

CAPÍTULO 6 – MODELO BAROCLÍNICO

6.1 Introducción

La mayor parte del conocimiento actual sobre la circulación (corrientes) en los Golfos Norpatagónicos surge de modelos numéricos de baja resolución y que incluyen algunos de los mecanismos forzantes (Rivas, 1989; Mazio *et al.* (2004) en el Golfo Nuevo (GN); Arpakayanan, (1991), Glorioso and Simpson (1994), Palma (2002) y Moreira (2008) en la zona que abarca los tres Golfos), siendo más limitada la contribución efectuada por las observaciones directas (Moreira *et al.*, 2009). Sin embargo, son aún numerosos los interrogantes asociados a la circulación que no pueden interpretarse adecuadamente. En los capítulos anteriores analizamos las corrientes residuales de marea mediante la aplicación de un modelo numérico tridimensional y posteriormente la circulación barotrópica (densidad constante) en la región forzada por vientos (uniformes y estacionales) y mareas. En este capítulo se extienden estos estudios mediante el empleo de un modelo baroclínico forzado con mareas, flujos de calor y humedad y vientos realistas diseñado para examinar principalmente la influencia de la topografía de fondo, el forzante y la estratificación sobre la dinámica de la circulación en los golfos y la formación de frentes térmicos.

En primer término, se estudia la circulación media de las estaciones de verano e invierno, tomando como meses significativos Enero y Julio y se comparan los resultados con el caso barotrópico. Luego se analiza la variabilidad estacional de la circulación media en los golfos mediante el modelo baroclínico. Posteriormente se configuraron experimentos adicionales para estudiar la sensibilidad de la respuesta del modelo a los diferentes forzantes, como ser: variación en el forzante de mareas, de flujo de calor, la inclusión de vientos de diferentes magnitudes, variaciones en la topografía, sensibilidad a los términos no-lineales y finalmente a los flujos que ingresan desde Plataforma. Un detalle de todos los experimentos realizados con variaciones de la configuración de control puede consultarse en la Tabla 6-I. Para completar el análisis de la circulación media se estima el tiempo de residencia medio de las masas de agua en el Golfo San Matías (GSM) mediante la aplicación de un modelo Lagrangiano de seguimiento de partículas inertes.

Finalmente se analiza en detalle la formación y evolución de los frentes térmicos en la región, haciendo énfasis en los mecanismos físicos intervinientes. En particular se toma como caso de estudio el Frente de Península Valdés y se configuran experimentos idealizados donde se analiza la sensibilidad a los forzantes climatológicos, a la discretización vertical y a los esquemas de mezcla vertical incluidos en el modelo. Luego, estos experimentos son complementados con un análisis de los resultados del experimento realista para el frente de PV y los del GSM.

6.2. Diseño del experimento de control

El dominio espacial de este modelo es el mencionado en la sección (3.2). El modelo se inicializa con temperatura y salinidad uniforme en la horizontal y estructura vertical promediada anualmente extraída de los datos de Conkwright *et al.*, 2002. Para imponer la onda de marea en los bordes laterales del dominio computacional empleamos amplitudes y fases de elevación y velocidad en el borde abierto correspondientes a las seis componentes principales de marea (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 y O_1) de nuestro modelo barotrópico (Capítulo 4). Los flujos de calor estacionales y los flujos de evaporación y precipitación se obtuvieron de bases de datos globales (COADS), (Da Silva *et al.*, 1994). Los vientos climatológicos de datos satelitales (QuikScat-SCOW), (Riesen y Chelton, 2008) fueron interpolados bilinealmente a la grilla numérica. El flujo de calor y sal se parametriza siguiendo la formulación de Barnier (1998). El modelo se integró por tres años con forzante climatológico estacional y se analiza el tercer año de simulación posterior a la estabilización numérica del modelo.

