

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**“SERIES TEMPORALES DE VARIABLES HIDROGRÁFICAS EN LA
PLATAFORMA DE SINALOA”**



**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
O C E A N O L O G O**

**PRESENTA
MANUEL OTHON GUTIERREZ VILLANUEVA**

ENSENADA, B.C. JUNIO DE 2010

**“SERIES TEMPORALES DE VARIABLES HIDROGRAFICAS EN LA
PLATAFORMA DE SINALOA”**

TESIS

QUE PRESENTA

MANUEL OTHON GUTIERREZ VILLANUEVA

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE

Dr. Rubén Castro Valdez
Presidente del Jurado

Dr. José Antonio Martínez Alcalá
Sinodal Propietario

Dr. Juan Manuel López Mariscal
Sinodal Propietario

RESUMEN

En este trabajo se analizan los datos de corriente durante noviembre de 2007 a noviembre de 2008 en la plataforma de Sinaloa. Para esto se instaló un anclaje frente a El Dorado Sinaloa (24.04° N- 107.87° W), sobre la isóbata de ~ 180 m y a una distancia de ~ 60 km de la costa. En el anclaje se utilizó un perfilador acústico (ADCP) a una profundidad de 130 m, el cual midió las corrientes y tres CTD tipo *Microcats* a 50, 90 y 120 m de profundidad. El perfil de velocidad mostró un flujo predominante hacia dentro el golfo con velocidad media de 0.15 m s^{-1} y máximos de 1.15 m s^{-1} . La componente a lo largo del golfo presentó mayor variabilidad que la componente transversal, sin embargo se observan flujos importantes hacia fuera de la costa. El análisis armónico de la marea tanto para el sensor de presión como para las componentes de velocidad, muestran que la componente M_2 (12.42 horas) y la K_1 (23.93 horas) son las más importantes. La elipse de variabilidad de la M_2 a los 26.5 m muestra que el semi-eje mayor es perpendicular a la batimetría, sin embargo, conforme aumenta la profundidad la elipse cambia su orientación, hasta ser paralela a la topografía cerca del fondo e indica la existencia de una marea interna para ambas frecuencias que refleja un retraso de la marea de ~ 1 hora para la M_2 y ~ 7 horas para la K_1 , entre 26.5 m y 130.5 m. Para los meses de invierno se observa la presencia de un flujo hacia fuera del golfo que acarrea Agua del Golfo de California (AGC), este flujo presenta una correlación significativa con los datos diarios de viento. Además, se observan salinidades y temperaturas bajas asociadas a un mínimo subsuperficial de salinidad. El viento y las corrientes no están correlacionados significativamente para verano ($r=0.21$), sin embargo, las corrientes están correlacionadas con las anomalías del nivel del mar en Manzanillo ($r=0.70$, 3 días) y Acapulco ($r=0.59$, 5 días). El nivel del mar entre estas dos estaciones, están significativamente correlacionadas ($r=0.81$, 2 días). Esto indica que los máximos registrados en el periodo de verano de 2008, están posiblemente asociados al paso de ondas atrapadas a la costa que viajan hacia la cabeza del GC, con una velocidad de fase de $\sim 3 \text{ m s}^{-1}$, ya que los vientos durante verano son débiles.

DEDICATORIA

*A mis padres,
Félix Gutiérrez López y Amelia Villanueva Rodríguez
Por ser mis dos más grandes ejemplos de vida, y por soportarme y apoyarme en este viaje
mar adentro que aún no termina.*

*A mis hermanos
Félix Gilberto Gutiérrez Villanueva y Claudia Amelia Gutiérrez Villanueva
A mi cuñada
Martha Patricia González Agraz
A mi sobrino
Félix Andrés Gutiérrez Villanueva
Por que ustedes son el ejemplo del que persevera alcanza, y gracias por ser las alegrías
más grandes de mi vida.*

*A mi amigo
Héctor Rubén Galindo Leyva[†]
Que te has adelantado en el camino y esto es por lo que no pudiste terminar.
Te extraño y espérame, que aún falta un gran océano por descubrir.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera dar las gracias al Dr. Rubén Castro Valdez, que por su disponibilidad, paciencia, consejos y confianza, me condujo a la elaboración de la presente tesis y a terminar mi última etapa de mis estudios.

Al Dr. Antonio Martínez Alcalá por su ayuda valiosa así como por sus comentarios y sugerencias, que sirvieron para escribir esta tesis, así como hacer notar los aciertos y errores, y por su apoyo para la presentación en congresos.

Agradezco al Dr. Juan Manuel López Mariscal, por sus comentarios y por aclarar mis dudas que surgieron durante el proyecto.

A mi universidad, y en especial a mi facultad, a todo el personal que labora en esta institución que hacen posible que exista esta carrera.

A mis profesores, maestros y asesores, que con sus consejos y comentarios, han hecho de mí un mejor alumno y persona y en especial a Reginaldo Durazo, Rafael Hernández, Manuel Moreno, Alfredo Salas, Marco Aurelio, Francisco Ley, Francisco Aranda, Patricia Alvarado, etc. Gracias a todos.

A mi familia, a mis abuelos, primos y tíos, por apoyarme en este viaje y por hacerme ver que uno persigue aquello por lo que lucha, sin importar los obstáculos.

A todas aquellas personas que durante 5 años, me han brindado su amistad, confianza, apoyo y ayuda incondicional. Gracias por esos momentos de alegría, felicidad y por qué no, por esos momentos tristes, malos y tropezones de los cuales hemos encontrado la forma de superarlos y seguir adelante. Xavier, Sughey, José Rubén, Shirin, Luis Alejandro, Carmen, José Augusto, Beatriz, Cristina, Francisco Javier, Laura, Maritza, Alejandra, Servando, Alma Carolina, Frida Lona, José Flavio y en especial, a Héctor Rubén, que se nos ha adelantado en el camino pero que aún sigue entre nosotros, haciéndonos reír y sonreír,

como solía hacerlo. Y por todos mis compañeros y amigos de la facultad, en especial a los de mi generación, que he pasado momentos sumamente agradables y compartido experiencias inolvidables. A todos ustedes, gracias.

A mis grandes amigos de toda la vida, que me apoyaron y me han brindado su amistad, aún cuando hemos emprendido diferentes caminos cada uno: Sergio Domínguez, Jonathan Figueroa, Luis Andrés Martínez, Jesús Guillermo Franco, Rodrigo Pichardo, Luis Arturo Martínez, Juan Carlos Lorenzana, Raúl Eduardo Pérez, Julián Lam, David Mares. A la generación 2005 del ICT.

Y por último, al Sr. Héctor Delgado por brindarme su apoyo moral y financiero durante la carrera, no tengo como agradecerle su ayuda incondicional, y espero algún día devolverle el favor que me ha brindado. Al personal que trabaja en la empresa, gracias.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	<i>i</i>
DEDICATORIA	<i>ii</i>
AGRADECIMIENTOS	<i>iii</i>
ÍNDICE	<i>v</i>
ÍNDICE DE FIGURAS	<i>vi</i>
ÍNDICE DE TABLAS	<i>viii</i>
I. INTRODUCCIÓN	<i>1</i>
II. OBJETIVOS	<i>7</i>
III. DATOS Y MÉTODO	<i>8</i>
1. Tratamiento preliminar	<i>9</i>
2. Estadística Básica	<i>11</i>
3. Análisis Armónico de Marea	<i>12</i>
4. Análisis Espectral.....	<i>15</i>
5. Análisis de coeficientes de correlación	<i>16</i>
V. RESULTADOS	<i>17</i>
1. Perfil medio de velocidad	<i>17</i>
2. Análisis de marea	<i>20</i>
3. Propiedades termohalinas	<i>26</i>
4. Flujos costeros hacia el polo.....	<i>27</i>
5. Análisis del viento local y anomalías del nivel del mar	<i>30</i>
VI. DISCUSIÓN	<i>38</i>
1. Corrientes, temperatura y salinidad.....	<i>38</i>
2. Marea en la plataforma de Sinaloa.	<i>40</i>
3. Viento y ondas atrapadas a la costa.....	<i>42</i>
VII. CONCLUSIONES	<i>45</i>
VIII. REFERENCIAS	<i>47</i>
IX. ANEXO	<i>52</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1	Localización del anclaje ‘El Dorado’ (◆) y de la estación meteorológica de Cabo Pulmo (*). Se incluye la localización de las estaciones del nivel del mar en Cabo San Lucas (■), Manzanillo (▲) y Acapulco (●).	9
2	Perfiles verticales de la velocidad promedio durante el año de medición: (a) componente a lo largo del golfo (máxima varianza) (+) y componente a lo ancho del golfo (+). (b) <i>Ídem.</i> que (a) pero para desviación estándar, (c) para el máximo y (d) para la orientación del eje de máxima varianza. Las cruces indican la profundidad a la cual se obtuvo cada velocidad.	19
3	Espectros de potencia para los sensores de presión y del nivel del mar: a) El Dorado, b) para las estaciones de Acapulco, Manzanillo y Cabo San Lucas, c) para la temperatura en ‘El Dorado’. d) Espectro rotacional para el promedio vertical de las corrientes (negativo para línea azul y positivo para la línea roja). En todos los espectros se graficaron solo 100 bandas de frecuencias. Las líneas continuas representan los picos diarios y semidiurnos, así como el inercial para (d). Los intervalos de confianza están calculados al 95% de confianza.	22
4	Perfil vertical de las contribuciones de las principales componentes de marea. Semi-eje Mayor, Semi-eje Menor, Orientación (Inclinación) y Fase con respecto al meridiano de Greenwich, de las corrientes totales. El sentido de rotación viene dado por el signo del semi-eje menor. Si $m < 0$ el sentido es horario (anticiclónico); si $m > 0$ la rotación es antihorario (ciclónico) y si $m = 0$ el flujo es rectilíneo. Componente semidiurna M_2 (azul) y componente diurna K_1 (rojo).	24
5	Elipses de marea para las corrientes totales: a) 26.5 m, b) 38.5 m, c) 50.5 m, d) 62.5 m, e) 74.5 m, f) 82.5 m, g) 94.5 m, h) 106.5 m e i) 118.5 m. j) Corresponde a la elipse de la componente barotrópica. Componente M_2 (azul) y componente K_1 (rojo).	25
6	Diagrama θ -S de datos horarios de los Microcats (50, 90 y 120 m) en la plataforma de Sinaloa, del periodo de noviembre 14 de 2007 a mayo 22 de 2008. La barra de colores indica la fecha.	27

7	Diagramas de astillas y rapidez sobre la plataforma de Sinaloa: a) 26.5 m, b) 38.5 m, c) 50.5 m, d) 62.5 m, e) 74.5 m, f) 86.5 m, g) 98.5 m, h) 110.5 m, i) 122.5 m y j) 130.5 m. La línea azul indica la magnitud de la corriente.	29
8	Elipses de variabilidad del flujo en la plataforma de Sinaloa. a) Cerca de la superficie y b) cerca del fondo. La flecha dentro de la elipse indica el flujo promedio diario.	30
9	<i>Idem.</i> que figura 7 para: a) estación meteorológica de Cabo Pulmo (CP) y b) de CCMP interpolados para El Dorado (ED).	31
10	Esfuerzo cortante del viento [Pa] de datos diarios interpolados para la ubicación del anclaje. La línea roja es para la componente hacia fuera (dentro) del golfo, y la azul es la componente a lo largo del golfo.	32
11	Velocidad de corriente de la componente a lo largo del golfo para a) 26.5 m, b) 50.5 m, c) 74.5 m y d) 94.5 m. Datos de estaciones de nivel del mar en e) Cabo San Lucas, f) Manzanillo y g) Acapulco. Los datos son diarios, sin media y sin mareas.	35
A1	Perfil vertical de a) Semi-eje Mayor, b) semi-eje Menor, c) orientación (Inclinación) y d) fase con respecto al meridiano de Greenwich, de las corrientes baroclínicas (es la diferencia de las corrientes observadas menos las corrientes promediadas verticalmente). Si $m < 0$ el sentido es horario (anticiclónico); si $m > 0$ la rotación es antihorario (ciclónico) y si $m = 0$ el flujo es rectilíneo. Componente semidiurna M_2 (azul) y componente diurna K_1 (rojo).	56
A2	Amplitud y fase (hrs) de la marea semidiurna M_2 (azul) y diurna K_1 (rojo), para la corriente observada a lo largo del golfo U_r .	57
A3	Serie de tiempo de datos horarios de temperatura y salinidad a 50 m de profundidad, sobre la plataforma de Sinaloa. La barra de colores indica spiceness calculada a partir de Flament (2002): valores altos (bajos) de spiceness indican agua más (menos) salada y de mayor (menor) temperatura.	57
A4	<i>Idem.</i> que fig. A3 para 90 m.	58

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
I	Estadística temporal de la componente u_r (a lo largo del golfo) y v_r (a lo ancho del golfo) para profundidades de 30.5 a 126.5 (cada 8 m). θ es el ángulo (matemático) del eje de máxima varianza del campo de velocidad.	20
II	Contribución de la marea para el sensor de presión del anclaje 'El Dorado'. El % de la varianza explicada indica la contribución de las mareas al campo de presión. El régimen de marea para el anclaje 'El Dorado' es mixto semidiurno.	24
III	Correlaciones del esfuerzo del viento con las componentes de máxima y mínima varianza de velocidad, temperatura y presión del anclaje El Dorado.	34
IV	Correlaciones vectoriales entre velocidad de corriente (U_r y V_r) y los datos del nivel del mar en el Pacífico Mexicano.	37
AI	Estadística básica de las componentes u y v , para cada profundidad. El promedio es la componente barotrópica (promedio por profundidad).	52
AII	Componente de máxima y mínima varianza, orientación (ángulo acimutal) y excentricidad. La orientación del eje del golfo es de 125° .	53
AII	Ajuste armónico de marea de las corrientes totales. El sentido de rotación de la elipse de marea es anticiclónico (cyclónico) si el semieje menor es menor (mayor) 0.	54
AIV	Estadística básica para las series de tiempo de temperatura y salinidad, para noviembre de 2007 a mayor de 2008.	55

AV	Estadística básica de los datos diarios de viento para las componentes de máxima y mínima varianza, para las estaciones de Cabo Pulmo y El Dorado.	55
AVI	Parámetros calculados a partir de los resultados de las correlaciones desfasadas.	55

I. INTRODUCCIÓN

El Golfo de California (GC) es un mar semi-cerrado del Océano Pacífico subtropical (OP) localizado al Noroeste de México, entre los 23° y 31° N y los 107° y 115° O (Fig. 1). Por sus características fisiográficas puede ser dividido en cuatro zonas: 1) la zona norte que comprende una plataforma continental ancha y con pendiente suave; 2) la zona de las grandes islas (región central), que como límite comprende las islas de San Lorenzo, San Esteban y Tiburón, con plataformas angostas a ambos lados del GC y con profundidades hasta de 1600 m; 3) la Zona Sur abarca desde la zona de las grandes islas a la línea entre Cabo Pulmo y El Dorado, y 4) la Zona de la Entrada al Golfo (ZEG), la cual tiene comunicación abierta con el OP. Esta última es conocida como una zona de transición oceanográfica compleja debido a que arriban masas de agua de orígenes diversos, las cuales generan zonas de frentes, mezcla, etc. (Collins *et al.*, 1997; Castro *et al.*, 2000; Lavín *et al.*, 2009; Lavín y Marinone, 2003).

Como en la mayoría de los mares semi-cerrados, la elevación debido a la marea en el golfo está determinada principalmente por las mareas adyacentes en el OP. La componente semidiurna M_2 (12.42 horas) entra al golfo con una amplitud de 30 cm, decrece cerca de un tercio en la Cuenca de Guaymas, para después incrementar su amplitud al pasar el archipiélago central del golfo, y llegar a la cabeza del GC, donde la amplitud en la entrada se incrementa cinco veces (Marinone, 2000).

Morales-Pérez y Gutiérrez de Velasco (1988), a partir de series de nivel del mar en 33 localidades del Golfo, analizaron las contribuciones de las componentes semidiurnas, diurnas y de periodo largo. Caracterizaron la marea de acuerdo al número de forma, y muestran que la marea mixta predomina en la región, con una tendencia hacia el tipo

semidiurno en el extremo norte. También, en la zona central del Golfo el número de forma muestra una tendencia hacia la marea diurna. Además, con mapas cotidales muestran que la amplitud de la marea semidiurna decrece de la región sur hacia la región central para después aumentar hacia el norte con un gradiente mucho más pronunciado, con un factor de amplificación de alrededor de 5. Para la banda diurna, las amplitudes se incrementan con un gradiente casi constante desde la boca hacia el extremo norte con un ligero aumento del gradiente a partir del archipiélago, con un factor de amplificación de 2.

Las corrientes de marea en el golfo han sido estudiadas principalmente por modelos numéricos, con la M_2 como principal agente forzante. Las elipses de marea de los modelos barotrópicos son muy rectilíneas y orientadas a lo largo del golfo. En el SGC las corrientes de marea producidas por la componente M_2 son muy débiles (1 a 2 cm s^{-1}), mientras que en el archipiélago y en el NGC son más intensas hasta alcanzar 60 cm s^{-1} (Marinone, 2000; Lavín y Marinone, 2003; Marinone y Lavín, 2005).

