligned} \langle v' \rangle &= \frac{1}{(x_b - x_a)} \int_{x_a}^{x_b} \frac{1}{f\rho_0} \frac{dp'}{dx} dx \\ \langle v' \rangle &= \frac{1}{f\rho_0} \frac{(p_b' - p_a')}{(x_b - x_a)} = \frac{1}{f\rho_0} \frac{\Delta p'}{\Delta x} \end{aligned} \quad (A2)$$

donde x_a y x_b representan las posiciones de los sensores de presión y $\langle v' \rangle$ representa el promedio espacial de v' . Es decir, las fluctuaciones de la velocidad geostrófica estimadas a partir de la diferencia de las fluctuaciones de la presión entre los puntos x_a

y x_b representa el promedio espacial de las fluctuaciones de velocidad entre esos dos puntos. Para un instante dado, (A2) representa la fluctuación neta de la velocidad geostrófica superficial. Este promedio tiende a eliminar cualquier recirculación en la que haya flujos de diferente signo entre los dos puntos a través de los cuales se está estimando la velocidad geostrófica. Para el caso de las fluctuaciones de la velocidad geostrófica estimadas a partir de la anomalía del nivel del mar de altimetría, el principio es el mismo y se utiliza la misma ecuación (A2) con $\Delta p'$ reemplazada por $g\rho_0\Delta\eta$. El procedimiento para calcular $\Delta\eta$ entre los dos puntos extremos de la trayectoria se describe en la sección 2.2.2. También en este caso, las fluctuaciones de las velocidades geostróficas superficiales representan el promedio espacial entre los dos puntos utilizados para calcular la diferencia y por tanto también representan la fluctuación neta de la velocidad geostrófica superficial.

Apéndice B

Propagación de errores en el método de mínimos cuadrados

Los errores asociados al ajuste por mínimos cuadrados fueron obtenidos de acuerdo a Berón-Vera y Ripa (2000) (ver por ejemplo Ripa (2002) donde se hace una revisión exhaustiva del método). Dado que las observaciones son inexactas los parámetros del ciclo estacional estimados de ellas también lo son. Por ello podemos dividir a las observaciones (D) y los parámetros (A) en una parte verdadera y otra que represente el ruido o error

$$\tilde{D} = D_E \pm \tilde{\epsilon}_D \quad (1)$$

$$\tilde{A} = A_E \pm \tilde{\epsilon}_A \quad (2)$$

donde los subíndices E indican el valor real y las tildes indican que son variables aleatorias. Todos los términos de la ecuación (1) y (2) son vectores de $(n \times 1)$ y $(m \times 1)$, respectivamente. En el presente trabajo $n = 12$ (promedios mensuales) y $m = 5$ (parámetros estimados). La matriz de covarianza de los errores está dada por

$$C_D = \langle \tilde{\epsilon}_D \tilde{\epsilon}_D^T \rangle \quad (3)$$

que es una matriz simétrica con dimensiones $(n \times n)$. Los paréntesis angulares denotan un promedio sobre todas las realizaciones posibles y que hipotéticamente ocurrieron bajo condiciones idénticas. Para este caso suponemos que $\langle \tilde{\epsilon}_D \rangle = 0$. Si sustituimos (1) y (2) en nuestra solución del modelo de mínimo cuadrados obtenemos

$$\tilde{A} = (F^T W F)^{-1} F^T W \tilde{D}$$

$$(A_E + \tilde{\epsilon}_A) = (F^T W F)^{-1} F^T W (D_E + \tilde{\epsilon}_D) \quad (4)$$

con

$$\tilde{\epsilon}_A = (F^T W F)^{-1} F^T W \tilde{\epsilon}_D \quad (5)$$

donde F es una matriz de $(n \times m)$ con las funciones que vamos a ajustar evaluadas a los tiempos de las observaciones, W es una matriz $(n \times n)$ de pesos y $\langle \tilde{A} \rangle = A_E$. Dado que \tilde{A} es una variable aleatoria insesgada, la matriz de covarianza de los errores de A esta dada por

$$\begin{aligned} C_A \equiv \langle \tilde{\epsilon}_A \tilde{\epsilon}_A^T \rangle &= (F^T W F)^{-1} F^T W \langle \tilde{\epsilon}_D \tilde{\epsilon}_D^T \rangle W F (F^T W F)^{-1} \\ &= (F^T W F)^{-1} F^T W C_D W F (F^T W F)^{-1} \end{aligned} \quad (6)$$