EXPERIMENTOS NUMÉRICOS						
Exp.	Marea	Viento	Batimetría	Flujo Calor	Advección	F. Plataforma
EXP1	<i>media mensual</i>	-----	<i>realista</i>	COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP2	<i>media mensual</i>	2*SCOW	<i>realista</i>	COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP3	-----	SCOW	<i>realista</i>	COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP4	<i>media mensual</i>	SCOW	<i>realista</i>	0,5*COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP5	<i>media mensual</i>	SCOW	<i>realista</i>	1,5*COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP6	<i>media mensual</i>	SCOW	<i>H=90 cte</i>	COADS	<i>Incluída</i>	-----
EXP7	<i>media mensual</i>	SCOW	<i>realista</i>	COADS	<i>sin advección</i>	-----
EXP8	<i>media mensual</i>	SCOW	<i>realista</i>	COADS	<i>Incluída</i>	0.1 m/s

Tabla 6-1. Experimentos numéricos de sensibilidad realizados con el modelo baroclínico.

El viento empleado en los experimentos es el descrito en el capítulo 5. Los forzantes utilizados para el flujo de calor neto y evaporación menos precipitación en las simulaciones se pueden observar en la figura 6-1. Los flujos de calor en superficie para un mes característico de la estación de verano (Enero) y de invierno (Julio) muestran una clara variación estacional representada a través de la variación temporal en un punto dentro del GSM y otro en el GN (Fig. 6-1e). El flujo de calor es máximo en la estación de verano con valores que superan los 160 W/m^2 de flujo neto y es mínimo para la estación de invierno con valores cercanos a -90 W/m^2 en la zona Norte del GSM. La amplitud del flujo durante el ciclo anual es mayor en la zona Norte del GSM que en el GN y zona Sur del GSM, aunque no presentan desfases temporales (Fig. 6-1e).

El forzante de evaporación menos precipitación (EMP) en superficie muestra valores positivos durante todo el ciclo anual en todo el dominio, es decir que la evaporación excede a la precipitación para todas las estaciones. Particularmente el GSM muestra máximos positivos (evaporación) en todo el golfo en verano y en un sector más reducido al Noroeste en invierno (Fig. 6-1b y 6-1d). El GSM presenta variaciones espaciales, diferenciando la zona Norte de la Sur, especialmente en invierno. La parte Sur del GSM, al igual que el GN, muestra un comportamiento irregular con grandes variaciones del flujo de EMP durante todo el ciclo anual, mientras que en la zona Norte del GSM alcanza máximos en el mes de Junio-Julio y presenta menos variaciones en los meses de verano (Fig. 6-1f).