En relación al viento en el GC, se ha observado que este presenta cierto comportamiento estacional (Badán-Dangón *et al.*, 1991; Bordoni *et al.*, 2004). La mayor parte del año el viento sopla del noroeste (otoño, invierno y primavera) con velocidad de ~ 8 a $\sim 12 \text{ m s}^{-1}$. En el verano el viento se invierte y sopla del sureste con velocidades más bajas ($\leq 5 \text{ m s}^{-1}$), y está orientado principalmente a lo largo del golfo (Merrifield y Winant, 1989; Badán *et al.*, 1991). Bordoni *et al.* (2004), a partir de cinco años de observaciones de viento satelitales (QuikSCAT, 1999-2003), mostraron que a finales de primavera y principios del verano se presenta un cambio en la dirección del viento a lo largo del Golfo de California (viento del sur), que precede a la llegada de las lluvias monzónicas y del calentamiento de la capa superficial del golfo.

El GC muestra un comportamiento estacional del nivel del mar, con un máximo de elevación en el verano y un mínimo en invierno. Estas variaciones del nivel del mar son debidas al intercambio de calor que ocurre por la boca entre el GC y el OP. Ripa (1990) a través de las anomalías del nivel mar entre Guaymas y San Rosalía, calculó las velocidades geostróficas y estas sugieren que existe un forzamiento en la boca del GC causada por el Pacífico, que viaja anti horariamente (ciclónico) a una velocidad de 1.6 m s^{-1} . Esta hipótesis del forzamiento estacional en el GC por el Pacífico viene explicada por una onda interna de Kelvin de periodo anual (Ripa, 1997); además, sugiere que la circulación en el GC está dominada por el Pacífico y no como anteriormente se pensaba, que el viento era el agente forzante dominante (Roden y Groves, 1959).

Christensen *et al.* (1983) analizaron 16 registros de elevación del nivel del mar a lo largo de la costa oeste de México, y en sus resultados muestran que los eventos con periodos de 10 días y amplitudes de 20 cm se propagan hacia el norte a lo largo de la costa continental del Pacífico Mexicano y se extinguen en el GC. Sus resultados muestran que estos eventos de elevación del nivel del mar tienen una escala $<200 \text{ km}$ hacia fuera de la costa, y su velocidad de fase varía de $2 \text{ a } 4 \text{ m s}^{-1}$, sin producir un transporte neto y se presentan preferentemente durante el verano. Estas ondas tienen características híbridas entre una onda interna de Kelvin con topografía.

A partir de mediciones de un año entre 1983 y 1984 del viento, temperatura, presión y del campo de velocidad en el GC, Merrifield y Winant (1989) describen la dinámica espacial y temporal de la cuenca de Guaymas. Ellos mostraron que las fluctuaciones $<3 \text{ cpd}$ del campo de vientos son predominantemente hacia dentro del golfo en verano, y hacia fuera del mismo el resto del año. Así mismo, observaron que estas fluctuaciones del viento no están correlacionadas significativamente con las corrientes, la

temperatura y la presión, ya que estos vientos locales son débiles, y están correlacionadas al paso de ondas atrapadas a la costa (forzadas en el exterior del GC). Por otro lado, encontraron que las corrientes en Topolobampo y Guaymas (375 km de separación) están significativamente correlacionadas durante el verano, con un retraso de 1.5 días, asociada a ondas atrapadas a la costa continental (Sinaloa-Sonora) generadas por tormentas tropicales al sur del golfo, que viajan hacia dentro del golfo y generan corrientes de $\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$, y elevaciones de 30 cm sobre el nivel del mar.

Martínez y Allen (2004a) dan una perspectiva acerca del comportamiento y consecuencias del paso de ondas atrapadas a la costa dentro del golfo de California a partir de un estudio numérico. Muestran que las ondas viajan sin obstáculos a lo largo de la costa continental, pero al llegar a la zona de las islas se separan en 2 ondas sobre las islas; una que entra y se disipa al norte del golfo y lleva 10-20% de la energía incidente, mientras que la otra onda retorna del lado de la península. Dentro de su análisis, afirman que la onda que retorna pierde 50% de su amplitud sobre el archipiélago, en la zona de los umbrales.

Zamudio *et al.* (2008) describen los mecanismos de generación de remolinos en el sur del Golfo de California mediante el modelo numérico HYCOM (HYbrid Coordinate Oceanic Model) configurado para el Golfo de California, con forzamientos de viento y efectos oceánicos remotos y locales. Mostraron que la variabilidad mensual de las corrientes y anomalía del nivel del mar es principalmente debida a la Corriente Costera Mexicana (CCM), donde las puntas extendidas hacia fuera de la costa en Topolobampo y Cabo Lobos generan los remolinos en el sur del Golfo de California. Estos mismos autores discuten que durante los veranos de 1999 y 2004, la corriente costera hacia el polo se

intensificó por el arribo de ondas atrapadas a la costa de origen ecuatorial, que a su vez contribuyeron a la generación de estos remolinos.

Estudios recientes en la entrada al GC, a través de estaciones hidrográficas en una sección entre Cabo Pulmo, BCS y El Dorado, Sinaloa, muestran que el campo medio termohalino por arriba de los 200 m es asimétrico, ya que las aguas menos salinas y más cálidas se observan cerca de Sinaloa y las más salinas pero relativamente más frías cerca de la península. Por otro lado, estas observaciones han mostrado la presencia de un flujo de agua que entra al golfo cerca de la plataforma de Sinaloa, así como un flujo de salida cercano a la península de Baja California (Collins *et al.*, 1997; Castro *et al.*, 2000; Mascarenhas *et al.*, 2004).

Lavín *et al.* (2006), en base a observaciones directas del periodo de Junio 2003 y Junio de 2005, describen las características de la corriente costera hacia el polo frente a Cabo Corrientes. Reportan que para Junio de 2003 la corriente costera tiene 90-180 km de ancho, 400 m. de profundidad y velocidades de $\sim 0.3 \text{ ms}^{-1}$ y un transporte de $\sim 4 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En Junio de 2005, su ancho fue de $\sim 90 \text{ km}$, a 250-300 m de profundidad y velocidad promedio de $\sim 0.15 \text{ ms}^{-1}$ y transporte de $\sim 2.5 \text{ Sv}$. Observaron ACC y un flujo hacia el ecuador fuera de la costa. Además, mencionan que los remolinos afectan significativamente la corriente costera, y transportan ACC a la costa.

Godínez *et al.* (2010), describen la circulación superficial alrededor de la entrada del GC a partir de datos de satélite (altimetría) así como por 10 cruceros oceanográficos. En promedio, la circulación superficial muestra una parte de la CC que se dirige hacia el continente y hacia la entrada del GC donde ésta se divide en dos partes. Estas están separadas por una circulación ciclónica ligada a la costa sur de Cabo Corrientes. Esta

característica es producida por dinámica de Sverdrup, y es el primer indicador que la CCM es generada localmente por el rotacional del esfuerzo del viento.

Estudios de series de tiempo largas de parámetros oceanográficos por medio de anclajes en la porción sur del GC y en la ZEG son escasos o nulos. Generalmente las mediciones se han realizado a partir de lances hidrográficos desde cruceros, mediciones satelitales y por simulaciones numéricas (Mascarenhas *et al.*, 2004; Lavín *et al.*, 2009; Martínez y Allen, 2004a y 2004b; Zamudio *et al.*, 2008). La mayoría de los trabajos realizados a partir de series de tiempo se encuentran ubicados en la zona del archipiélago así como en el norte del GC (López y García, 2003; López *et al.*, 2008; Ramírez-Manguilar, 2000; Turrent, 1998), y son nulos en la ZEG. Así, la importancia de este trabajo radica en ser una serie de tiempo de larga duración (Noviembre '07-Noviembre '08), y se enfoca en mostrar en caracterizar y analizar las anomalías del campo de velocidad a través de mediciones de temperatura, salinidad, anomalías del nivel del mar, y el viento local, a través de un anclaje ubicado en la plataforma de Sinaloa, en la ZEG.

II. OBJETIVOS

General

Describir y analizar las corrientes y las propiedades termohalinas a través de un anclaje ubicado en la plataforma de Sinaloa.

Particulares

- Caracterizar el flujo medio y sus fluctuaciones.
- Mediante análisis armónico describir el comportamiento de las principales contribuciones de la marea.
- Determinar si existe una influencia permanente de la corriente costera hacia el polo, sobre todo en el periodo asociado al cambio de dirección de los vientos (fines de Mayo a Agosto).
- Detectar los eventos asociados a la presencia de Aguas de origen Tropical y subpolar (Corriente de California), así como las aguas originadas en el Golfo de California.
- Determinar si existe relación entre las fluctuaciones de las corrientes y las propiedades termohalinas con fluctuaciones de nivel del mar en estaciones al sureste de la zona de estudio.

III. DATOS Y MÉTODO

Como parte de las campañas oceanográficas PESCAR (PEgassus of the Sea of Cortés ARea), en las que a través de proyectos UABC (IIO-FMC) y que en colaboración con otras instituciones se han realizado desde 1992, se instaló un anclaje sobre la plataforma de Sinaloa (Fig. 1). Este anclaje, denominado “El Dorado”, fue ubicado sobre la isobata de ~183 m durante el periodo de Noviembre de 2007 a Noviembre de 2008. Dicho anclaje consiste de tres CTD (Conductivity-Temperature-Depth) tipo *Microcat* en las profundidades de ~50 m y ~90 m (Modelo SBE 37-SM), y de ~120 m (Modelo SBE 37-SI), con una razón de muestreo de 5 y 15 minutos, respectivamente. Para medir las corrientes en la columna de agua se incorporó un perfilador acústico ADCP de la marca Sontek de 250 kHz a una profundidad de ~130 m. Este instrumento obtuvo velocidades en celdas espaciadas cada 4 m hasta cerca de la superficie, con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Para los datos de los 3 CTD’s, el periodo de muestreo fue únicamente del 27 de noviembre de 2007 al 22 de mayo de 2008, debido a problemas con la instalación del aparato. Sin embargo, para el ADCP el periodo de muestreo fue del 27 de noviembre de 2007 al 02 de noviembre de 2008.

Adicionalmente, se utilizaron los datos de viento (magnitud y dirección) de una estación meteorológica ubicada en Cabo Pulmo, Baja California Sur (Fig. 1), muestreados cada hora durante el mismo periodo de muestreo del anclaje (velocidad de corriente). Además, datos diarios de viento para el mismo periodo fueron obtenidos de un producto llamado “A Cross-Calibrated Multi-Plataform Ocean Surface Wind Velocity for Meteorological Applications” (CCMP). Esta base de datos contiene el campo de vectores del viento sobre la superficie de la tierra por el Método de Análisis Variacional, mezclado

con datos de escaterómetros (NSCAT y SeaWinds de QuikSCAT/ADEOS-II; http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/). Debido a que esta base de datos se encuentra en una malla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ latitud/longitud, se extrajo la serie de tiempo más cercana a la localidad del anclaje.

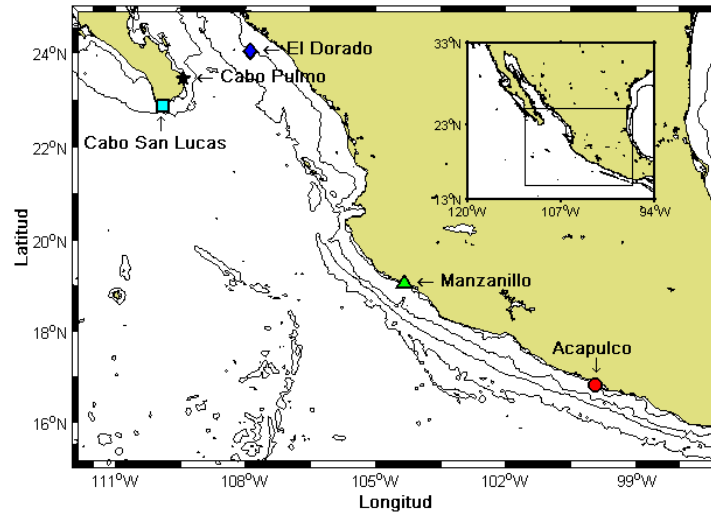


Figura 1. Localización del anclaje ‘El Dorado’ (◆) y de la estación meteorológica de Cabo Pulmo (*). Se incluye la localización de las estaciones del nivel del mar en Cabo San Lucas (■), Manzanillo (▲) y Acapulco (●).

1. Tratamiento preliminar

Antes de utilizar los datos de series de tiempo, fue necesario realizar una inspección de los mismos para detectar posibles errores y después, hacer tratamientos para mejorar su calidad. Una inspección rápida de los datos del ADCP mostró parches de datos vacíos para algunas profundidades. De ahí, que solo se utilizarán los datos de 30 m a 130 m de profundidad. Después se realizó una serie de filtrados que se explican a continuación:

1. Para los datos de salinidad, temperatura, presión y velocidad del viento fue necesario eliminar los datos “extremos” o ruido, producidos por errores del aparato

(‘despiker’). Estos datos (~30% de los datos de velocidad de corriente) son rellenados mediante una interpolación lineal.

2. Los datos de las componentes de velocidad de la corriente (u, v) y del viento para la EMCP están orientados hacia el norte magnético, por lo tanto, se realizó una corrección por la declinación magnética presente en la localidad del anclaje y para el tiempo en que estuvo instalado. Esto permite orientar las corrientes al norte geográfico. A los datos (dirección y magnitud) de la EMCP se les sumo 180° para después obtener cada uno de los vectores de velocidad rotados hacia donde se dirige el viento.
3. Los instrumentos localizados a 120 m de profundidad muestrearon a un intervalo de cada 15 minutos, mientras que los ubicados a 50 m y 90 m midieron a una razón de cada 5 minutos, por lo cual, para facilitar el análisis estadístico y disminuir la desviación estándar de los datos fue necesario hacer que las series de tiempo presentaran señales simultáneas y para esto, se hizo un filtrado pasa-bajo y después se diezmaron a cada hora para toda las series de tiempo de los tres CTD's. Por último, para desprestigiar todos aquellos fenómenos con periodos iguales o menores a 24 horas, se realizó un filtrado de las series de tiempo, que elimina eficientemente las mareas y deja pasar las bajas frecuencias. Para estos casos se utilizó un filtro pasa-baja Lanczos coseno, descrito, con una frecuencia de corte de 2 cph y 2 cpd (Emery y Thompson, 2002).

2. Estadística Básica

Una vez realizado el tratamiento preliminar de los datos, se procedió a realizar cálculos de estadísticos básicos: máximos (mínimos), promedios y Raíz Cuadrática Media (RMS) para cada una de las variables (salinidad, temperatura, presión y velocidad de corriente), promedios temporales y por profundidades; además, se realizaron histogramas para conocer la distribución de los datos. Los datos de velocidad de corriente y del viento, se rotaron a los ejes de máxima y mínima varianza (Emery y Thompson, 2002). Como primer paso se sustrajo la media a cada una de las componentes de velocidad (ADCP y viento, por separado) $u' = u - \bar{u}$ y $v' = v - \bar{v}$, donde u y v son las componentes este-oeste y norte-sur, respectivamente, y \bar{u} y \bar{v} es la media de cada componente. Para encontrar los ejes principales, se construyó una matriz de covarianza, y se resuelve como un problema de eigenvalores:

$$\det|C - \lambda I| = 0,$$

donde C es la matriz de Covarianza, λ son los eigenvalores y I es la matriz de identidad. La solución de esta ecuación cuadrática nos lleva a la ecuación $\lambda^2 - [u'^2 + v'^2]\lambda + \bar{u}'^2\bar{v}'^2 - \overline{u'v'}^2 = 0$, donde las dos raíces $\lambda_1 > \lambda_2$, son los eigenvalores, que corresponden a las varianzas de las fluctuaciones de velocidad a lo largo del eje mayor y menor, respectivamente. La orientación de los ejes difiere 90° y el ángulo del eje principal θ_p se obtuvo mediante la relación:

$$\theta_p = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left[\frac{2\overline{u'v'}}{\bar{u}'^2 - \bar{v}'^2} \right],$$

donde el ángulo del eje principal está definido entre el rango de $-\pi/2 \leq \theta_p \leq \pi/2$.

Las varianzas de los ejes principales (λ_1, λ_2) de los datos se obtuvieron mediante la ecuación:

$$\left. \begin{matrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \end{matrix} \right\} = \frac{1}{2} \left\{ (\overline{u^2} + \overline{v^2}) \pm [(\overline{u^2} - \overline{v^2})^2 + 4(\overline{u'v'})^2]^{\frac{1}{2}} \right\}$$

en donde el signo + es usado para λ_1 y el signo - para λ_2 . La principal utilidad de este análisis es para obtener la orientación principal del flujo para cada una de las profundidades.