donde $W^T = W$ y $(F^T W F)^{-1T} = (F^T W F)^{-1}$

En este sistema el valor óptimo de W es aquel que minimice el error al cuadrado de los parámetros. De esta manera tenemos

$$W = C_D^{-1} \quad (7)$$

Si sustituimos esta aproximación podemos minimizar la expresión de la covarianza de los parámetros (ecuación 6) como

$$\begin{aligned} C_A &= (F^T C_D^{-1} F)^{-1} F^T C_D^{-1} C_D C_D^{-1} F (F^T C_D^{-1} F)^{-1} \\ C_A &= (F^T C_D^{-1} F)^{-1} \end{aligned} \quad (8)$$

Escoger este valor para la matriz de pesos implica que la suma de los cuadrados de los residuos dados por nuestra ecuación normal, $A = (F^T W F)^{-1} F^T W D$, se reduzca a la suma de n variables al cuadrado con distribución normal, varianza unitaria y no correlacionadas. De esta manera nuestro modelo toma una distribución del tipo

$$\langle \min_A (R^T W R) \rangle = n - m \quad (9)$$

donde $n - m$ son los grados de libertad.

Por otra parte en la práctica el valor de C_D se desconoce, sin embargo si consideramos que los errores de los datos están no correlacionados podemos proponer que

$$C_D = \widehat{W}\sigma \quad (10)$$

donde $\widehat{W} = I$ y σ es un matriz diagonal ($n \times n$) que contiene el inverso de la varianza de cada promedio mensual. Con esto la matriz de covarianza de los parámetros queda finalmente como $C_A = \sigma(F^T F)^{-1}$. De esta manera los errores de los parámetros son

$$\epsilon_A = \sqrt{\text{diag}(C_A)} \quad (11)$$

Finalmente los errores dados por (11) son para las componentes de $A^T = [a_0 \ a_1 \ a_2 \ a_3 \ a_4]$, donde a_0 es el valor medio y $a_1 \ a_2 \ a_3$ y a_4 son los coeficientes de $\cos\omega t$, $\sin\omega t$, $\cos 2\omega t$ y $\sin 2\omega t$, respetivamente. Sin embargo, los ciclos estacionales se dan en términos de amplitud y fase de las componentes anual y semianual que están dadas por

$$U_1 = \sqrt{a_1^2 + a_2^2}, \quad U_2 = \sqrt{a_3^2 + a_4^2}, \quad \varphi_1 = \tan^{-1}\left(\frac{a_2}{a_1}\right) \text{ y } \varphi_2 = \tan^{-1}\left(\frac{a_4}{a_3}\right).$$

Los errores para amplitud y fase se obtienen de las fórmulas para la propagación del error (Taylor, 1982) y están dados por

$$\begin{aligned} \epsilon_{U_1} &= \frac{\sqrt{(a_1 \epsilon_{a_1})^2 + (a_2 \epsilon_{a_2})^2}}{U_1} & \epsilon_{\varphi_1} &= \frac{\sqrt{(a_2 \epsilon_{a_1})^2 + (a_1 \epsilon_{a_2})^2}}{U_1^2} \\ \epsilon_{U_2} &= \frac{\sqrt{(a_3 \epsilon_{a_3})^2 + (a_4 \epsilon_{a_4})^2}}{U_2} & \epsilon_{\varphi_2} &= \frac{\sqrt{(a_4 \epsilon_{a_3})^2 + (a_3 \epsilon_{a_4})^2}}{U_2^2} \end{aligned}$$

Los valores de estas incertidumbres se muestran como $f(\tilde{A}) = f(A_E) \pm f(\tilde{\epsilon}_A)$ donde $f(*)$ se refiere al error del parámetro (*) de la variable f .

Apéndice C

Componentes de los ajustes por mínimos cuadrados

A continuación se presentan los parámetros de los ciclos estacionales obtenidos por el método de mínimos cuadrados a la frecuencia anual (ω) y semianual (2ω) a lo largo del golfo. Los parámetros son A_0 , el valor medio del ajuste o el promedio, A_1 y A_2 , las amplitudes anual y semianual y φ_1 y φ_2 las fases de estos. También se incluye la varianza explicada (R^2) por dichos ajustes.