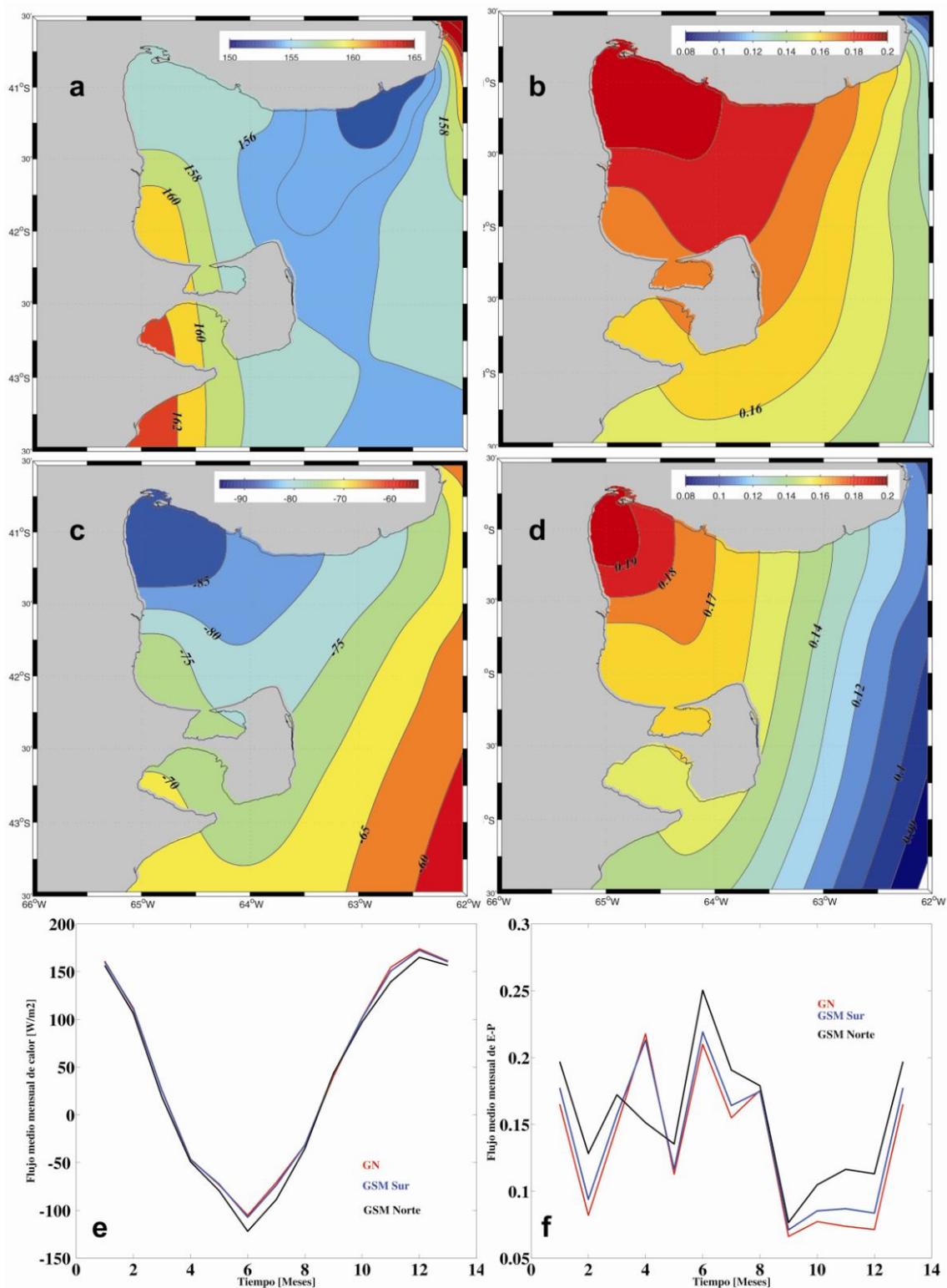


Fig. 6-1. Forzantes del modelo. Flujos de calor [W/m^2] para el mes de Enero (a) y Julio (c). Flujos de evaporación menos precipitación [mm/mes] para el mes de Enero (b) y Julio (d). Variación estacional del flujo de calor en el GSM y GN (e). Variación estacional del flujo de evaporación menos precipitación en el GSM y GN (f).

6.3. Circulación general de los Golfos.

Para analizar la circulación media y mecanismos físicos responsables de los giros en el interior de los golfos, como así también su intensidad y extensión, se elaboraron los gráficos de la función corriente a partir de las velocidades promediadas en vertical para promedios temporales de 30 días. Para enfatizar la importancia de la estratificación en la circulación media realista se realiza una comparación para las estaciones de verano e invierno entre el caso baroclínico y el barotrópico.

En el GSM, el flujo de calor en Enero (verano) alcanza valores cercanos a los máximos (Fig. 6-1e) y genera una importante estratificación. La combinación del forzante de marea y la estratificación intensifica notoriamente la circulación ciclónica (horaria), compuesta básicamente de dos subgiros de recirculación: uno centrado al Norte del golfo en $41^{\circ} 20' S$ y $64^{\circ} 35' W$ y otro al Sur más reducido pero de intensidad similar en $42^{\circ} S$ y $64^{\circ} 30' W$. De esta forma, la circulación es más definida y cerrada en las máximas depresiones de la topografía del GSM (donde la estratificación es importante con respecto a la mezcla inducida por marea) y produce un aislamiento de las aguas externas (Fig. 6-2a). Estos giros han sido identificados en trabajos previos mediante análisis de datos hidrográficos (Piola y Scasso, 1988). El origen dinámico del giro ciclónico al Norte del GSM descansa como veremos en la interacción del campo de densidad, la topografía del fondo y la marea. La interacción del flujo de calor superficial y de la marea con la depresión topográfica del centro del Golfo lleva durante el verano a la formación de domos fríos de agua más densa de fondo que queda atrapada debajo de la termoclina. Esta agua más densa se halla aislada horizontalmente de las aguas exteriores al golfo por la presencia de un intenso frente de mareas. La mayor parte de la circulación es debida a la baroclinicidad del flujo (más del 60%). El resto lo contribuye en mayor medida la circulación residual por mareas. El viento no parece contribuir mayormente en el establecimiento del giro. El subgiro del Sur está formado principalmente por rectificación de la onda de marea formando parte de la estructura de cuadrupolo en la boca del GSJ, el cual se puede observar en el caso barotrópico (Fig. 6-2b), y que se desplaza levemente hacia el Norte y se intensifica al incluir la estratificación. El mecanismo de formación que presenta el giro horario del Norte del