3. Análisis Armónico de Marea

Para calcular el porcentaje de variabilidad de la componente principal de la corriente debida a la marea, se llevó a cabo un análisis armónico de la series de corrientes para cada profundidad. Para esto, se utilizó el método de mínimos cuadrados (Emery y Thompson, 2002), donde las series de tiempo de las componentes de velocidad se escriben de manera compleja como $Z(t) = u + i * v$, donde u (Este-Oeste) es la parte real y v (Norte-Sur) es la imaginaria. Si se desea obtener la contribución de M señales armónicas que cada una ocurre a una frecuencia σ_j donde $j= 1, 2, \dots, M$, la señal se representa de la forma:

$$Z(t) = u_0(t) + \sum_{j=1}^M u_j \cos[2\pi(\sigma_j t - \beta_j)] + i \left\{ v_0(t) + \sum_{j=1}^M v_j \cos[2\pi(\sigma t - \alpha_j)] \right\}$$

Al sustituir $cu_j = u_j \cos(2\pi\beta_j)$, $su_j = u_j \sen(2\pi\beta_j)$, $cv_j = v_j \cos(2\pi\alpha_j)$ y $sv_j = v_j \sen(2\pi\alpha_j)$ en la ecuación anterior, la señal se puede escribir como:

$$Z(t) = u_0(t) + \sum_{j=1}^M [cu_j \cos(2\pi\sigma_j t) + su_j \sen(2\pi\sigma_j t)] + i \left\{ v_0(t) + \sum_{j=1}^M [cv_j \cos(2\pi\sigma_j t) + sv_j \sen(2\pi\sigma_j t)] \right\}$$

Cada frecuencia σ_j tiene un valor de:

$$a^+ = \left[\left(\frac{cu + sv}{2} \right)^2 + \left(\frac{cu - su}{2} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}},$$

$$a^- = \left[\left(\frac{cu - sv}{2} \right)^2 + \left(\frac{cu + su}{2} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}},$$

$$\varepsilon^+ = \tan^{-1} \left(\frac{cv - su}{cu + sv} \right) \text{ y}$$

$$\varepsilon^- = \tan^{-1} \left(\frac{cv - su}{cu + sv} \right)$$

en el cual a^+ y a^- es el primer vector con giro ciclónico (contra las manecillas del reloj) y el segundo vector con giro anticiclónicamente (a favor de las manecillas del reloj) y, ε^+ y ε^- es el ángulo (radianes) en contra de las manecillas del reloj para el eje u positivo en $t=0$. Por otro lado, la contribución de la marea para cada componente j se puede expresar como:

$$Z(t) = Z^+(t) + Z^-(t) = a^+ e^{(i\varepsilon^+ + i2\pi\sigma t)} + a^- e^{(i\varepsilon^- - i2\pi\sigma t)}$$

Al observar la ecuación anterior, se nota que la contribución de la marea viene dada por dos vectores $Z^+(t)$ y $Z^-(t)$, y cada uno rota a una velocidad angular de σ cph. La trayectoria del vector $Z(t)$ traza una elipse de la forma $\frac{x^2}{M^2} + \frac{y^2}{m^2} = 1$, donde M es el semieje mayor y m el semieje menor. Con esto, se trazan las elipses componentes de marea para cada frecuencia σ_j , donde

$$M_j = a_j^+ + a_j^-$$

$$m_j = a_j^+ - a_j^-$$

$$\theta_j = \frac{1}{2}(\varepsilon_j^+ + \varepsilon_j^-)$$

θ es el ángulo de inclinación del semieje mayor con respecto al eje Este-Oeste. Para saber el sentido de rotación de la componente j , basta con saber el signo del semieje menor m .

Esto es si:

$m > 0$ ($a^+ > a^-$) la componente gira ciclónicamente (contra las manecillas del reloj)

$m < 0$ ($a^+ < a^-$) la componente gira anticiclónicamente (favor las manecillas del reloj)

$m = 0$ ($a^+ = a^-$) el sentido de rotación no importa

Adicionalmente, se calcula otro elemento importante dentro del análisis armónico, que es el desfase de Greenwich g , que se define como la fase entre la culminación de la componente de la marea vertical local y la culminación de la componente correspondiente al potencial (Godin, 1988). $V(t)$ es el argumento astronómico de la componente de la marea en tiempo t . Entonces:

$$g^+ = V(t) - \varepsilon^-$$

$$g^- = V(t) + \varepsilon^+,$$

y a partir de estas expresiones, la fase se calcula:

$$g = \frac{g^+ - g^-}{2}$$

Las elipses de marea presentan una cierta dificultad cuando se desea hacer una interpretación correcta de los resultados. Se pueden encontrar en ciertos puntos donde la fase y la inclinación presentan cambios abruptos, sin embargo existen 2 formas de representar una elipse de forma equivalente. Para los casos en que se presenten cambios abruptos, se hace la transformación:

$$M \rightarrow M \quad m \rightarrow m \quad \theta \rightarrow \theta' + \pi \quad g \rightarrow g' + \pi$$

Este análisis se realizó con el programa t_tide (Pawlowicz *et al.*, 2002) en MATLAB con el fin de conocer la contribución porcentual de las mareas, que se encuentra disponible en http://www.eos.ubc.ca/~rich/#T_Tide.

4. Análisis Espectral

Una herramienta muy útil cuando se trabaja con series de tiempo es la Transformada de Fourier, que permite cambiar el dominio de tiempo al dominio de la frecuencia. Esto nos ayuda a observar las principales señales (frecuencias) que aportan una mayor energía a la distribución de los datos. La Transformada Rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) es el algoritmo más común utilizado para determinar la energía espectral. La técnica más usada en oceanografía para calcular la densidad de energía espectral es el método por periodograma, que cae en la categoría de técnicas no paramétricas, ya que es definida independientemente para cualquier serie de tiempo (Emery y Thompson, 2002).

La cantidad:

$$S'_k = \frac{1}{[(N+K)\Delta t]^2} [|Y_k|^2 + |Y_{N+K-k}|^2] = \frac{1}{(N+K)^2} \sum_{n=0}^{N+K-1} |y_n e^{-i2\pi f_n \Delta t}|^2,$$

es conocida como el periodograma.

Para suavizar el espectro resultante se realizó un promediado por bandas de frecuencias. A partir del máximo número de frecuencias posibles a graficar ($N / 2$), se utiliza la FFT para calcular distintas estimaciones del espectro y así promediar las estimaciones del espectro adyacentes. El espectro resultante es asignado en el punto medio del promedio (*i. veg.*, al promediar las bandas 1, 2, y 3 se forma una estimación del espectro centrado en 2). En este caso se utilizaron 5 bandas para promediar y centrar en 3, y al final se graficaron únicamente 100 bandas de frecuencia.

En el caso para las series de velocidad de corriente, se utilizó el espectro rotacional, donde las componentes se convierten en un vector $Z(t) = u + i * v$, y así trabajar con dos componentes rotacionales (cyclónico y anticiclónico).

5. Análisis de coeficientes de correlación

Para poder entender mejor los mecanismos que afectan a las variables termodinámicas y corrientes medidas hidrográficas, así para determinar que tanto co-varían dos variables tanto el dominio temporal como espacial, se pueden calcular los coeficientes de correlación. A partir de lo anterior, se calcularon los coeficientes de correlación entre las series de temperatura, presión, velocidad de corriente y viento para encontrar el máximo de correlación entre dos series y el desfase temporal al que este ocurre.

Dos series de tiempo $Z_1(t)$ y $Z_2(t)$ representan las dos cantidades que se desean comparar, y pueden estar a diferentes profundidades y/o localidades, medidas en el mismo periodo. De acuerdo a Kundu y Allen (1976), en este estudio se utilizó la función de covarianza con desfase generalizada:

$$\rho(x_1, x_2, \tau) = \frac{\overline{Z_1^*(t)Z_2(t + \tau)}}{\left[(\overline{Z_1^*(t)Z_1(t)})^{\frac{1}{2}} (\overline{Z_2^*(t)Z_2(t)})^{\frac{1}{2}} \right]}$$

V. RESULTADOS

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos a partir de aplicar la metodología descrita en el capítulo anterior, a los datos de salinidad, temperatura, presión y velocidad de corriente. Sin embargo, para una mejor discusión de los resultados, se dividió esta sección de acuerdo a los objetivos planteados en este trabajo (ver capítulo II).

1. Perfil medio de velocidad

Los perfiles verticales de velocidad de la corriente promediados en el tiempo (en un año de medición) y su desviación estándar se muestran en la figura 2 y Tabla I (datos horarios). La componente u (Este-Oeste) se asemeja a la componente del eje de máxima varianza (u_r ; ver Tabla AI), y está alineada a la costa y batimetría del fondo. El perfil medio de velocidad mostró un comportamiento barotrópico, con un flujo con dirección hacia dentro del golfo, donde el máximo se observó a los 54.5 m ($\sim 0.15 \text{ m s}^{-1}$) y disminuyó con la profundidad (Fig. 2a). La componente a lo ancho del golfo (v_r) presenta una media de menor magnitud (2 veces) que la componente u_r , en la cual se encontró un flujo débil hacia fuera de la costa por arriba de 80 m, pero entre 82.5 m y 130.5 m el flujo fue predominante hacia la costa de Sinaloa. Así mismo, la componente u_r presentó una mayor variabilidad ($\sim 0.30 \text{ m s}^{-1}$) que la componente v_r ($\sim 0.14 \text{ m s}^{-1}$), donde la mayor variación se presenta cerca de la superficie para ambos casos y disminuye conforme aumenta la profundidad (Fig. 2b).

La velocidad máxima registrada durante el periodo de muestreo fue de $\sim 1.20 \text{ m s}^{-1}$ a una profundidad de 30.5 m (Fig. 2c). El perfil del máximo de u_r presentó un comportamiento semejante al perfil de la raíz cuadrática media para ambas componentes, donde a partir de los 30.5 m disminuyó el máximo hasta llegar a 0.73 m s^{-1} y 0.33 m s^{-1} para u_r y v_r , a una profundidad 130.5 m de profundidad, respectivamente. El promedio vertical de toda la serie para u_r es de 0.12 m s^{-1} y -0.03 m s^{-1} para v_r , lo cual indica un flujo predominante hacia dentro del golfo y un flujo de menor intensidad hacia la península. Por otro lado, la orientación del eje de máxima varianza fue alineado con respecto a la costa, que es de 145° con respecto al norte geográfico (Fig. 2d). Las magnitudes del eje de máxima y mínima varianza, resultan en elipses muy excéntricas que indica que el flujo fue casi rectilíneo (a lo largo del eje de máxima varianza), y los flujos hacia dentro y fuera de la costa resultaron ser menos energéticos (ver Tabla AII).

Tabla I. Estadística temporal de la componente u_r (a lo largo del golfo) y v_r (a lo ancho del golfo) para profundidades de 30.5 a 126.5 (cada 8 m). θ es el ángulo (azimutal) del eje de máxima varianza del campo de velocidad.

Profundidad (m)	$u_r \text{ (m s}^{-1}\text{)}$			$v_r \text{ (m s}^{-1}\text{)}$			$\theta \text{ (}^\circ\text{)}$
	Máx	Media	Desv. Std.	Máx	Media	Desv. Std.	
30.5	1.27	0.12	0.28	0.48	-0.01	0.12	159.34
38.5	1.17	0.14	0.28	0.56	-0.04	0.11	161.39
46.5	1.17	0.14	0.28	0.38	-0.02	0.10	160.53
54.5	1.18	0.14	0.27	0.55	-0.01	0.10	160.87
62.5	1.10	0.14	0.26	0.47	-0.01	0.10	161.05
70.5	1.06	0.13	0.25	0.43	-0.016	0.10	162.88
78.5	0.99	0.13	0.24	0.43	-0.029	0.09	162.27
86.5	0.91	0.13	0.23	0.44	0.011	0.09	158.02
94.5	0.92	0.12	0.22	0.47	0.048	0.08	155.91
102.5	0.85	0.11	0.20	0.50	0.064	0.08	152.63
110.5	0.80	0.11	0.19	0.44	0.036	0.07	154.64
118.5	0.74	0.09	0.18	0.39	0.018	0.06	155.78
126.5	0.77	0.08	0.17	0.28	-0.009	0.06	156.36
Promedio	0.99	0.12	0.23	0.45	-0.032	0.09	158.64

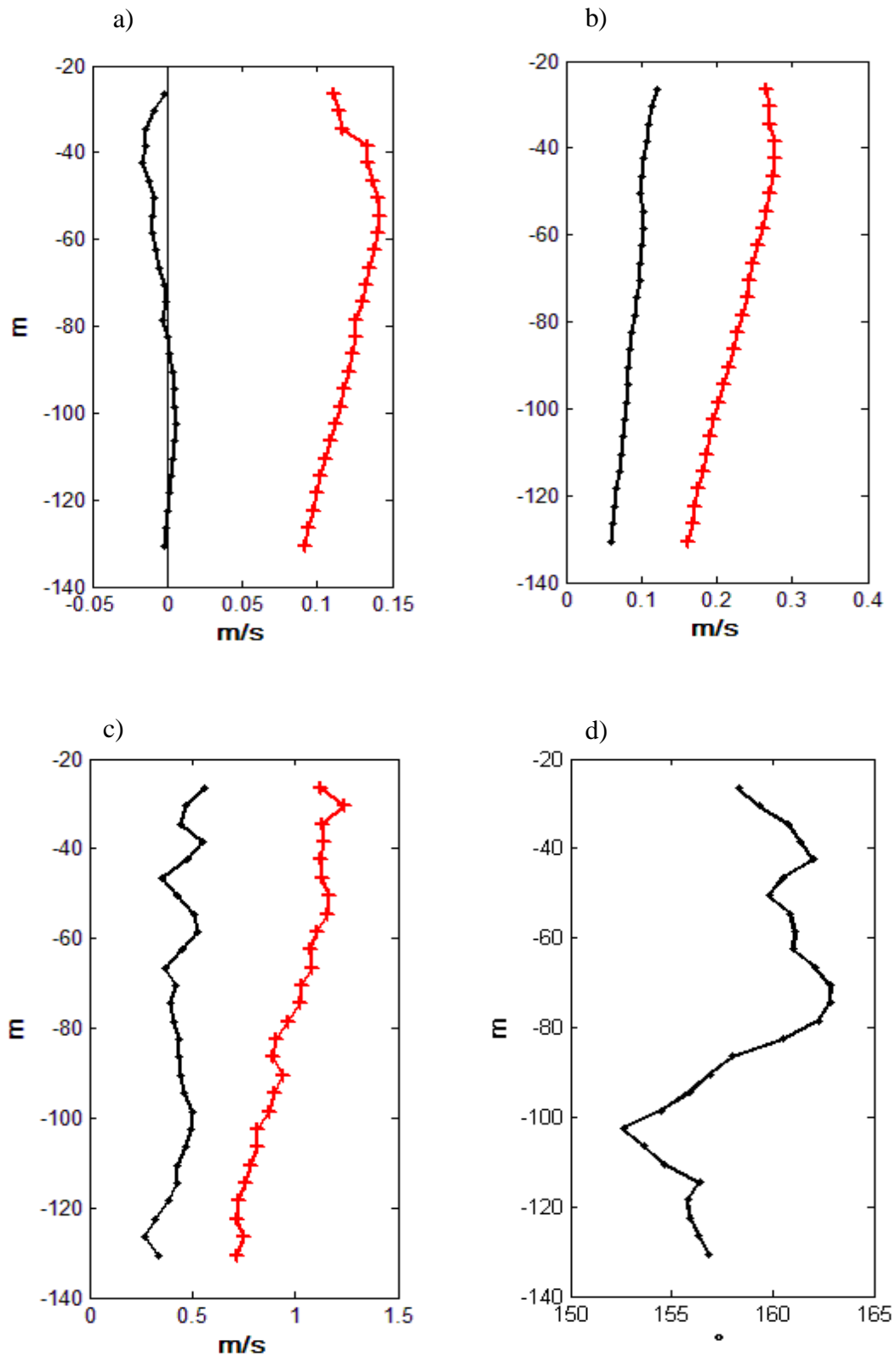


Figura 2. Perfiles verticales de la velocidad promedio durante el año de medición: (a) componente a lo largo del golfo (máxima varianza) (+) y componente a lo ancho del golfo (+). (b) Ídem que (a) pero para desviación estándar, (c) para el máximo y (d) para la orientación del eje de máxima varianza. Las cruces indican la profundidad a la cual se obtuvo cada velocidad.

2. Análisis de marea

El análisis de la marea se realizó a las observaciones del sensor de presión en ED (El Dorado). El análisis armónico para el sensor de presión a los 50, 90 y 120 m de profundidad resultó en promedio el 92.12% de variabilidad explicada por la marea. Las componentes M_2 (principal lunar semidiurna ~ 12.42 hrs) y K_1 (principal lunar diurna ~ 23.93 hrs) resultaron ser las más energéticas, con mayor amplitud la componente semidiurna que la diurna (Tabla IV). Así mismo, el régimen de marea o número de forma obtenido a partir del criterio de Dietrich (1963), que es la razón entre la suma de amplitudes de las dos componentes principales de la marea en la banda diurna (O_1 y K_1) y la suma de amplitudes de las dos componentes principales en la banda semidiurna (M_2 y S_2), fue de 0.49, que indica un régimen mixto predominantemente semidiurno (Tabla II).

Tabla II. Contribución de la marea para el sensor de presión del anclaje ‘El Dorado’. El % de la varianza explicada indica la contribución de las mareas al campo de presión. El régimen de marea para el anclaje ‘El Dorado’ es mixto semidiurno.

	Frecuencia (cph)	Periodo (horas)	Amplitud (cm)
K_1	0.0418	23.9345	24.15
O_1	0.0387	25.8193	17.69
P_1	0.0416	24.0659	7.53
M_2	0.0805	12.4206	33.21
S_2	0.0833	12.0000	24.46
K_2	0.0836	11.9672	7.90
% Var Explicada	92.12	Régimen de marea	0.49

Los espectros de potencia para la presión en la banda diurna y semidiurna presentaron una mayor densidad espectral respecto al resto de las bandas de frecuencias

(Fig. 3a). Además, se observaron frecuencias de menor dens. esp., tales como en la banda de 6, 8 y 10 horas. Para las estaciones de Acapulco y Cabo San Lucas (Fig. 3b), las frecuencias semidiurnas presentaron mayor densidad que las diurnas, mientras que en Manzanillo, el pico diurno es el más importante dentro de los picos de marea. Además, la estación de Cabo San Lucas presenta picos significativos dentro de los periodos de 6 y 4 horas. También, se observan picos de frecuencias bajas (<1 c. p. d.) para todas las estaciones, donde se muestran eventos con periodos de ~ 30 días.