Tabla C1. Componentes de los ciclos estacionales de anomalía de velocidad geostrófica (m/s) de las series de tiempo horarias filtradas, de promedios mensuales y promedios climatológicos o típicos.

Sección entrada sur al Canal de Ballenas					
	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
Filtrado	0.08	30/4	0.06	13/1	0.3
Mensual	0.08 ± 0.02	$5/5 \pm 13$	0.04 ± 0.02	$14/1 \pm 13$	0.61
Típico	0.08 ± 0.01	$27/4 \pm 11$	0.05 ± 0.01	$15/1 \pm 8$	0.87
Sección entrada al golfo norte					
Filtrado	0.09	14/6	0.05	15/1	0.5
Mensual	0.09 ± 0.01	$13/6 \pm 6$	0.05 ± 0.01	$17/1 \pm 5$	0.69
Típico	0.09 ± 0.01	$11/6 \pm 8$	0.05 ± 0.01	$15/1 \pm 7$	0.91

Tabla C2. Componentes de los ciclos estacionales de anomalía de velocidad geostrófica (m/s) de las diferentes secciones a lo largo del golfo (las secciones esta indicadas en la figura 6). La sección TOTAL se refiere al compuesto obtenido de los ajustes hechos a los promedios de cada sección. En el primer renglón se muestra los valores estimados con los ajustes parabólicos a las secciones de las trayectorias de los datos de altimetría. El segundo renglón de cada región corresponde a la estimación hecha con los puntos extremos de cada sección de la trayectoria.

	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2	% datos
TOTAL	0.05 ± 0.01	$28/6 \pm 6$	0.02 ± 0.01	$14/1 \pm 8$	0.93	
Sur	0.04 ± 0	$25/6 \pm 3$	0.03 ± 0	$30/12 \pm 3$	0.99	~93 a 94
	0.05 ± 0	$3/7 \pm 2$	0.03 ± 0	$7/1 \pm 2$	0.98	
boca	0.06 ± 0	$14/7 \pm 4$	0.03 ± 0	$21/1 \pm 4$	0.98	~91 a 92
	0.05 ± 0.01	$9/7 \pm 6$	0.03 ± 0.01	$19/1 \pm 5$	0.95	
centro	0.05 ± 0.01	$13/6 \pm 12$	0.02 ± 0.01	$8/1 \pm 19$	0.80	66 – 85
	0.05 ± 0.01	$23/6 \pm 12$	0.02 ± 0.01	$11/1 \pm 16$	0.81	

Tabla C3. Componentes de los ciclos estacionales de transporte (Sverdrups) de las series de tiempo horarias filtradas, de promedios mensuales y de promedios climatológicos o típicos.

San Lorenzo						
	A_0	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
Filtrado	0.06	0.04	14/10	0.02	1/4	0.1
Mensual	0.08 ± 0.01	0.04 ± 0.01	$2/11 \pm 18$	0.05 ± 0.01	$16/3 \pm 7$	0.5
Típico	0.07 ± 0.01	0.04 ± 0.01	$12/10 \pm 12$	0.03 ± 0.01	$24/03 \pm 8$	0.79
San Esteban						
Filtrado	0.11	0.01	2/2	0.04	21/3	0.1
Mensual	0.10 ± 0.01	0.01 ± 0.01	$4/2 \pm 81$	0.04 ± 0.01	$17/3 \pm 7$	0.5
Típico	0.10 ± 0.01	0.01 ± 0.01	$7/2 \pm 66$	0.04 ± 0.01	$18/3 \pm 7$	0.73
Delfín						
Filtrado	0.09	0.06	14/11	0.03	14/10	0.4
Mensual	0.09 ± 0	0.06 ± 0	$10/11 \pm 4$	0.03 ± 0	$18/10 \pm 3$	0.9
Típico	0.09 ± 0	0.06 ± 0	$30/10 \pm 3$	0.03 ± 0	$12/10 \pm 3$	0.98

Tabla C4. Componentes de los ciclos estacionales de la temperatura (°C) cercana al fondo de las series de tiempo horarias filtradas, de promedios mensuales y de promedios climatológicos o típicos.