GSM es similar al reportado por Hill *et al.* (1997), quien estudió mediante un modelo numérico el giro ciclónico al Oeste del Mar de Irlanda. El trabajo de Hill fue complementado y verificado mediante observaciones directas en la zona (Horsburgh *et al.*, 2000).

El GN muestra un comportamiento similar al GSM, siendo intensificada (con respecto al caso barotrópico, fig. 6-2b) la circulación principal horaria con la estratificación de la columna vertical. En este caso la circulación general está compuesta por un único giro que gobierna todo el golfo. A diferencia del GSM, la zona de la boca de bajas profundidades no sufre modificaciones con respecto al caso sin flujo de calor, ya que la dinámica está dominada por las corrientes residuales de marea.

El GSJ se muestra muy poco sensible a la inclusión del forzante de flujo de calor en superficie. La dinámica tanto en la boca como en el interior queda dominada por el dipolo interno generado por las corrientes residuales de marea (Fig. 6-2a). Las dimensiones espaciales reducidas de este golfo junto a la menor profundidad, indican una menor influencia de los forzantes atmosféricos con respecto al forzante de mareas.

En aguas externas a los golfos, alejado de las zonas donde la mezcla por marea es importante la circulación se intensifica notablemente con respecto al caso sin flujo de calor (Fig. 6-2b) y se torna más definida, en una dirección N-NE (Fig. 6-2a), como indican modelos previos de circulación en Plataforma (Palma *et al.*, 2008).

En el mes de Julio (invierno), la respuesta del caso baroclínico presenta similitudes con el caso barotrópico pero a pesar de que en invierno la estratificación vertical es muy débil se presentan ciertas diferencias (Fig. 6-2c y 6-2d). En el GSM, la zona poco profunda sobre la costa Oeste se muestra principalmente afectada intensificándose la circulación antihoraria generada por los vientos zonales offshore. La circulación antihoraria en la costa Oeste del GSM está compuesta por dos subgiros de circulación, uno centrado al Norte en $41^{\circ} 15' S$ y $64^{\circ} 45' W$ de mayor intensidad y uno al Sur a la misma longitud y $42^{\circ} 10' S$. La circulación horaria en invierno es más débil que en verano pero más intensa que en el caso barotrópico en

la zona Sur (Fig. 6-2d) denotando una contribución adicional de interacción del forzante (vientos y mareas) con la estratificación remanente en el golfo. El resto del golfo mantiene una circulación horaria poco definida similar a la respuesta del modelo barotrópico (Fig. 6-2d), denotando también una conexión más importante de las aguas del golfo con las externas.

El GN muestra pocas variaciones con respecto al caso barotrópico para el mes de Julio, donde la columna de agua se encuentra completamente mezclada. El giro principal del golfo no sufre variaciones en intensidad del transporte, mientras que en la zona costera de poca profundidad cercana a Puerto Madryn se intensifica levemente el giro antihorario ocupando un área mayor.

El GSJ pareciera ser levemente afectado en la estación de invierno para el caso baroclínico (Fig. 6-2c), incrementando el giro horario impuesto por el dipolo Oeste, mientras que en el caso barotrópico este giro no se define claramente. Esto puede ser producto de la interacción de la estratificación con el viento.

La temperatura superficial (SST) de la región para el mes de Enero muestra una importante correlación con la circulación descrita (Fig. 6-3a). El GSM se encuentra dividido en dos zonas, una al Norte de los $41^{\circ} 30' S$, donde las temperaturas son más altas y las aguas más densas (salinidad máximas de 34.05, fig. 6-3b) y una al Sur donde la mezcla por marea juega un rol más importante y las temperaturas disminuyen (Fig. 6-3a) junto a la salinidad debido al acceso de agua menos densa por la zona Sur de la boca (Fig. 6-3b).