El espectro de potencia para la temperatura (Fig. 3c) presenta picos en las bandas diurna y semidiurna, donde el campo de temperatura varía conforme se propaga la marea interna, sin embargo, su densidad espectral es menor comparada con frecuencias más bajas (periodos >1 día). Se observa que periodos cercanos a la señal anual y semianual, tienen una mayor densidad espectral. Estos armónicos juegan un papel importante ya que son representativas y reflejan principalmente los cambios meteorológicos que existen en el océano (Morales-Pérez y Gutiérrez, 1989). Sin embargo, para este análisis se enfocó en caracterizar y analizar las aportaciones de la banda diurna y semidiurna, ya que para la serie de tiempo de velocidad de corriente, la duración es de ~ 1 año y no permite determinar con una buena precisión las componentes anual (12 meses) y semianual (6 meses).

El espectro rotacional de las corrientes (Fig. 3d) mostró que la banda inercial, diurna y semidiurna la densidad espectral fue menor comparada con los picos a frecuencias <0.01 cpd tales como la quincenal (periodo de 15 días) y mayormente a la mensual (30 días). Estos últimos, son asociados a eventos que se encontraron también en el espectro del nivel del mar para las estaciones de Acapulco y Manzanillo.

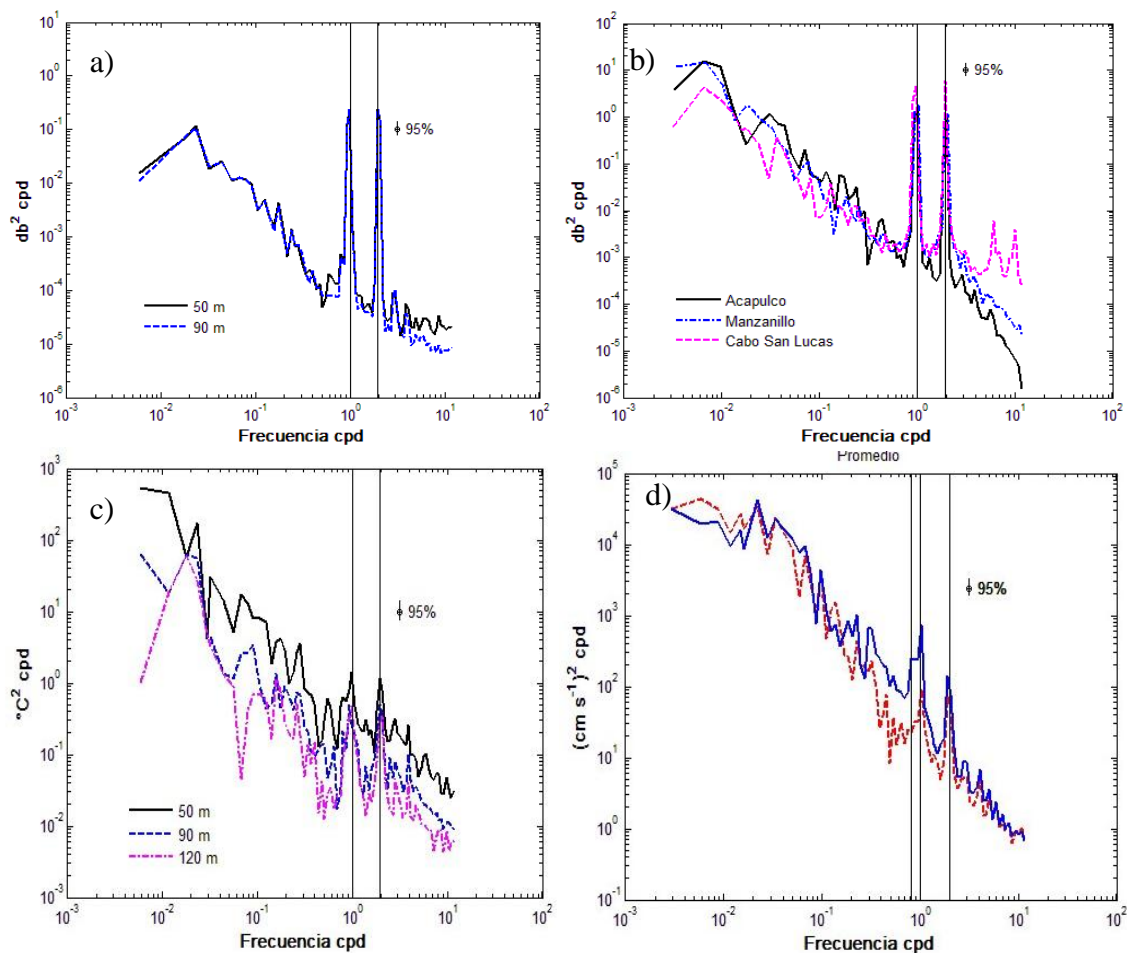


Figura 3. Espectros de potencia para los sensores de presión y del nivel del mar: a) El Dorado, b) para las estaciones de Acapulco, Manzanillo y Cabo San Lucas, c) para la temperatura en 'El Dorado'. d) Espectro rotacional para el promedio vertical de las corrientes (negativo para línea azul y positivo para la línea roja). En todos los espectros se graficaron solo 100 bandas de frecuencias. Las líneas continuas representan los picos diurnos y semidiurnos, así como el inercial para (d). Las barras representan el intervalo de confianza.

El mayor porcentaje de la varianza explicada de las corrientes por la marea fue a los 130.5 m de profundidad, con el 1.8% y 11.2% de la varianza para las componentes u_r y v_r , respectivamente. Para las corrientes barotrópicas (promedio vertical) (Noviembre 2007 a Mayo 2008), el análisis armónico mostró que la contribución de la marea para la varianza total fue de 1.8%.

Las componentes de marea más significativas fueron para la M_2 y la K_1 (95% de confianza), cuya elipse más energética fue para la componente semidiurna (Fig. 4). Para la componente M_2 , el perfil del semi-eje mayor se mantuvo con poca estructura vertical, con velocidades alrededor de 0.02 m s^{-1} (Fig. 4a). La inclinación del semi-eje mayor (u_r) aumenta con la profundidad, donde la orientación de la elipse cerca de la superficie esta casi alineada con el norte geográfico, sin embargo, conforme aumenta la profundidad, la elipse gira hacia el oeste (ciclónicamente) hasta alinearse con el eje longitudinal del golfo (Fig. 4c y Fig. 5). La fase (horas) de la M_2 presentó poco cambio en la vertical (Fig. 4d). En general, aumentó con la profundidad, con una diferencia de ~ 1 hrs entre cerca de la superficie y cerca del fondo (Fig. 4d). Este cambio está dado por el paso de mareas internas, que viajan a esa profundidad, y esto genera un retraso en la fase de la marea M_2 y un cambio importante en la orientación de la elipse de marea (Beier, 1999). El signo del semi-eje menor (v_r) para todas las profundidades fue negativo (-), y así, el sentido de rotación de la elipse resultó favor de las manecillas del reloj (anticiclónico, ver Metodología), sin embargo la excentricidad de las elipses en promedio es de 0.99 (Fig. 4 y 5), y el flujo fue casi unidireccional y el sentido de rotación de la elipse se pierde.

Por otra parte, el perfil de la componente K_1 presentó una mayor variabilidad que la componente M_2 (Fig. 4). En general, la componente diurna presentó amplitudes menores que la componente semidiurna. Entre los 50.5 y 62.5 m de profundidad el semi-eje mayor disminuyó su amplitud al igual que el eje de mínima varianza (los valores fueron cercanos a 0). Para la inclinación y fase, cerca de la superficie se encontraron los valores más altos (bajos) de inclinación (fase), donde la elipse está alineada a lo largo del golfo. Al aumentar la profundidad, la elipse de marea no se alinea con el eje del golfo y la fase ocurrió entre 17

y 22 hrs. Como se muestra en la figura 5, la excentricidad de las elipses reveló que donde se presenta un aumento en la inclinación del eje mayor se da un cambio en el valor de excentricidad. Entre los 70.5 y 90.5 m las elipses fueron más circulares, y para el resto de las profundidades la excentricidad en promedio fue de 0.93 (Fig. 5). El sentido de rotación fue anticiclónico para las elipses más circulares.

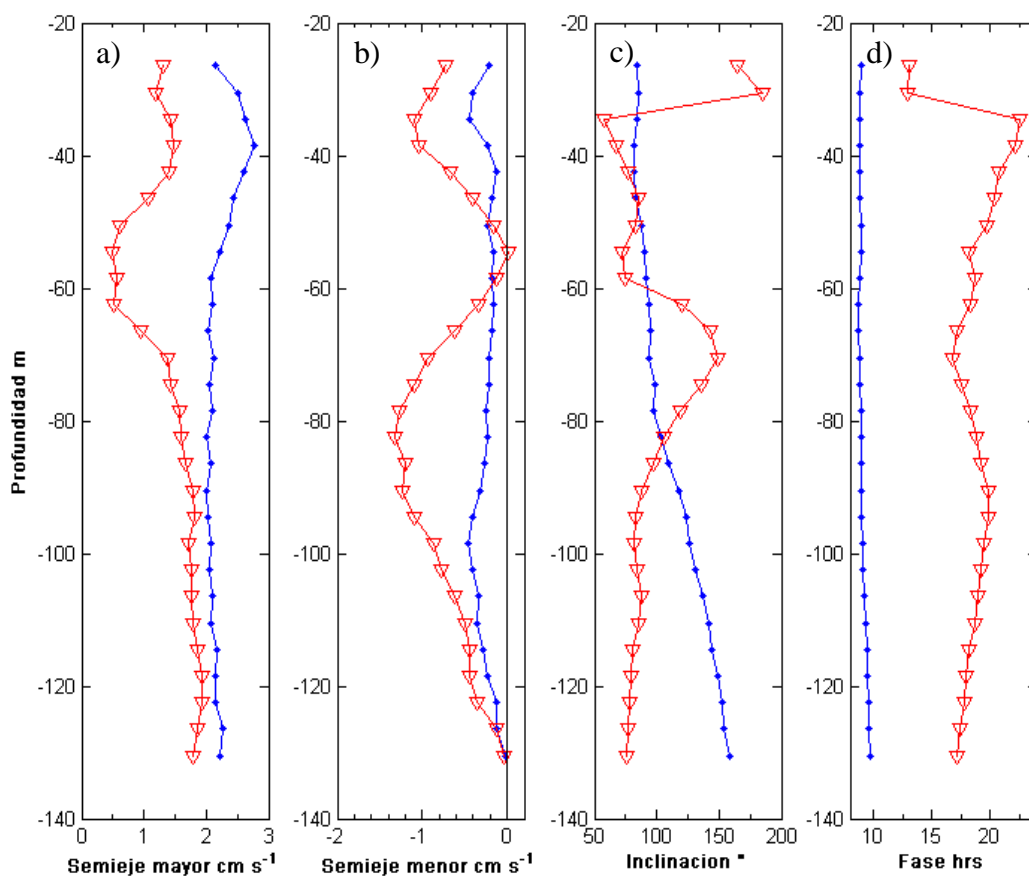


Figura 4. Perfil vertical de las contribuciones de las principales componentes de marea. a) Semi-eje Mayor, b) Semi-eje Menor, c) Inclinación (ángulo azimutal) y d) Fase con respecto al meridiano de Greenwich, de las corrientes totales. El sentido de rotación viene dado por el signo del semi-eje menor. Si $m < 0$ el sentido es horario (anticiclónico); si $m > 0$ la rotación es antihorario (cyclónico) y si $m = 0$ el flujo es rectilíneo. Componente semidiurna M_2 (azul) y componente diurna K_1 (rojo).

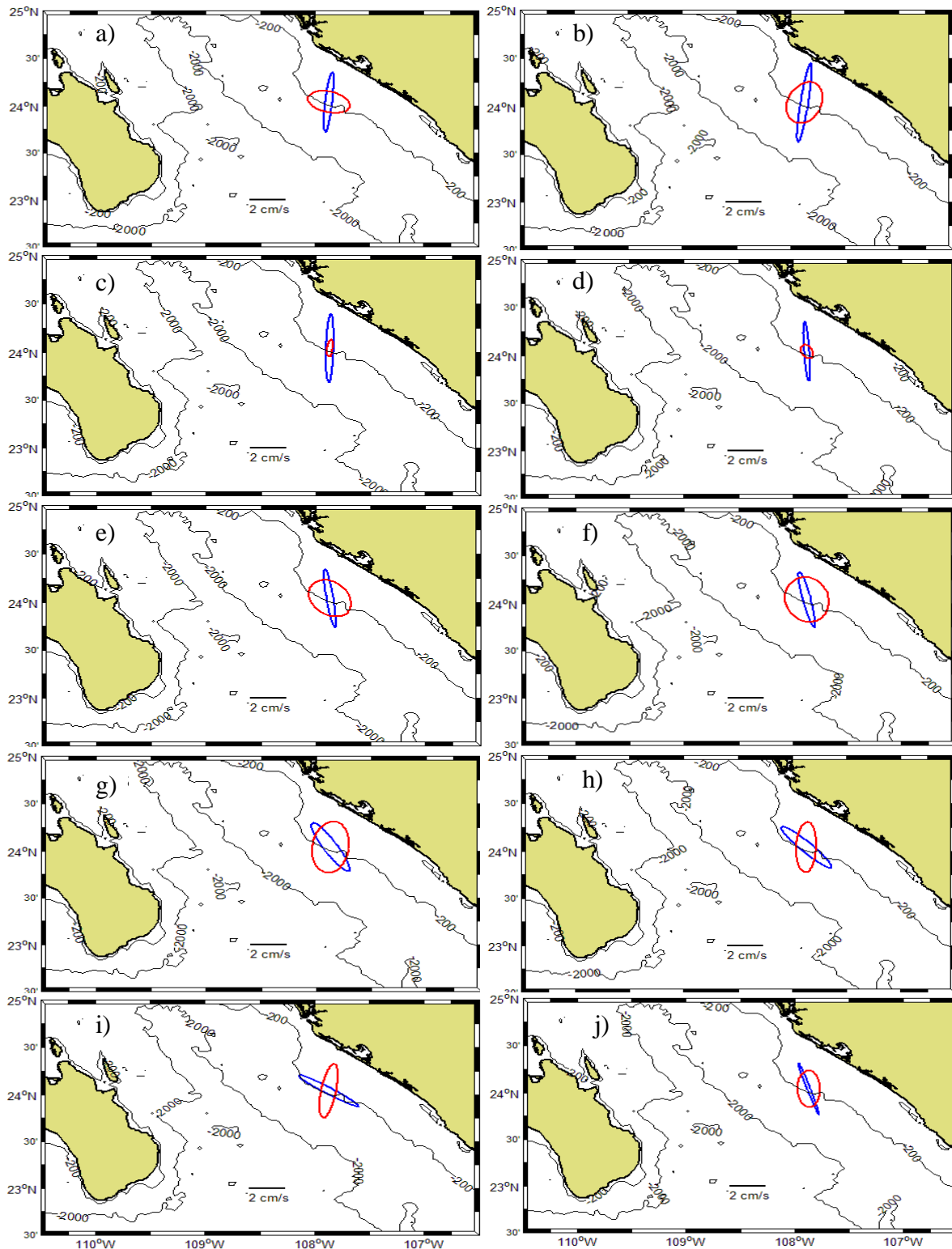


Figura 5. Elipses de marea para las corrientes totales: a) 26.5 m, b) 38.5 m, c) 50.5 m, d) 62.5 m, e) 74.5 m, f) 82.5 m, g) 94.5 m, h) 106.5 m e i) 118.5 m. j) Corresponde a la elipse de la componente barotrópica. Componente M_2 (azul) y componente K_1 (rojo).

3. Propiedades termohalinas

En base a los datos de temperatura y salinidad de los sensores *Microcats* se realizó un diagrama θ -S (Temperatura potencial-Salinidad, Fig. 6), para esto se tomó como referencia la clasificación de Lavín *et al.* (2009). Debido a la ubicación de los sensores en la columna de agua (≥ 50 m), la mayor concentración de los datos se encontró en el Agua Subtropical Subsuperficial (ASsSt), entre las temperaturas de 12 y 16.5 °C y la salinidad entre 34.5 y 34.9. Para los registros de 50 y 90 m, se observó la presencia del Agua del Golfo de California (AGC) y en menor medida el Agua de la Corriente de California (ACC). El AGC se detectó hasta los 90 m de profundidad desde finales de noviembre hasta diciembre de 2007, con temperaturas entre los 17 y 21 °C, así como en la segunda mitad de marzo, con un rango menor de temperatura (15 a 17 °C). Estos valores de alta salinidad se han observado anteriormente sobre la zona de la península principalmente, pero también sobre la zona de la plataforma continental de Sinaloa (Castro *et al.*, 2000, 2006; Lavín y Marinone, 2003). Se observaron dos mínimos subsuperficiales de salinidad a 50 m, uno en enero de 2008, con salinidad de 34.4 y temperaturas entre 13 y 16 °C, y el segundo en abril con un valor de 34.3 y temperaturas de ~ 15 °C que corresponden a ACC.