San Lorenzo						
	A_0	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
Filtrado	10	0.26	7/5	0.32	20/12	0.2
Mensual	10 ± 0.1	0.3 ± 0.1	$5/5 \pm 18$	0.3 ± 0.1	$23/12 \pm 10$	0.4
Típico	10 ± 0.04	0.3 ± 0.1	$4/5 \pm 13$	0.4 ± 0.1	$19/12 \pm 5$	0.88
San Esteban						
Filtrado	8.3	0.05	30/8	0.20	21/12	0.1
Mensual	8.3 ± 0.05	0.03 ± 0.1	$11/6 \pm 128$	0.2 ± 0.1	$20/12 \pm 12$	0.1
Típico	8.3 ± 0.06	0.05 ± 0.05	$19/8 \pm 51$	0.2 ± 0.05	$19/12 \pm 7$	0.73
Delfín						
Filtrado	11.1	0.8	11/6	0.4	23/1	0.7
Mensual	11.1 ± 0.04	0.8 ± 0.05	$6/6 \pm 4$	0.4 ± 0.05	$19/1 \pm 3$	0.91
Típico	11 ± 0.05	0.8 ± 0.1	$5/6 \pm 4$	0.4 ± 0.03	$18/1 \pm 4$	0.98
Canal de Ballenas						
Filtrado	12	0.3	4/7	0.2	21/2	0.5
Mensual	12 ± 0.03	0.3 ± 0.04	$1/7 \pm 10.2$	0.2 ± 0.05	$19/2 \pm 8$	0.6
Típico	12 ± 0.02	0.3 ± 0.03	$5/7 \pm 5$	0.1 ± 0.03	$25/2 \pm 5$	0.96

Tabla C5. Componentes de los ciclos estacionales de la temperatura (°C) cercana a la superficie de las series de tiempo horarias filtradas, de promedios mensuales y de promedios climatológicos o típicos.

Canal de Ballenas, Isla Ángel de la Guarda						
	A_0	A_1	φ_1/ω (día/mes)	A_2	$\varphi_2/2\omega$ (día/mes)	R^2
Filtrado	20	5.7	31/8	1.1	21/2	0.94
Mensual	20 ± 0.1	5.6 ± 0.2	$31/8 \pm 2$	1.1 ± 0.2	$18/2 \pm 5$	0.99
Típico	20 ± 0.1	5.6 ± 0.2	$30/8 \pm 2$	1.1 ± 0.2	$18/2 \pm 5$	0.99
Canal de Ballenas, Península						
Filtrado	21	6.7	29/8	1.4	22/2	0.95
Mensual	21 ± 0.1	6.6 ± 0.2	$29/8 \pm 2$	1.3 ± 0.2	$21/2 \pm 4$	0.98
Típico	21 ± 0.1	6.5 ± 0.2	$29/8 \pm 2$	1.2 ± 0.2	$23/2 \pm 5$	0.99
Isla Tiburón						
Filtrado	21	7.3	16/8	1.8	14/2	0.9
Mensual	21 ± 0.2	7.3 ± 0.2	$17/8 \pm 2$	1.7 ± 0.2	$14/2 \pm 4$	0.9
Típico	21 ± 0.2	7.2 ± 0.3	$15/8 \pm 2$	1.6 ± 0.3	$12/2 \pm 5$	1
Isla San Esteban						
Filtrado	20	7.1	20/8	1.7	09/2	0.89
Mensual	20 ± 0.2	7.2 ± 0.3	$21/8 \pm 2$	1.7 ± 0.3	$11/2 \pm 5$	1
Típico	20 ± 0.2	7.1 ± 0.3	$19/8 \pm 3$	1.6 ± 0.3	$9/2 \pm 6$	1
Isla San Lorenzo						
Filtrado	20	6	2/9	1.1	22/2	0.89
Mensual	20 ± 0.2	6 ± 0.3	$2/9 \pm 2$	1 ± 0.2	$22/2 \pm 8$	0.90
Típico	20 ± 0.1	6 ± 0.2	$1/9 \pm 1$	1 ± 0.2	$22/2 \pm 4$	1
Punta San Francisquito						
Filtrado	20	6	10/9	1.2	6/3	0.9
Mensual	20 ± 0.1	6 ± 0.1	$11/9 \pm 1$	1.1 ± 0.1	$7/3 \pm 3$	1
Típico	20 ± 0.1	6 ± 0.1	$10/9 \pm 1$	1.2 ± 0.1	$6/3 \pm 3$	1