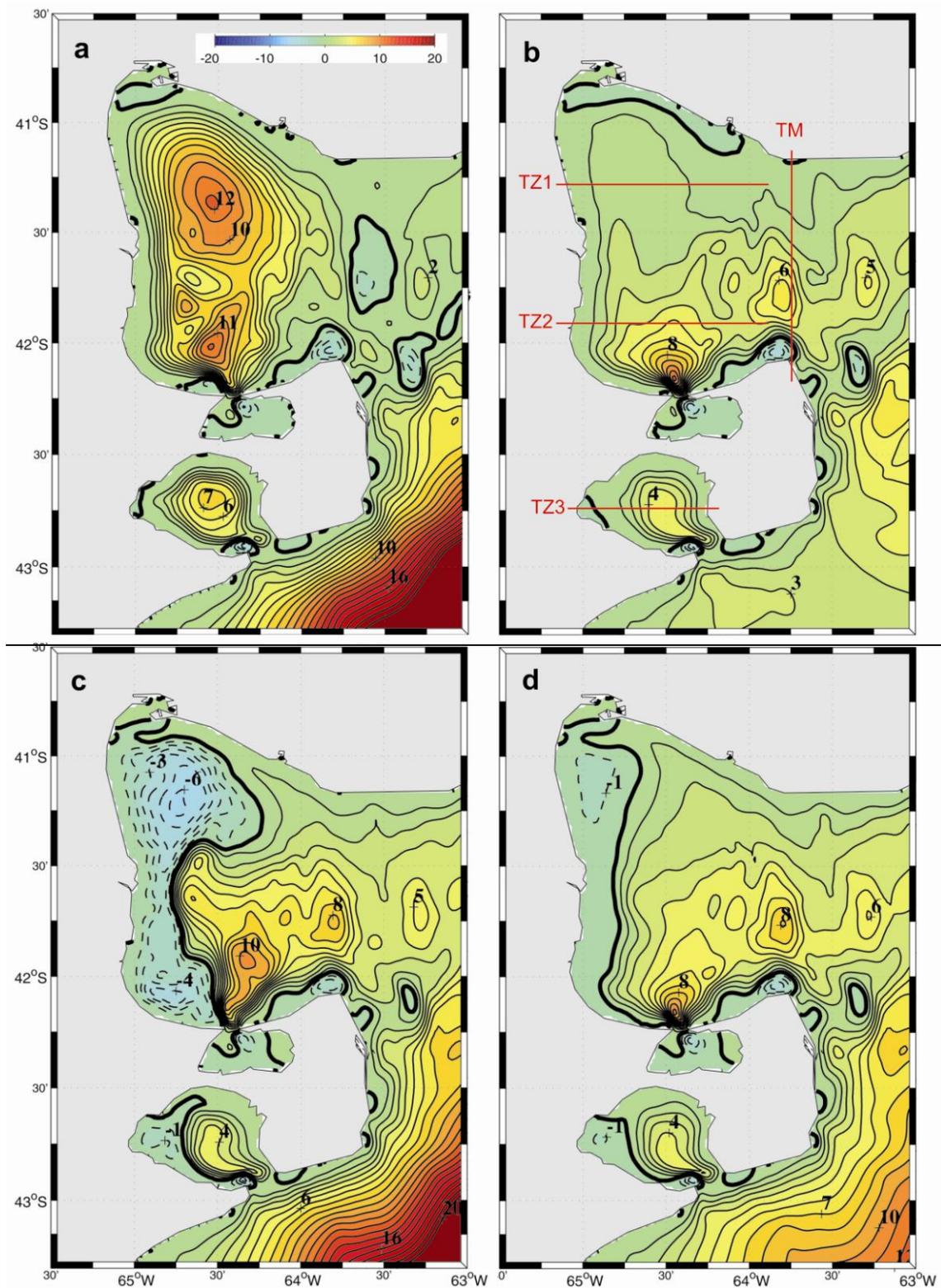


Fig. 6-2. Circulación media para dos meses característicos de verano e invierno ($IC=10-2$ Sv). a) Mes de Enero en el caso baroclínico (control), b) Mes de Enero en el caso barotrópico (densidad constante) y transectas de análisis TM, TZ1, TZ2 y TZ3, c) Mes de Julio en el caso baroclínico y d) Mes de Julio en el caso barotrópico.