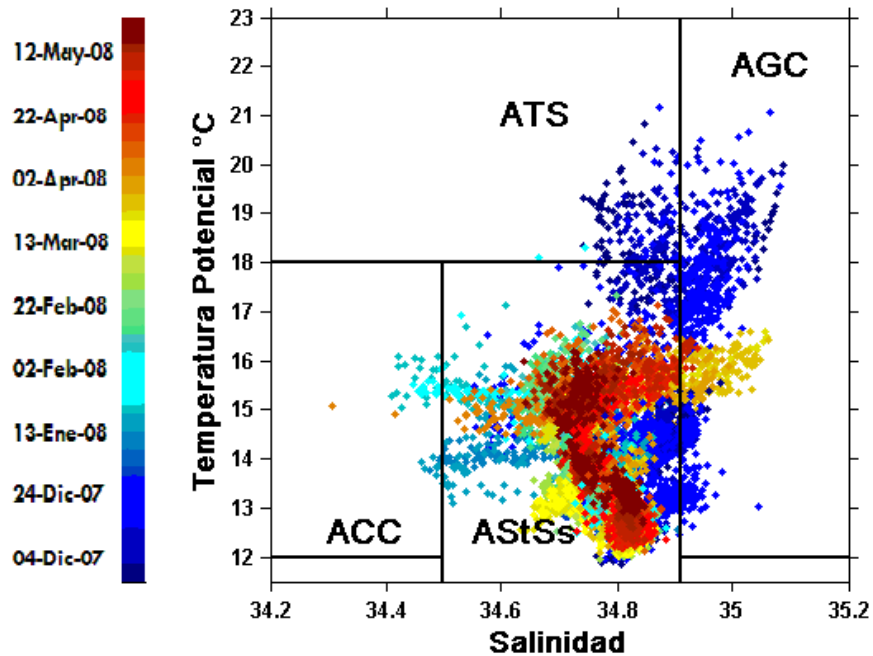


Figura 6. Diagrama θ -S de los datos horarios de los *Microcats* (50, 90 y 120 m) en la plataforma de Sinaloa, del periodo de noviembre 14 de 2007 a mayo 22 de 2008. La barra de colores indica la fecha.

4. Flujos costeros hacia el polo.

En la figura 7 se presenta series de tiempo de las corrientes diarias (filtrados) en varias capas de la columna de agua. En general, la dirección de las corrientes no cambió mucho con la profundidad, pero su intensidad disminuyó. Destaca una corriente predominantemente hacia el interior del golfo, así como periodos con una gran variabilidad donde el flujo se invierte (hacia fuera del golfo).

Durante noviembre de 2007 se detectó la presencia de un flujo hacia fuera del golfo (alineado al golfo) de $\sim 0.40 \text{ m s}^{-1}$. Conforme aumentó la profundidad este flujo disminuyó su intensidad, se mantuvo constante en diciembre y se invirtió hacia dentro del golfo a principios de enero de 2008 con una magnitud promedio de $\sim 0.15 \text{ m s}^{-1}$. En los siguientes meses se presentó otro evento similar al anterior, con un flujo hacia el sureste entre febrero

y fines de marzo, pero a principios de abril el flujo varió su dirección de nuevo. Estas características se mostraron en todo el perfil de velocidades, aunque fueron más fuertes y evidentes cerca de la superficie.

Durante los meses de verano, se observaron dos flujos intensos hacia la cabeza del golfo. El primero ocurrió durante la mayor parte de julio, con velocidades máximas de 0.80 (0.40) m s^{-1} cerca de la superficie (130.5 m). El segundo se presentó en la segunda mitad de agosto con velocidades por arriba de los 0.80 (0.30) m s^{-1} cerca de la superficie (fondo). Estos flujos en la plataforma de Sinaloa, han sido reportados anteriormente a partir de observaciones directas y cálculos geostróficos durante junio de 2004, con flujos que entran al golfo y velocidades $\sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$ (Lavín *et al.*, 2009), así como con modelación numérica con corrientes $> 0.5 \text{ m s}^{-1}$ (Zamudio *et al.*, 2008). Por otro lado, las elipses de velocidad de los datos diarios mostraron un flujo casi rectilíneo principalmente hacia dentro y hacia fuera del golfo (Fig. 8), aunque el flujo en promedio es hacia el dentro del golfo y paralelo a la topografía del fondo (isobata de $\sim 200 \text{ m}$). Estos flujos hacia dentro del golfo (hacia el polo) posiblemente sean causados por la CCM (Zamudio *et al.*, 2008).

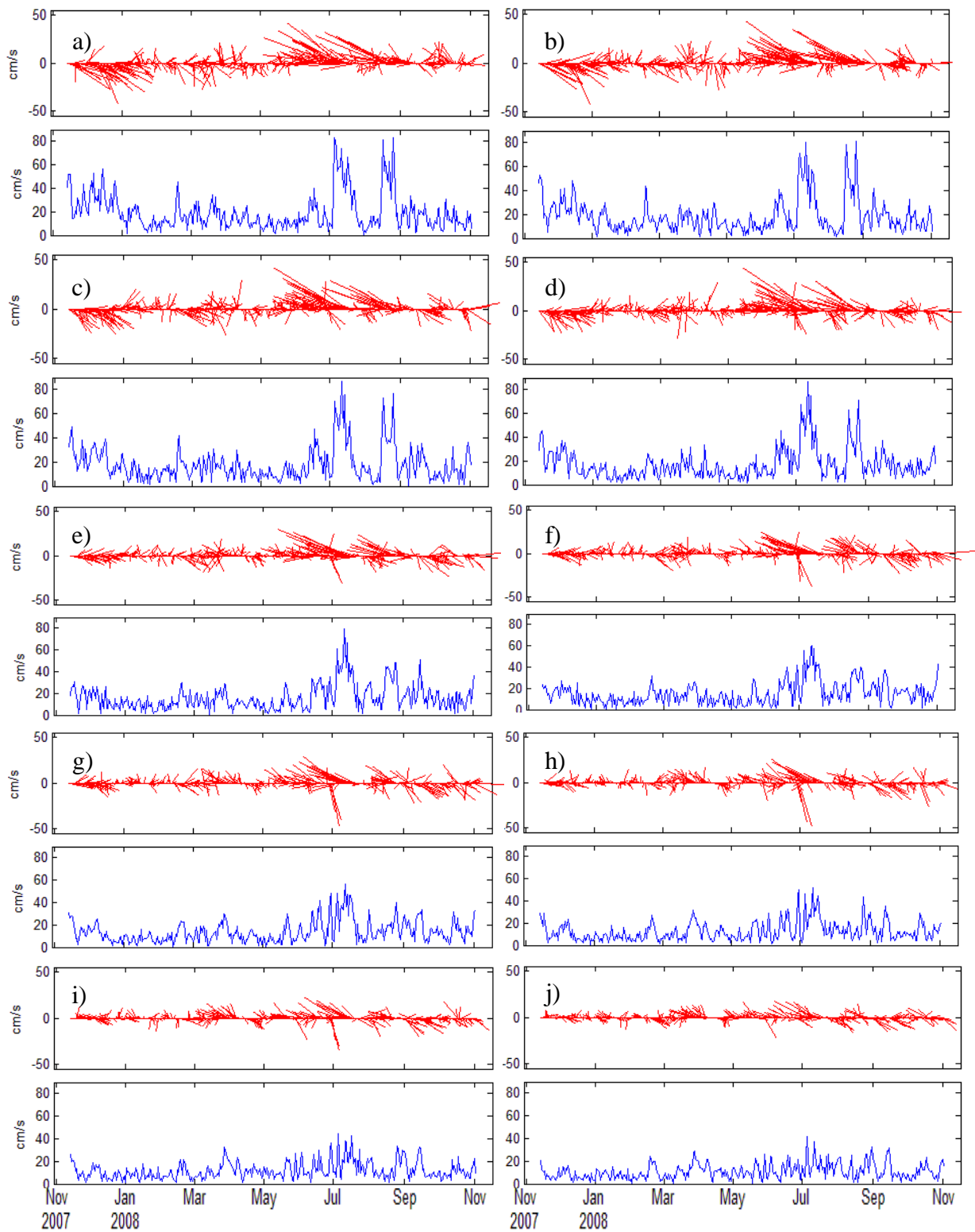


Figura 7. Diagramas de astillas y rapidez sobre la plataforma de Sinaloa: a) 26.5 m, b) 38.5 m, c) 50.5 m, d) 62.5 m, e) 74.5 m, f) 86.5 m, g) 98.5 m, h) 110.5 m, i) 122.5 m y j) 130.5 m. La línea azul indica la magnitud de la corriente.

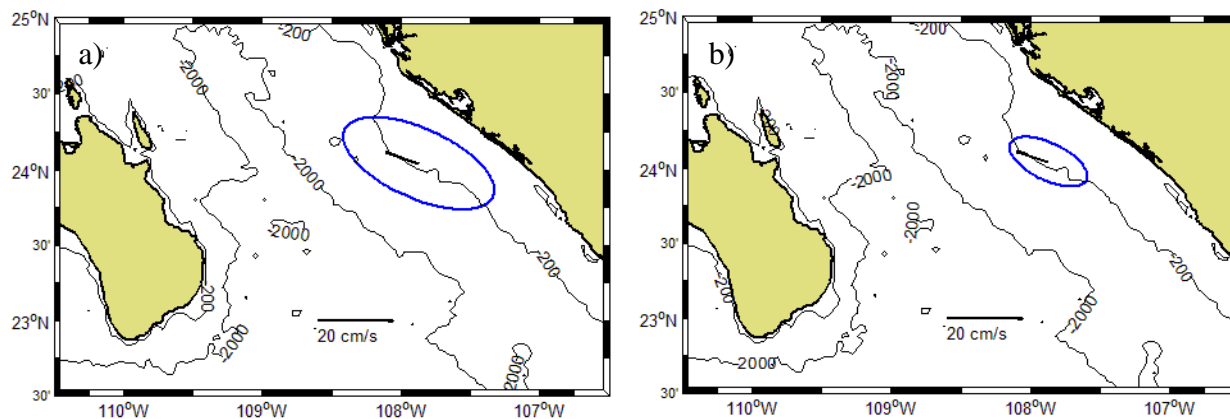


Figura 8. Elipses de variabilidad del flujo en la plataforma de Sinaloa. a) Cerca de la superficie y b) cerca del fondo. La flecha dentro de la elipse indica el flujo promedio diario.

5. Análisis del viento local y anomalías del nivel del mar

A partir de los datos de viento de la estación ubicada en Cabo Pulmo (CP) y de los datos de viento de CCMP interpolados linealmente para la posición del anclaje El Dorado (ED), se presentan los diagramas de astillas en la figura 9. En ambos lugares el patrón de vientos mostró una importante señal estacional. El viento sopló la mayor parte del año hacia el sureste aproximadamente alineado al golfo, con máximos de $\sim 7 \text{ m s}^{-1}$ y $\sim 11 \text{ m s}^{-1}$, para CP y ED, respectivamente (ver Anexo AV). En los meses de verano (junio a septiembre) la dirección del viento se invirtió hacia el noroeste, con máximos de $\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ (CP) y $\sim 5 \text{ m s}^{-1}$ (ED). Los vientos en CP fueron más alineados en la dirección Norte-Sur, posiblemente debido al efecto de la costa y a la topografía, mientras que en ED varió más su orientación, y se alinearon al eje longitudinal del golfo sobre todo en invierno. A principios y finales de verano se observan pulsos en la magnitud del viento que alcanzan los 9 m s^{-1} , así como a principios de primavera donde el viento cambia su dirección de norte

a sur. Para hacer una comparación de los datos de la estación meteorológica de CP con los datos de CCMP, se calculó el coeficiente de correlación (sin desfase) de las componentes a lo largo y transversal al golfo (máxima y mínima varianza, respectivamente) y se obtuvo un valor de $r=0.73$. Este valor de r es bastante aceptable, ya que la estación meteorológica esta a más de 140 km de distancia de El Dorado y posicionada en la costa. Por lo tanto, los datos de CCMP se utilizaron para el análisis de correlaciones con los datos de corrientes.

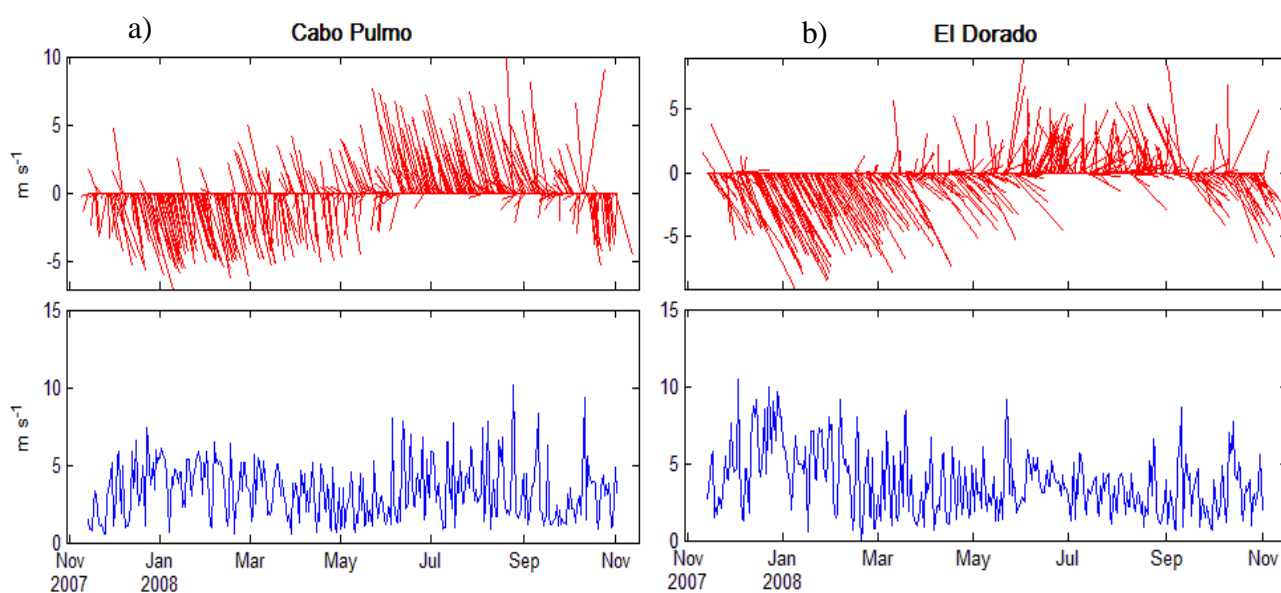


Figura 9. *Idem.* que figura 7 para: a) estación meteorológica de Cabo Pulmo (CP) y b) de CCMP interpolados para El Dorado (ED).

Los datos del viento de ED se rotaron al eje de máxima varianza, para realizar correlaciones con la presión, temperatura y las corrientes. A partir de estos datos rotados se calculó el esfuerzo del viento (τ , $N m^{-2}$), con condiciones neutras (Large y Pond, 1980), es decir, que la diferencia de temperatura del aire con respecto a la temperatura superficial del mar es cero (Fig. 10). El esfuerzo del viento hacia dentro-fuera de la costa fue de menor

magnitud comparado con el esfuerzo a lo largo de la costa. Este último mostró valores negativos (hacia fuera del golfo) durante el otoño, el invierno y gran parte de la primavera. Pero para los meses de verano fue hacia dentro del golfo, aunque de menor magnitud que en el invierno. Sin embargo, se observaron dos eventos de ~ 0.1 Pa, uno a finales de mayo y otro en la primera mitad de septiembre. Para la componente transversal al golfo (mínima varianza) la mayor parte del año el esfuerzo del viento fue hacia fuera de la costa, donde en verano aumentó a -0.03 Pa; esto muestra que el viento a lo largo del golfo es la componente que transfiere la mayor parte de energía al océano.

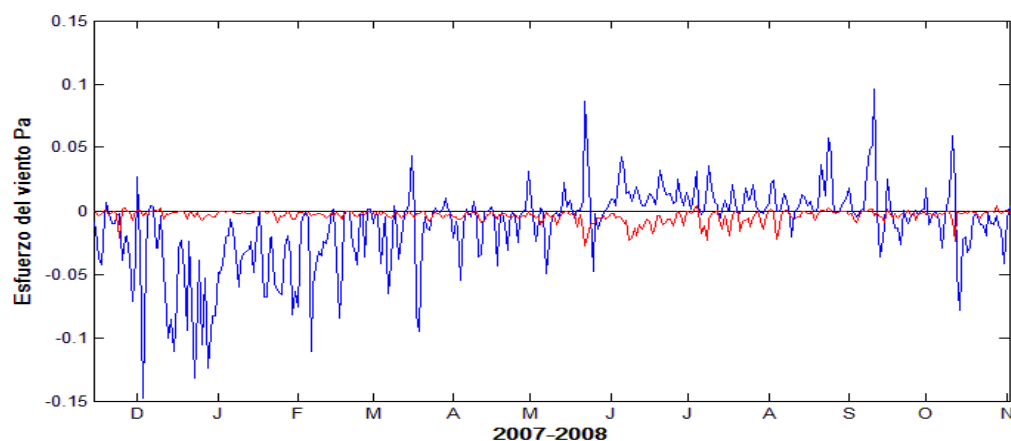


Figura 10. Esfuerzo cortante del viento [Pa] de los datos diarios interpolados para la ubicación del anclaje El Dorado. La línea roja es para la componente transversal al golfo, y la línea azul para la componente a lo largo del golfo.