El giro ciclónico al Norte del golfo en Enero contribuye a aislar esta zona de las aguas externas y debido al intenso flujo vertical de evaporación (máximos al Norte del golfo, fig. 6-1b) permiten los elevados valores de salinidad y temperatura observados (34.05 psu y 19° C respectivamente). La zona Sur del GSM, como observamos en la función corriente, muestra una dinámica más dependiente de la mezcla inducida por las corrientes de marea. Esta intensa energía de mezcla vertical homogeniza mas la columna de agua inhibiendo en parte la estratificación y reduciendo los valores de temperatura superficial. Los valores de SST cercanos a la boca del GSJ son de 14 °C al igual que en la boca del golfo y Este de PV donde son inferiores a 14° C.

El GN presenta una dinámica similar a la descrita para el GSM, con máximos de temperatura (17.5° C) y salinidad (33.75) en costa Norte (Fig. 6-3a y 6-3b). La zona de la boca, dominada al igual que la del GSJ por el dipolo por mareas, muestra temperaturas inferiores y aguas menos densas de rápida renovación. El análisis de las zonas frontales observadas será realizado en detalle en la sección 6.6.

Las corrientes superficiales también muestran una circulación general horaria en el GSM y GN (Fig. 6-3c), debido a que en este mes los vientos son débiles y tienen poca influencia en la capa superficial. El GSM muestra flujos mas intensos en la zona de la boca y costa Sur. Los flujos generados por rectificación topográfica alcanzan las capas superficiales (giros antihorarios al NE de PV y boca del GN y GSJ). En la zona Este de PV las corrientes delimitan la región de mayor gradiente térmico con flujos en dirección NNE al Este y flujos reducidos y menos definidos al Oeste.

Los flujos de fondo indican las características típicas de la circulación por corrientes residuales de marea, con flujos de recirculación antihorarios al NE de PV e intensas corrientes en las bocas de los golfos GN y GSJ (Fig. 6-3d). En el GN las corrientes de fondo se intensifican hacia las costas y muestran circulación horaria en todo el golfo. En el GSM se observan intensos flujos en la mitad Sur del golfo debido a la influencia de la marea generando un subgiro horario sobre el Suroeste del golfo del cual se desprende un jet hacia fuera del golfo sobre la costa Sur. La mitad Norte muestra flujos más débiles que forman una circulación horaria menos definida. Cabe

destacar que el giro horario principal tanto en el GSM como en el GN es de estructura robusta con incidencia de superficie a fondo, como así también los giros antihorarios al NE de PV.

La distribución de densidad calculada a través de la sección zonal (A-A) muestra una termoclina bastante intensa y ubicada a los 20 m de profundidad. Se aprecia un cambio de curvatura de las isolíneas, hacia arriba en la zona estratificada y hacia abajo en las zonas más profundas, marcando un domo de agua mas densa en el fondo. Las densidades mínimas en superficie alcanzan los 24.3 kg/m³ y 26 kg/m³ en las zonas profundas. Las isolíneas de densidad se curvan hacia arriba en la costa Oeste, posiblemente por efecto de afloramiento generado por el viento (predominantemente de dirección costa afuera); y hacia abajo cerca de la boca del Golfo, donde la interacción de la marea con la topografía de fondo homogeniza la columna de agua. La zona de mezcla en toda la columna se observa a partir de los 100 km de la costa Oeste del golfo.

La estructura tridimensional del flujo en la transecta zonal A-A, muestra el claro dominio del giro horario en toda la columna de agua, con flujos hacia el Norte (máximos subsuperficiales de 6cm/s) en la costa Oeste en los primeros 40 km y flujos hacia el Sur menos intensos y definidos entre los 40 y 80 km de la costa (Fig. 6-3f). La rama Oeste del giro es definida y transversal a la transecta, mientras que la rama Este es más difusa ya que atraviesa la transecta con una cierta inclinación. Hacia la zona de la boca (>100 km.) los flujos se reducen y son poco definidos.

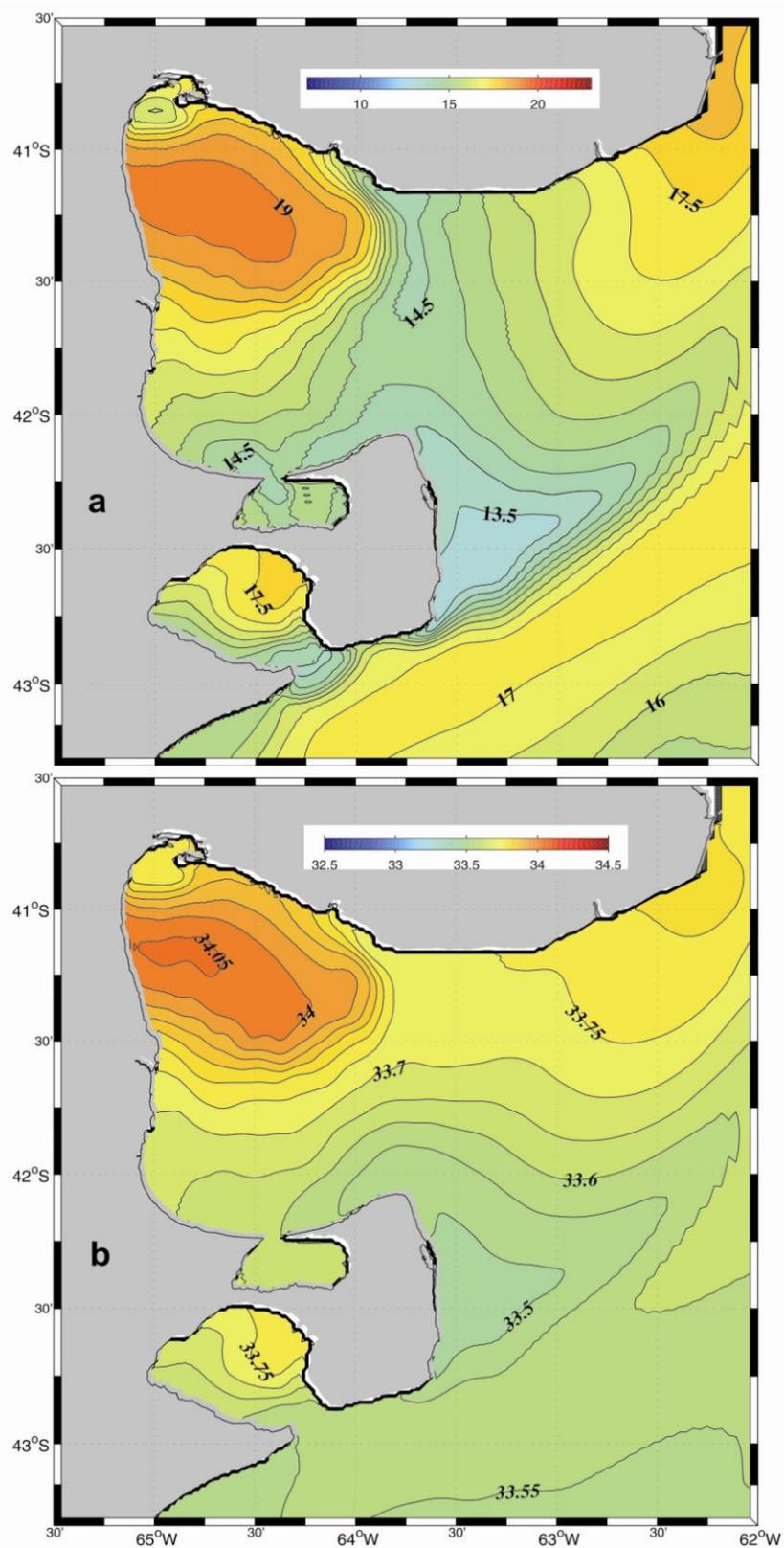


Fig. 6-3. Campos de densidad y estructura vertical en el mes de Enero. a) Temperatura superficial, b) Salinidad superficial, c) Velocidad superficial (10m de profundidad), d) Velocidades de fondo. Notar que la escala es diferente de c), e) densidad en la transecta A-A y f) Velocidades zonales en la transecta A-A.