En general, las correlaciones del esfuerzo del viento con las corrientes y la temperatura sin desfase fueron de 0.42 y -0.04 , respectivamente, por lo que las corrientes cerca de la superficie no presentan una respuesta inmediata al esfuerzo del viento (Tabla III). Las correlaciones con desfase obtenidas para el flujo cerca de la superficie (26.5 m a 62.5 m) para el año de mediciones, fueron de 0.49 (Tabla III). Para el periodo de invierno

las correlaciones fueron más bajas que las anteriores, sin embargo mostraron ser significativas, con un desfase de -1 día (el viento se presenta antes que las corrientes). La correlación del esfuerzo del viento con el sensor de temperatura a 50, 90 y 120 m fue baja (-0.19), al igual que con las mediciones de velocidad más someras y con el sensor de presión (50, 90 y 120 m). En verano, cuando se presentó el cambio en la dirección del viento, la correlación del esfuerzo del viento con las corrientes no fue significativa, lo que muestra que el viento local no influye directamente en la intensificación de las corrientes. Por otro lado, las corrientes a 50.5 m presentaron buena correlación con el sensor de temperatura a 50 m, donde la componente a lo largo del golfo contribuyó en mayor medida a la variabilidad de la temperatura, y estos cambios vienen acompañados con el cambio en la dirección del flujo, donde un flujo hacia fuera del GC acarrió aguas con mayor temperatura. Resultados similares se obtuvieron a partir de mediciones de viento y corrientes en la cuenca de Guaymas (Merrifield y Winant, 1989). Sin embargo, los eventos observados durante los meses de julio, agosto y septiembre en las corrientes, pueden tener su origen en anomalías del nivel del mar que se propagan hacia dentro del golfo.

En la figura 11 se presentan las anomalías de velocidad de la componente a lo largo del golfo a diferentes profundidades, así como las anomalías del nivel del mar (sin mareas y sin tendencia) en Cabo San Lucas, Manzanillo y Acapulco. Los datos muestran anomalías positivas del nivel del mar en el invierno, mientras que para primavera el nivel del mar disminuyó por debajo del nivel medio. En verano el nivel del mar aumentó hasta alcanzar su máximo en julio y agosto para las estaciones de Acapulco, Manzanillo y Cabo San Lucas. Sin embargo en julio y en agosto (2008), se observan elevaciones del nivel del mar de ~ 30 cm para Acapulco y ~ 23 cm en Manzanillo. Aparentemente estas señales están

desfasadas ya que se observan primero en Acapulco y dos días después en Manzanillo, pero en el nivel del mar de Cabo San Lucas no se observan claramente, ya que las señales más importantes no presentan la misma elevación que en las estaciones más al sur (<20 cm). También, como se comentó anteriormente, se incrementó la velocidad de la corriente en el mismo periodo para ED (Fig. 7), donde se alcanzaron velocidades de 0.82 m s^{-1} , y con un desfase con respecto a las elevaciones del nivel del mar (Fig. 11).

Tabla III. Correlaciones del esfuerzo del viento con las componentes de máxima y mínima varianza de velocidad, temperatura y presión del anclaje El Dorado.

Fecha	Variables	R (0 lag)	Max. R	Lag (días)	
14-Nov-'07 a 2-Nov-'08	Viento	26.5 m	0.42*	0.49*	-1
		30.5 m	0.41*	0.48*	-1
		42.5 m	0.40*	0.43*	-1
		50.5 m	0.33*	0.34*	-1
14-Nov-'07 a 22-May-'08	Viento	26.5 m	0.32*	0.35*	-1
		30.5 m	0.32*	0.33*	-1
	Temp _{50m}	Temp _{90m}	0.29*	-	-
		26.5 m	-0.33*	-0.34*	-1
		50.5 m	-0.43*	-0.45*	-1
	Viento	Nivel del mar	-0.47*	-	-
Temp _{50m}		-0.04	-0.19*	-6	
01-Ene-'08 a 30-Abr-'08	Viento	26.5 m	0.21	0.28*	-1
		30.5 m	0.22	0.26*	-1
01-Jun-'08 a 31-Ago-'08	Viento	26.5 m	0.04	0.18	-6
		30.5 m	0.05	0.19	-2

* Indica que la correlación es significativa al 95%.

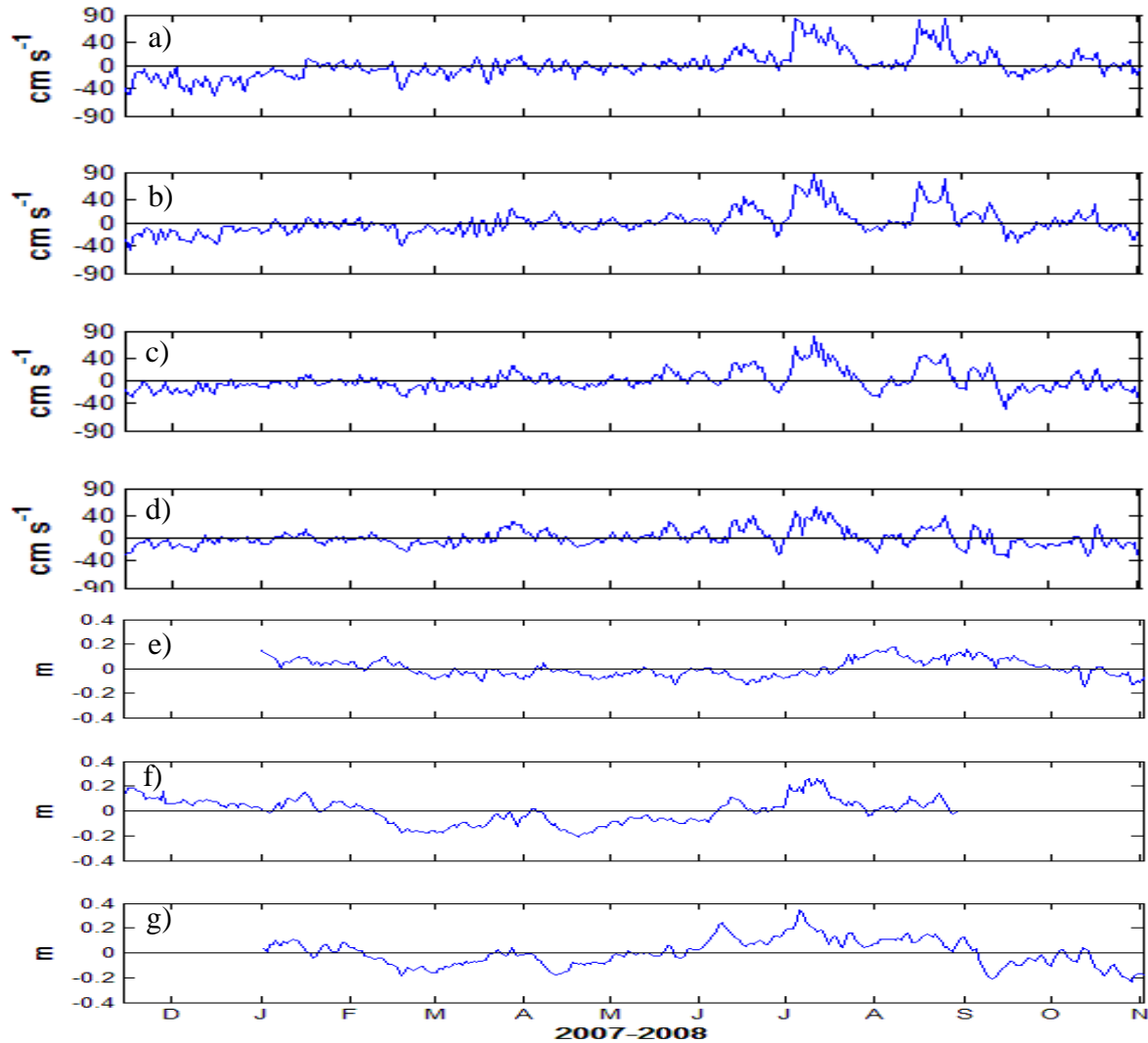


Figura 11. Velocidad de corriente de la componente a lo largo del golfo para a) 26.5 m, b) 50.5 m, c) 74.5 m y d) 94.5 m. Anomalías de nivel del mar en e) Cabo San Lucas, f) Manzanillo y g) Acapulco. Los datos son diarios, sin media y sin mareas.

La componente a lo largo del golfo presentó una buena correlación con las anomalías del nivel del mar durante verano (Junio-Julio-Agosto, 2008), para las estaciones en el Pacífico Tropical Mexicano (Tabla IV). En general, se observa que las anomalías de velocidad en ED están correlacionadas con las anomalías del nivel del mar de Manzanillo ($r=0.74$) y Acapulco ($r=0.68$), con un desfase de 3 y 5 días, respectivamente.

Las corrientes se correlacionaron (sin desfase) con las anomalías del nivel del mar del Pacífico Tropical (Manzanillo y Acapulco), que muestra la conexión entre la ZEG y el PTM, ya que forman parte del mismo sistema de circulación regional, que tiene como principal característica el giro del pacífico Norecuatorial y la Corriente Costera Mexicana. Las anomalías del nivel del mar de la estación de Cabo San Lucas, no se correlacionaron con las componentes u_r y v_r . Por otra parte, las anomalías del nivel del mar entre Manzanillo y Acapulco presentaron una alta correlación ($r=0.81$) con un desfase de 3 días, pero no para la estación de Cabo San Lucas ($r=0.30$ y 0.34 , respectivamente). Sin embargo, estas anomalías no se correlacionaron con las corrientes durante la época de invierno, aunque también se muestra una señal que viaja desde Acapulco al golfo con un desfase de 5 días ($r=0.92$), pero esta señal no parece tener corrientes asociadas en la plataforma de Sinaloa, donde la correlaciones de las corrientes con el nivel del mar en Acapulco y Manzanillo fueron bajas (Tabla IV).

El desfase que se presentó en el verano entre las anomalías del nivel de mar y las corrientes, sugiere la propagación de una onda que viajó por la plataforma continental en dirección hacia el polo. Estas señales han sido detectadas anteriormente, principalmente durante verano, y muestran que éstas entran en el golfo y viajan en dirección a la cabeza del golfo (Christensen *et al.*, 1983; Merrifield y Winant, 1989; Martínez y Allen, 2004a, 2004b; Zamudio *et al.*, 2007, 2008) como ondas atrapadas a la costa. Éstas no fueron detectadas claramente en los registros del nivel del mar de Cabo San Lucas. Esta señal, en forma de onda, viajó a una velocidad de fase de $\sim 260 \text{ km día}^{-1}$ (3 m s^{-1} , ver Tabla AVII) por la plataforma continental con un radio de deformación baroclínico de $\sim 49 \text{ km}$ (calculado a partir de dividir la velocidad de fase entre el parámetro de Coriolis).

Tabla IV. Correlaciones vectoriales entre velocidad de corriente (U_r y V_r) y los datos del nivel del mar en el Pacífico Mexicano.

Fecha	Variables		R (0 lag)	Max. R	Lag (días)
01-Junio-'08 a 31-Agosto-'08	Cabo San Lucas	26 m	0.19*	0.21*	6
		62 m	0.29*	0.31*	2
	Manzanillo	26 m	0.52*	0.70*	3
		62 m	0.54*	0.69*	3
	Acapulco	26 m	0.28*	0.55*	5
		62 m	0.24*	0.64*	5
	Cabo San Lucas	Manzanillo	-0.27*	-0.34*	3
	Manzanillo	Acapulco	0.61*	0.81*	2
01-Enero-'08 a 30-Abril-'08	Cabo San Lucas	26 m	-0.11	-0.18	-2
		62 m	0.04	-0.14	6
		Manzanillo	0.44*	0.47*	6
	Manzanillo	26 m	-0.16	-0.23*	4
		62 m	-0.24*	-0.29*	-2
		Acapulco	0.83*	0.92*	4
	Acapulco	26 m	-0.09	-0.22	-5
		62 m	-0.22	0.31*	-5
	El Dorado	Acapulco	0.56*	0.73*	5
		Manzanillo	0.66*	0.72*	4
		Cabo San Lucas	0.34*	0.46*	-6
		26 m	0.37*	-	-
62 m		-0.46*	-	-	

* Indica que la correlación es significativa al 95%.

VI. DISCUSIÓN

Para un mejor entendimiento de los resultados, el siguiente capítulo se dividirá en diferentes secciones de acuerdo a los objetivos planteados para este trabajo.

1. Corrientes, temperatura y salinidad.

A partir de las observaciones obtenidas del anclaje “El Dorado” ubicado en la plataforma de Sinaloa, se obtuvo que el flujo medio anual en la columna de agua (26.5-130.5 m) es en dirección hacia dentro del golfo. El flujo de la componente de máxima varianza fue predominantemente alineado a la costa, pero su variabilidad es mayor que la media, lo cual puede resultar en cambios de signo (sentido) en el flujo principal de la corriente. Este resultado debilita la idea de que el flujo principal cerca de la costa de Sinaloa es hacia dentro del golfo (Collins *et al.*, 1997; Mascarenhas *et al.*, 2004). Estos autores encontraron que la circulación geostrofica media en la boca del golfo resulta en un flujo de entrada cerca de la costa de Sinaloa y un flujo de salida cerca de la península de Baja California.

La componente transversal al golfo presentó alta variabilidad, principalmente con un flujo hacia la península, con velocidad máxima hasta de $\sim 0.5 \text{ m s}^{-1}$ cerca de la superficie. En esta zona de estudio, la cual es parte de la zona de la entrada al golfo, se ha reportado alta variabilidad por mesoescala, donde los aspectos más sobresalientes son la presencia de remolinos anticiclónicos y/o ciclónicos (Collins *et al.*, 1997; Zamudio *et al.*, 2002; Zamudio *et al.*, 2008; Lavín *et al.*, 2009). Estos procesos inciden sobre la plataforma de Sinaloa son parte de la circulación observada.

Entre noviembre 2007 y enero de 2008 se observó un flujo hacia fuera del golfo, el cual coincide con características termohalinas del AGC hasta profundidades de 90 m (Figs. 6 y 7; ver Fig. A3). Durante fines de otoño e invierno, la incidencia del AGC es frecuente en la entrada al golfo (Castro *et al.*, 2000, Castro *et al.*, 2006). Al sur de la zona del anclaje, la presencia de un flujo hacia el sur ha sido detectada a partir de cálculos geostróficos, donde muestran que principalmente hay una contracorriente que se hace presente por debajo de los 400 m fuera de la plataforma continental de Sinaloa, y por encima, un flujo principalmente hacia dentro el golfo con velocidades geostróficas de $\sim 0.5 \text{ m s}^{-1}$ para junio de 2003 y en junio 2005 es de menor intensidad (Lavín *et al.*, 2006). Collins *et al.* (1997) muestra a partir de datos de crucero en la boca del GC que en abril, mayo y junio (1992) se observa un flujo entrante por la costa de Sinaloa con velocidades que exceden los 0.10 m s^{-1} , y en diciembre muestra un flujo débil $< 0.10 \text{ m s}^{-1}$ hacia fuera del golfo.

En el diagrama θ -S de la Fig. 6 se observó la presencia del ACC a profundidades de ~ 50 m durante enero de 2008 (ver Anexo 1, Fig. A3 y A4). Los mecanismos por los cuales el ACC entra al golfo van más allá de los objetivos de este trabajo, no hay muchos estudios en los cuales se reporten la presencia de ACC ($S \leq 34.5$) dentro del golfo. Sin embargo, una posible explicación es la gran variabilidad de mesoescala (meandros, filamentos, jets, remolinos o ‘eddies’) que se presenta en la entrada golfo (Lavín y Marinone, 2003; Castro *et al.*, 2006; Lavín *et al.*, 2009), que podrían acarrear ACC hasta la zona de estudio. Esta intrusión de agua fría y de baja salinidad como un “mínimo subsuperficial de salinidad” (Roden, 1971) que entra al golfo entre los 50 y 100 m de profundidad, Lavín *et al.* (2009) observan características similares en la entrada del GC y concluyen que las bajas salinidades (asociadas a bajas temperaturas) son mínimos superficiales en junio de 2004.

En julio y agosto, se presentaron flujos intensos ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$) sobre la plataforma de Sinaloa, sin embargo después de cada evento, se observó un flujo débil hacia fuera del golfo. Estos resultados han sido reportados anteriormente por mediciones de directas de velocidad y cálculos geostroficados (Merrifield y Winant, 1989; Lavín *et al.*, 2009), por estudios numéricos (Martínez y Allen, 2004a; Zamudio *et al.*, 2008). Godínez *et al.* (2010) mostraron a partir de climatología Levitus y altimetría por satélite, que la circulación media en la entrada del GC tiene como principal característica la CCM con un flujo costero hacia el golfo, que de acuerdo con los datos de viento, es causada por un rotacional del esfuerzo del viento positivo (dinámica de Sverdrup).

2. Marea en la plataforma de Sinaloa.

La contribución de la marea es muy baja, el mayor porcentaje de las corrientes totales está dado por la componente semidiurna M_2 , al igual que para las corrientes barotrópicas y baroclínicas (ver Figura A1). La magnitud del eje de máxima varianza es de $\sim 0.03 \text{ m s}^{-1}$, la excentricidad de la elipse mostró flujos casi rectilíneos. Lo anterior análogo con lo obtenido por Marinone y Lavín (2005), que a partir de un modelo de la circulación del GC forzado con mareas, muestran que la contribución de la marea en el sur del GC es baja comparada con la zona del archipiélago y del norte, donde las mareas exceden los 2 m s^{-1} , debido a la combinación de cambios topográficos abruptos (umbrales y canales) y a que el golfo es casi resonante a la frecuencia semidiurna (Hendershott y Speranza, 1971), además de la poca profundidad de la zona norte del golfo.

La orientación del semieje mayor de la componente M_2 barotrópica presentó una ligera desviación hacia el este del eje del golfo (Fig. 5), lo cual difiere de lo obtenido por

Lavín y Marinone (2005); asimismo, las elipses totales resultaron casi del mismo orden de magnitud que la elipse baroclínica cerca del fondo. El análisis armónico muestra que las elipses de las corrientes observadas de la M_2 tienden a rotar anticiclónicamente hasta alinearse a la costa al aumentar la profundidad, lo que posiblemente esté ligado a la presencia de mareas internas que modifiquen la orientación de la elipse lo que causa un desfase de ~ 1 hr de la misma componente (Fig. 4).

Por otro lado, el análisis armónico muestra que solo la componente K_1 está bien modulada, mientras que la P_1 y O_1 se omitieron debido a que los parámetros de las elipses están sobreestimados. Las velocidades por la componente diurna K_1 fueron menores que la semidiurna. Sin embargo, los parámetros de las elipses de marea muestran una mayor variabilidad, con elipses más circulares y cambios en la orientación importantes, que a diferencia de M_2 , revela una mayor estructura vertical, que concuerdan con los resultados de Marinone y Lavín (2005). Para ambos casos, las velocidades de las componentes baroclínicas son menores que las barotrópicas, sin embargo, cerca del fondo el semieje mayor presenta una magnitud de 0.02 m s^{-1} , semejante a las elipses totales (ver figura A1). Esto reflejaría la presencia de mareas internas a ambas frecuencias, justificado por el hecho de que la señal de la marea barotrópica es degradada cerca del fondo por la marea interna, que se refleja en las elipses con un semieje mayor de mayor magnitud y elipses más excéntricas. También en el análisis espectral de los registros de temperatura, se observan picos en la banda diurna y semidiurna, asociada a la componente baroclínica de la marea, ya que la componente barotrópica no contribuye a los cambios de temperatura en esta zona, que concuerda con los resultados obtenidos por Merrifield y Winant (1989) sobre la plataforma de Guaymas. Turrent Thompson (1996) encuentra resultados similares en sus

registros de corrientes y temperaturas al este de Isla Ángel de la Guarda. Ramírez Manguilar (2000) muestra que tanto la componente K_1 como la M_2 presentan una componente baroclínica importante que produce un desfase en la marea en la región norte del golfo.

En los espectros rotacionales (Fig. 4d), la banda inercial ($F_{inercial} = f/2\pi$ donde f es el parámetro de Coriolis) para esta latitud es de 0.0339 cpd (29.45 hrs), muestra una contribución en los registros de velocidad de corriente, donde se ve reflejado principalmente en la componente negativa (rotación anticiclónica) de los espectros rotacionales debido a que en el hemisferio norte los movimientos inerciales rotan a favor de las manecillas del reloj. Esta contribución es principalmente generada por el viento local (a frecuencia inercial).

3. Viento y ondas atrapadas a la costa.

El viento en la plataforma de Sinaloa presentó una componente estacional (Fig. 10), con viento hacia el SE alineado a la costa durante la mayor parte del año (otoño, invierno y primavera) y en verano vientos débiles en dirección hacia NO-N-NE. Este cambio en la dirección del viento durante verano está asociado al Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés). Sobre estos vientos, se observaron eventos a finales de mayo y a mediados de septiembre con vientos intensos de duración de 1 a 2 días. Estos eventos, llamados ‘gulf surges’ han sido anteriormente detectados a partir de mediciones satelitales de QuikSCAT y observaciones directas en la ZEG (Bordoni *et al.*, 2004; Zuidema *et al.*, 2007; Douglas y Leal, 2003).

Por otro lado, se observó que existe una pobre contribución del esfuerzo del viento sobre las corrientes, donde la mayor correlación ocurre con un desfase de 1 día. Sorprendentemente, esta correlación es mayor durante el invierno pero el desfase es consistente. La correlación en invierno (Nov '07-May '08) es significativa, lo cual muestra que los vientos pueden ayudar al fortalecimiento del flujo hacia fuera del golfo y este acarrea AGC hacia fuera del golfo. Merrifield y Winant (1989) muestran que para la cuenca de Guaymas, los vientos de baja frecuencia no están correlacionados con las corrientes, nivel del mar y temperatura. Los vientos presentan baja correlación con los registros de temperatura, pero presentan una buena correlación con el nivel del mar en la plataforma de Sinaloa. Otro aspecto importante fue la baja correlación de los vientos con las corrientes durante el verano, lo que indica que los vientos débiles provenientes del SO-SE no influyen en la intensificación de las corrientes en verano.

El nivel del mar presenta una señal que viaja desde el Pacífico Tropical Mexicano hacia el polo, y viaja atrapada a la costa. Esta señal no presenta una correlación con las corrientes durante el invierno, lo cual muestra que esta señal no intensifica las corrientes en la plataforma de Sinaloa. Caso contrario durante el verano, que muestra que esta señal viaja desde Acapulco hasta el interior del golfo, y presenta corrientes asociadas a la misma, sin embargo, no muestra una relación con las anomalías de nivel del mar en Cabo San Lucas, lo cual indica que esta señal no viaja hacia fuera del golfo por la península (Christensen *et al.*, 1983). Los aumentos del nivel del mar durante Agosto y Septiembre en Cabo San Lucas, pudieron ser causados por el paso de las tormentas tropicales Julio y Lowell respectivamente (<http://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/index.html>).

Las anomalías del nivel del mar observadas en junio y en agosto (Fig. 11), viajan como ondas atrapadas a la costa y generan un levantamiento del nivel del mar de alrededor de ~ 0.23 m e intensifican las corrientes (> 0.80 m s⁻¹). Estas ondas atrapadas a la costa se han reportado anteriormente dentro del golfo y en la Pacífico Mexicano, a partir de registros de correntómetros, anomalías del nivel del mar y modelos numéricos (Enfield y Allen, 1983; Christensen *et al.*, 1983; Martínez y Allen, 2004a; Martínez y Allen, 2004b; Merrifield y Winant, 1989; Zamudio *et al.*, 2007; Zamudio *et al.*, 2008). Estas ondas atrapadas viajan a una velocidad de fase de ~ 3 m s⁻¹, y su radio baroclínico de deformación (c_0/f) ~ 46 km, y genera corrientes intensas a más de 50 km fuera de la costa. Una posible explicación la muestran Martínez y Allen (2004a y 2004b) que a partir de un modelo numérico POM (Princeton Ocean Model) observan que las ondas atrapadas a la costa generan los máximos de energía cinética hacia fuera de la costa, con corrientes fuertes cerca del fondo. Enfield y Allen (1980) muestran que estas ondas atrapadas tienen su origen en tormentas tropicales y huracanes en el Pacífico Tropical y Ecuatorial, que ocurren en verano-otoño. La intensificación de las corrientes en la plataforma de Sinaloa son generadas por el paso de ondas atrapadas, y pueden ayudar a la formación de eddies (remolinos) dentro del golfo al interactuar con las puntas y cabos sobre la costa de Sinaloa (Zamudio *et al.*, 2008), no obstante esta hipótesis va más allá de los objetivos del trabajo.

VII. CONCLUSIONES

Se analizaron las corrientes y las propiedades termohalinas en un anclaje ubicado en la plataforma de Sinaloa. Además, en base a datos de vientos y del nivel del mar, se justifican los procesos más importantes que explican la variabilidad en la zona.

- La marea presenta una contribución baja a la variabilidad de las corrientes sobre la plataforma de Sinaloa, con una mayor contribución de la componente M_2 y K_1 , con elipses orientadas a lo largo de la costa cerca del fondo y velocidades de $\sim 0.02 \text{ m s}^{-1}$. La orientación de la marea barotrópica de la M_2 presenta una desviación hacia el Este del eje del golfo. Además, se detecta la presencia de mareas internas cerca del fondo que causan un desfase de ~ 1 hora y ~ 6 horas, para M_2 y K_1 , respectivamente.
- El Agua del Golfo de California es acarreada por un flujo hacia sureste sobre la plataforma de Sinaloa, posiblemente intensificada por vientos fuertes provenientes del norte durante otoño-inverno. La presencia de Agua de la Corriente de California se muestra como un mínimo subsuperficial de salinidad ($S > 34.4$) durante el invierno.
- El viento sopla la mayor parte del año hacia el SE, y en verano cambia su dirección hacia el N-NO. Los vientos durante el verano no intensifican las corrientes, su correlación fue muy baja.

- El desfase entre las estaciones de Acapulco, Manzanillo y el Anclaje ED, muestran que las anomalías del nivel del mar durante verano se propagan hacia el golfo como ondas atrapadas a la costa, a una velocidad de fase de $\sim 3 \text{ m s}^{-1}$ e intensifican las corrientes de sobre la plataforma de Sinaloa. Estas señales no son detectadas en el nivel del mar en Cabo San Lucas.

VIII. REFERENCIAS

- Badan-Dangon, A., Coastal Circulation from the Galápagos to the Gulf of California, *The Sea*, vol. 11, *The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses*, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 315–343, John Wiley, Hoboken, N. J., 1998
- Beier, E., Estudio de la marea y la circulación estacional en el Golfo de California mediante un modelo de dos capas heterogéneas. Ph.D. thesis, CICESE, Ensenada, B.C., 136 pp., 1999.
- Bordoni, S., P. E. Ciesielski, R. H. Johnson, B. D. McNoldy and B. Stevens, The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2009, L10109, doi:10.1029/2004GL020009.
- Castro, R., A. S. Mascarenhas, R. Durazo, and C. A. Collins, Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. *Ciencias Marinas*, 26, 561-583, 2000.
- , R. Durazo, A. Mascarenhas, C. A. Collins and A. Trasviña, Termohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Research I* 53, 188-200 pp, 2006.
- Christensen, N. Jr., R. De la Paz V. y G. Gutiérrez V., A study of sub-inertial waves off the west coast of Mexico. *Deep-Sea Res.*, Vol. 30, No. 8A, pp. 835/850, 1983
- Collins, C.A., N. Garfield, A. S. Mascarenhas Jr., M. G. Spearman y T. A. Rago, Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 102, 20,927-20,936, 1997.

- Douglas, M. W. and J. C. Leal, Summertime Surges over the Gulf of California: Aspects of Their Climatology, Mean Structure, and Evolution from Radiosonde, NCEP Reanalysis, and Rainfall Data. *Weather and Forecasting*, Vol. 18, 2003.
- Emery, W., and R. Thompson, *Data Analysis methods in physical oceanography*. Ed. Elsevier, Second edition, Amsterdam, 638 pp., 2003.
- Enfield, D. B., and J. S. Allen, The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1012– 1033, 1983.
- Flament, P., A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability: spiciness. *Progress in Ocean.*, 54, 493-501, 2002.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, and J. A. Kurczyn, Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations, *J. Geophys. Res.*, 115, 2010, C04007, doi:10.1029/2009JC005705.
- Hendershott, M.C., Speranza, A., Co-oscillating tides in long narrow bays; the Taylor problem revisited. *Deep Sea Research* 18, 959-980, 1971.
- Kundu, P. K., and J. S. Allen, Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 181-199, 1976.
- Large, W. G. and S. Pond, Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Ocean.*, 11, 324-481, 1981.
- Lavín, M. F. y S. G. Marinone. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: Velasco Fuentes *et al.*, *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, 173/204. Kluwer Academica Publishers, 2003.

- , E. Beier, J. Gómez Valdés, V. M. Godínez y J. García. On the summer poleward coastal current off SW Mexico. *Geophys. Res. Letters*, Vol. 33, L02601, doi: 10.1029/2005GL024686, 2006.
- , R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador, and P. Guest. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment, *J. Geophys. Res.*, 114, C02025, doi:10.1029/2008JC004896, 2006.
- López, M., and J. García. Moored observations in the northern Gulf of California: A strong bottom current, *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3048, doi: 10.1029/2002JC001492, 2006.
- , J. Candela and J. García, Two overflows in the Northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 113, 2008, C08023, doi:10.1029/2007JC004575.
- Marinone, S. G., Tidal currents in the Gulf of California: Intercomparisons among two- and three-dimensional models with observations, *Cienc. Mar.*, 26, 275– 301, 2000.
- and M. F. Lavín, Tidal current ellipses in a three-dimensional baroclinic numerical model of the Gulf of California, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 519-530, 2005.
- Martínez, J. A. y J. S. Allen, A Modelling study of coastal-trapped wave propagation in the Gulf of California. Part I: response to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1313-1331, 2004a.
- , A Modelling study of coastal-trapped wave propagation in the Gulf of California. Part II: response to idealized forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1332-1349, 2004b.

- Mascarenhas, A. S., R. Castro, C. A. Collins y R. Durazo, Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance of the Gulf of California, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 109, C07008, DOI: 10.1029/2003JC002124, 2004.
- Merrifield, M. A. y C. D. Winant, Shelf circulation in the Gulf of California: A description of the Variability. *J. of Geophys. Res.*, Vol. 94, No. C12, pp. 113-18, 1989.
- Morales-Pérez, R. A. y G. Gutiérrez de Velasco, Mareas en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*. Vol. 28 (1) 25-46, ISSN 0016-7169, 1989.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers and Geosciences*, 28, 929-937 pp., 2002.
- Ramírez-Manguilar, A., Análisis armónico de datos de corrientes en la región norte del Golfo de California de noviembre de 1994 a febrero de 1996. B.Sc. thesis, Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, B.C., 56 pp., 2000.
- Ripa, P., Seasonal circulation in the Gulf of California, *Ann. Geophys.*, 8, 559-564, 1990.
- , Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California, *J. Phys. Ocean.*, 27, 597-614, 1997.
- Roden, G. I., Termohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revilla Gigedo Islands region, *J. Geophys. Res.*, 2(2), 177 – 183, 1972, doi: 10.1175/1520-0485(1972)002<0177:TSABFA>2.0.CO. .
- , and G.W. Groves. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California, *J. Mar. Res.*, 18, 10-35, 1959.

Turrent Thompson, C., Análisis estadístico de observaciones de corrientes y temperatura en la parte norte del Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Fac. de Cienc. Mar., U.A.B.C. Ensenada, Mex., 1996.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, and C. E. Tilburg, Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 112, 2007, C05048, doi:10.1029/2006JC004018.

-----, P. Hogan, and E. J. Metzger, Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train, *J. Geophys. Res.*, 113, C06020, doi:10.1029/2007JC004467, 2008.

Zuidema, P., C. Fairall, L. M. Hartten, J. E. Hare and D. Wolfe., On Air-Sea Interaction at the Mouth of the Gulf of California. *J. of Climate*, Vol. 20, pp. 1649-1661, 2007.

IX. ANEXO

Tabla AI. Estadística básica de las componentes u y v, para cada profundidad. El promedio es la componente barotrópica (promedio por profundidad).

Profundidad (m)	U (Este-Oeste)			V (Norte-Sur)		
	Máximo (cm s ⁻¹)	Media (cm s ⁻¹)	Desv. Std. (cm s ⁻¹)	Máximo (cm s ⁻¹)	Media (cm s ⁻¹)	Desv. Std. (cm s ⁻¹)
26.5	47.65	-2.83	13.59	114.16	10.94	23.94
30.5	44.01	-2.51	13.42	117.87	11.39	24.19
34.5	36.35	-2.26	13.21	115.47	11.67	23.94
38.5	37.45	-2.97	13.09	114.55	13.32	23.71
42.5	39.38	-2.88	12.90	114.24	13.35	23.56
46.5	36.56	-3.15	12.28	119.51	13.54	23.38
50.5	36.17	-3.43	12.06	114.94	13.86	22.76
54.5	37.74	-3.52	12.26	112.44	13.90	22.04
58.5	42.42	-3.56	12.28	111.51	13.80	21.62
62.5	48.81	-3.65	11.92	109.41	13.47	21.02
66.5	43.97	-3.68	11.65	108.71	13.18	20.51
70.5	37.26	-3.74	11.36	102.03	12.90	20.20
74.5	33.77	-3.70	10.97	99.86	12.69	19.89
78.5	31.26	-3.38	10.66	93.27	12.33	19.47
82.5	36.80	-3.52	10.22	88.09	12.18	18.89
86.5	32.05	-3.27	9.78	89.23	12.06	18.32
90.5	32.39	-3.20	9.37	92.36	11.80	17.92
94.5	30.02	-3.14	9.08	88.82	11.55	17.27
98.5	32.24	-2.93	8.90	86.27	11.28	16.66
102.5	28.32	-2.89	8.56	83.67	11.00	16.19
106.5	24.50	-2.68	8.26	82.02	10.68	15.83
110.5	26.08	-2.60	8.09	78.34	10.34	15.47
114.5	28.80	-2.49	7.86	74.45	10.05	15.05
118.5	30.32	-2.37	7.51	71.70	9.78	14.55
122.5	24.23	-2.27	7.23	71.43	9.54	14.04
126.5	27.89	-2.22	7.11	74.92	9.30	13.81
130.5	22.62	-2.11	6.91	71.21	9.03	13.29
Promedio	34.41	-3.00	10.39	96.31	11.81	19.17

Tabla AII. Componente de máxima y mínima varianza, orientación (ángulo acimutal) y excentricidad. La orientación del eje del golfo es de 125°.

Profundidad (m)	Semieje Mayor cm s ⁻¹	Semieje Menor cm s ⁻¹	θ (°)	Excentricidad
26.5	24.61	12.34	105.51	0.87
30.5	25.04	11.77	106.97	0.88
34.5	24.90	11.26	107.97	0.89
38.5	24.77	10.97	108.77	0.90
42.5	24.70	10.56	109.38	0.90
46.5	24.37	10.17	108.11	0.91
50.5	23.66	10.17	107.65	0.90
54.5	22.96	10.44	108.33	0.89
58.5	22.52	10.54	108.47	0.88
62.5	21.86	10.30	108.13	0.88
66.5	21.28	10.17	107.66	0.88
70.5	20.89	10.03	106.89	0.88
74.5	20.57	9.63	106.78	0.88
78.5	20.12	9.36	106.65	0.89
82.5	19.46	9.08	105.78	0.88
86.5	18.80	8.84	104.65	0.88
90.5	18.30	8.62	103.14	0.88
94.5	17.61	8.40	102.90	0.88
98.5	16.94	8.34	102.20	0.87
102.5	16.44	8.07	101.49	0.87
106.5	16.09	7.74	101.72	0.88
110.5	15.74	7.55	102.16	0.88
114.5	15.33	7.30	102.47	0.88
118.5	14.83	6.95	102.57	0.88
122.5	14.34	6.63	103.09	0.89
126.5	14.14	6.43	103.93	0.89
130.5	13.63	6.20	104.56	0.89
Promedio	19.77	9.18	105.48	0.89

Tabla AIII. Ajuste armónico de marea de las corrientes totales. El sentido de rotación de la elipse de marea es anticiclónico (ciclónico) si el semieje menor es menor (mayor) 0.

Profundidad (m)	M ₂				K ₁			
	Semieje Mayor cm s ⁻¹	Semieje Menor cm s ⁻¹	θ (°)	Fase (hrs)	Semieje Mayor cm s ⁻¹	Semieje Menor cm s ⁻¹	θ (°)	Fase (hrs)
26.5	2.18	-0.21	29.19	9.27	1.42	-0.88	98.73	13.69
30.5	2.55	-0.41	30.77	9.24	1.20	-0.99	113.46	13.96
34.5	2.66	-0.43	30.05	9.27	1.40	-1.11	11.21	22.10
38.5	2.76	-0.22	26.90	9.28	1.48	-1.09	14.49	22.03
42.5	2.62	-0.09	27.82	9.33	1.43	-0.71	25.58	20.65
46.5	2.49	-0.13	29.37	9.41	1.06	-0.43	33.40	20.29
50.5	2.42	-0.23	35.45	9.51	0.63	-0.21	30.46	19.43
54.5	2.27	-0.19	38.35	9.58	0.55	-0.08	16.64	17.85
58.5	2.13	-0.19	39.03	9.52	0.62	-0.23	18.32	18.18
62.5	2.23	-0.22	40.54	9.36	0.51	-0.30	69.07	17.44
66.5	2.18	-0.28	41.10	9.33	0.95	-0.52	88.63	17.20
70.5	2.27	-0.32	40.38	9.38	1.36	-0.85	93.52	17.17
74.5	2.21	-0.32	44.66	9.40	1.45	-1.03	84.84	17.67
78.5	2.28	-0.35	43.35	9.44	1.59	-1.24	70.48	18.29
82.5	2.12	-0.32	49.40	9.46	1.63	-1.34	57.81	18.83
86.5	2.22	-0.38	56.09	9.46	1.70	-1.22	46.93	19.47
90.5	2.15	-0.44	64.49	9.48	1.78	-1.26	34.60	20.16
94.5	2.17	-0.53	70.73	9.58	1.85	-1.16	31.97	20.07
98.5	2.23	-0.62	73.63	9.59	1.75	-0.92	29.70	19.75
102.5	2.16	-0.56	77.51	9.70	1.81	-0.78	31.48	19.48
106.5	2.19	-0.49	83.74	9.81	1.80	-0.61	33.11	19.19
110.5	2.17	-0.53	88.01	9.86	1.83	-0.54	30.25	18.86
114.5	2.26	-0.48	90.78	9.96	1.94	-0.51	25.84	18.46
118.5	2.23	-0.43	95.57	10.05	2.00	-0.51	25.98	18.22
122.5	2.23	-0.36	99.50	10.10	1.98	-0.39	24.75	18.07
126.5	2.35	-0.33	101.43	10.13	1.89	-0.12	22.56	17.75
130.5	2.27	-0.20	105.46	10.21	1.80	0.00	21.72	17.41
Promedio	2.30	-0.34	57.53	9.58	1.46	-0.70	43.91	18.58

Tabla AIV. Estadística básica para las series de tiempo de temperatura y salinidad, para noviembre de 2007 a mayor de 2008.

Profundidad (m)	Temperatura (°C)				Salinidad			
	Máximo	Mínimo	Media	Desv. Std.	Máximo	Mínimo	Media	Desv. Std.
50	21.16	13.11	15.59	1.23	35.09	34.31	34.77	0.11
90	15.57	12.44	13.62	0.49	34.98	34.63	34.77	0.05
120	14.02	11.86	12.77	0.34	35.04	34.69	34.82	0.03

Tabla AV. Estadística básica de los datos diarios de viento para las componentes de máxima y mínima varianza, para las estaciones de Cabo Pulmo y El Dorado.

	Cabo Pulmo		El Dorado	
	Ur (A lo largo del golfo)	Vr (A través del golfo)	Ur (A lo largo del golfo)	Vr (A través del golfo)
Máximo (m s⁻¹)	8.13	-2.93	-10.28	-4.51
Mínimo (m s⁻¹)	0.01	0.01	0.01	-0.01
Media (m s⁻¹)	-0.77	-0.61	-1.36	-1.35
Desv. Std. (m s⁻¹)	2.59	0.49	3.71	1.01

Tabla AVI. Parámetros calculados a partir de los resultados de las correlaciones desfasadas.

Estaciones	Distancia (km)	Latitud (°)	f (parámetro de Coriolis)	Desfase (días)	Co (m s)	Co/ f (km)
Manz-Aca	528.96	17.94	$4.48 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	2	3.06	46.54
Manz-ED	701.8	21.55	$5.34 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	3	2.71	50.70
ED-Aca	1230.76	20.44	$5.08 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	5	2.85	56.12

Manz-Aca: Manzanillo-Acapulco; Manz-ED: Manzanillo-El Dorado; ED-Aca: El Dorado-Acapulco

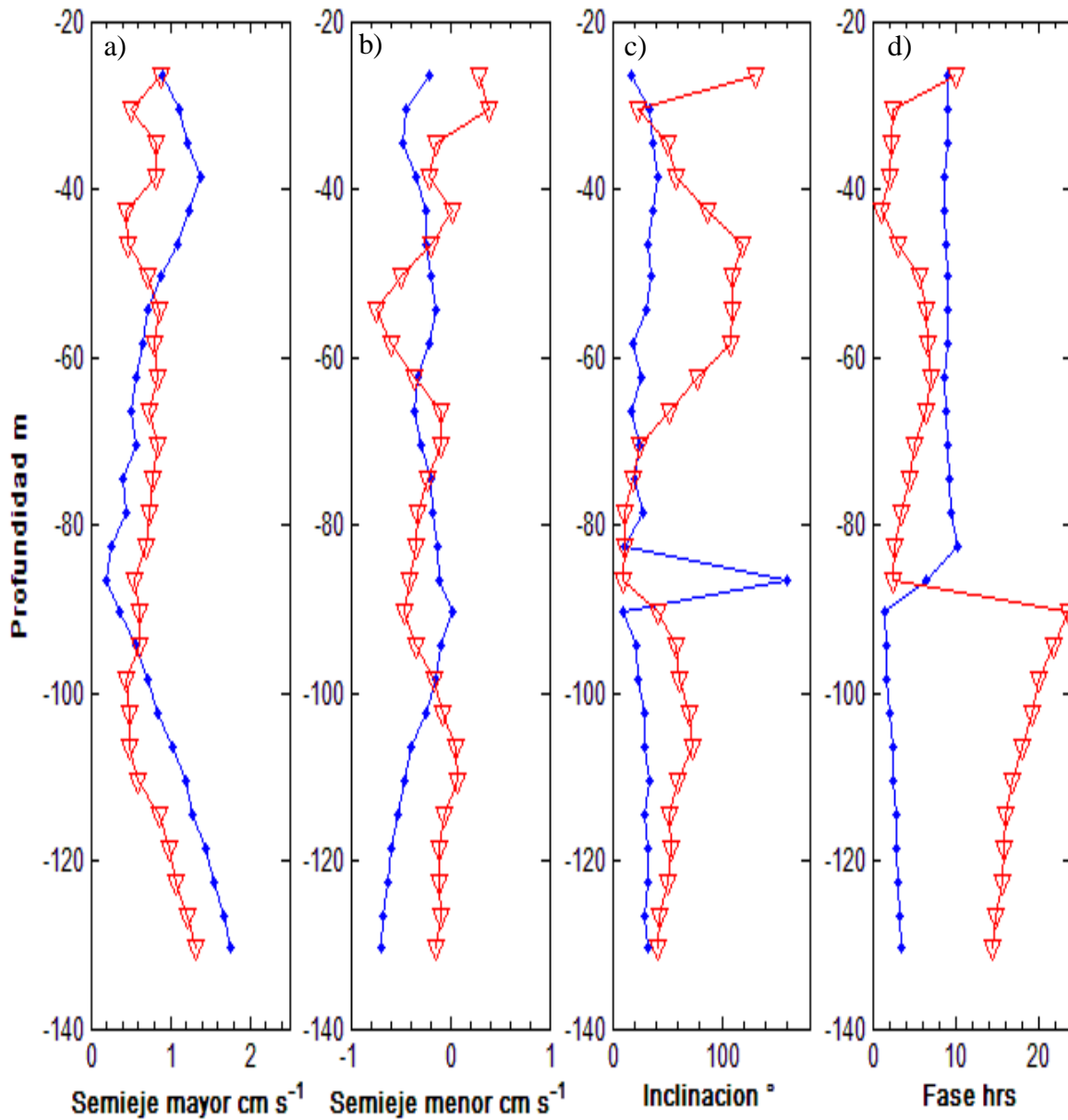


Figura A1. Perfil vertical de a) Semi-eje Mayor, b) semi-eje Menor, c) orientación (Inclinación) y d) fase con respecto al meridiano de Greenwich, de las corrientes baroclínicas (es la diferencia de las corrientes observadas menos las corrientes promediadas verticalmente). Si $m < 0$ el sentido es horario (anticiclónico); si $m > 0$ la rotación es antihorario (cyclónico) y si $m = 0$ el flujo es rectilíneo. Componente semidiurna M_2 (azul) y componente diurna K_1 (rojo).

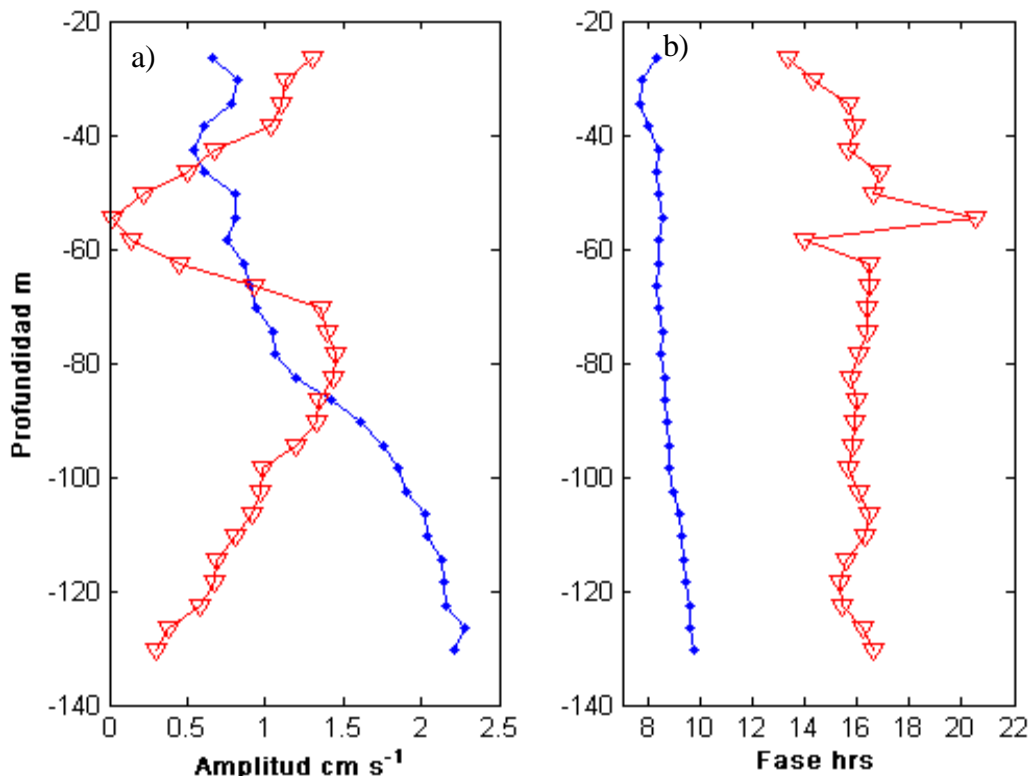


Figura A2. a) Amplitud y b) fase (hrs) de la marea semidiurna M_2 (azul) y diurna K_1 (rojo), para la corriente observada a lo largo del golfo U_r .

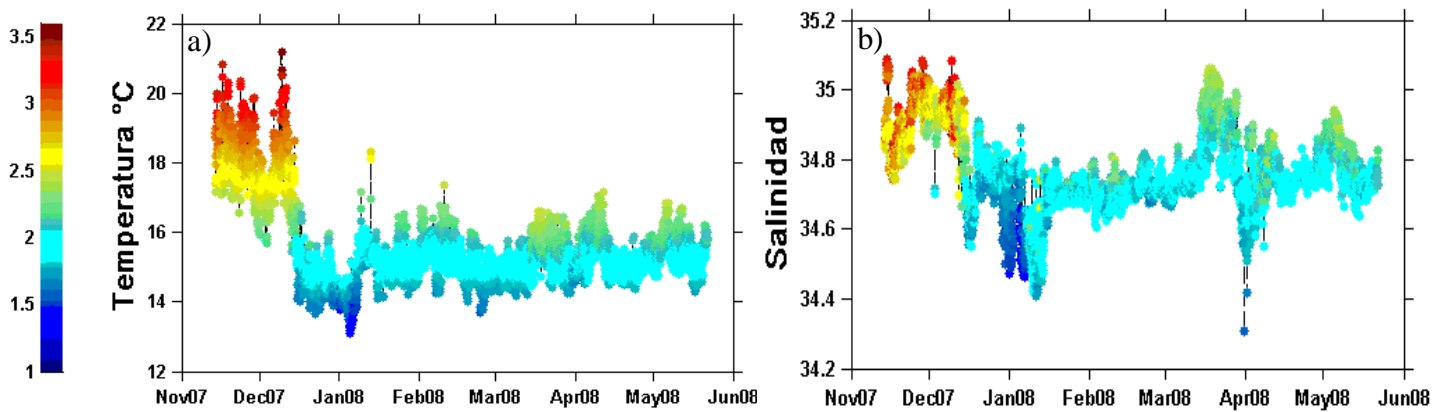


Figura A3. Series de tiempo de datos horarios de a) temperatura y b) salinidad a 50 m de profundidad, sobre la plataforma de Sinaloa. La barra de colores indica spiciness calculada a partir de Flament (2002): valores altos (bajos) de spiciness indican agua más (menos) salada y de mayor (menor) temperatura.

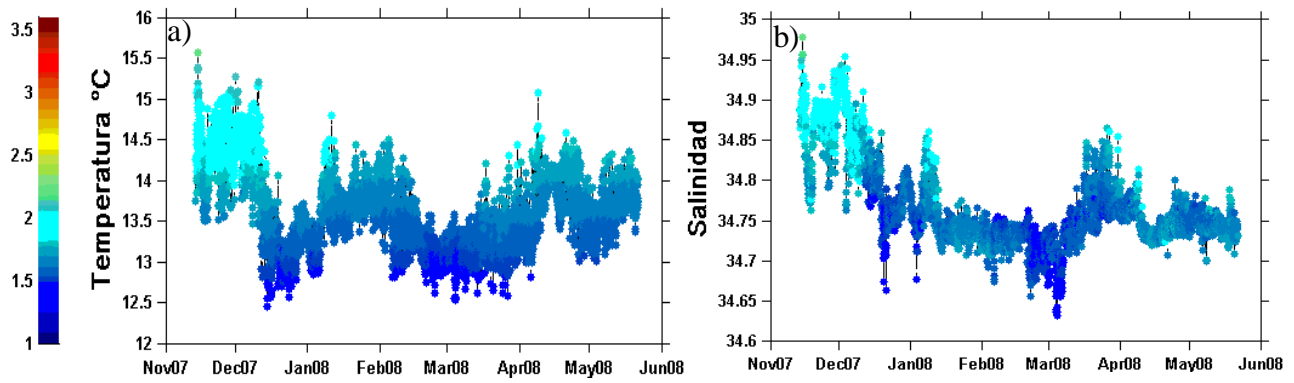


Figura A4. *Idem.* Para la figura A3 a 90 m de profundidad.