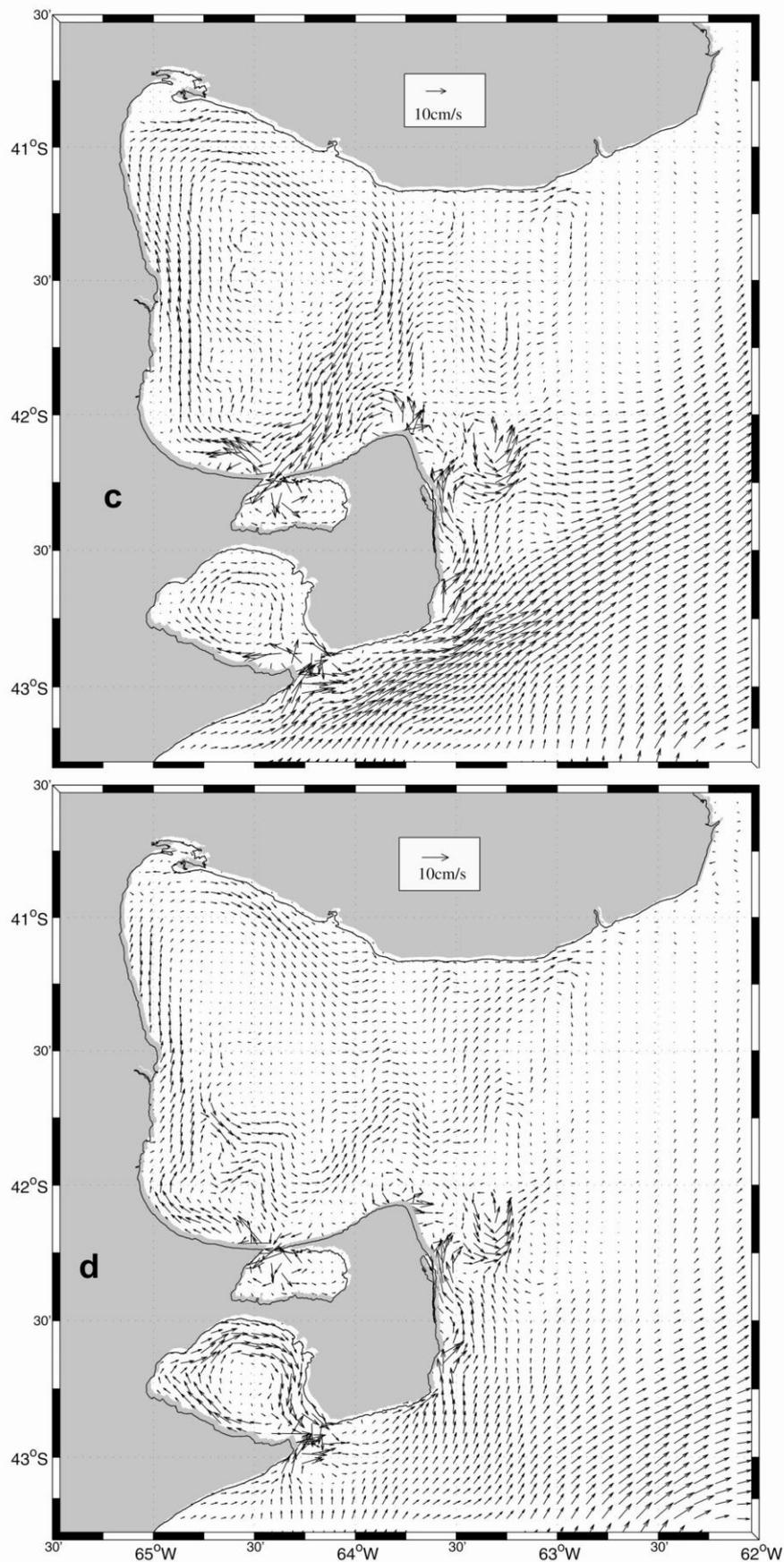


Fig. 6-3 (Continuación)

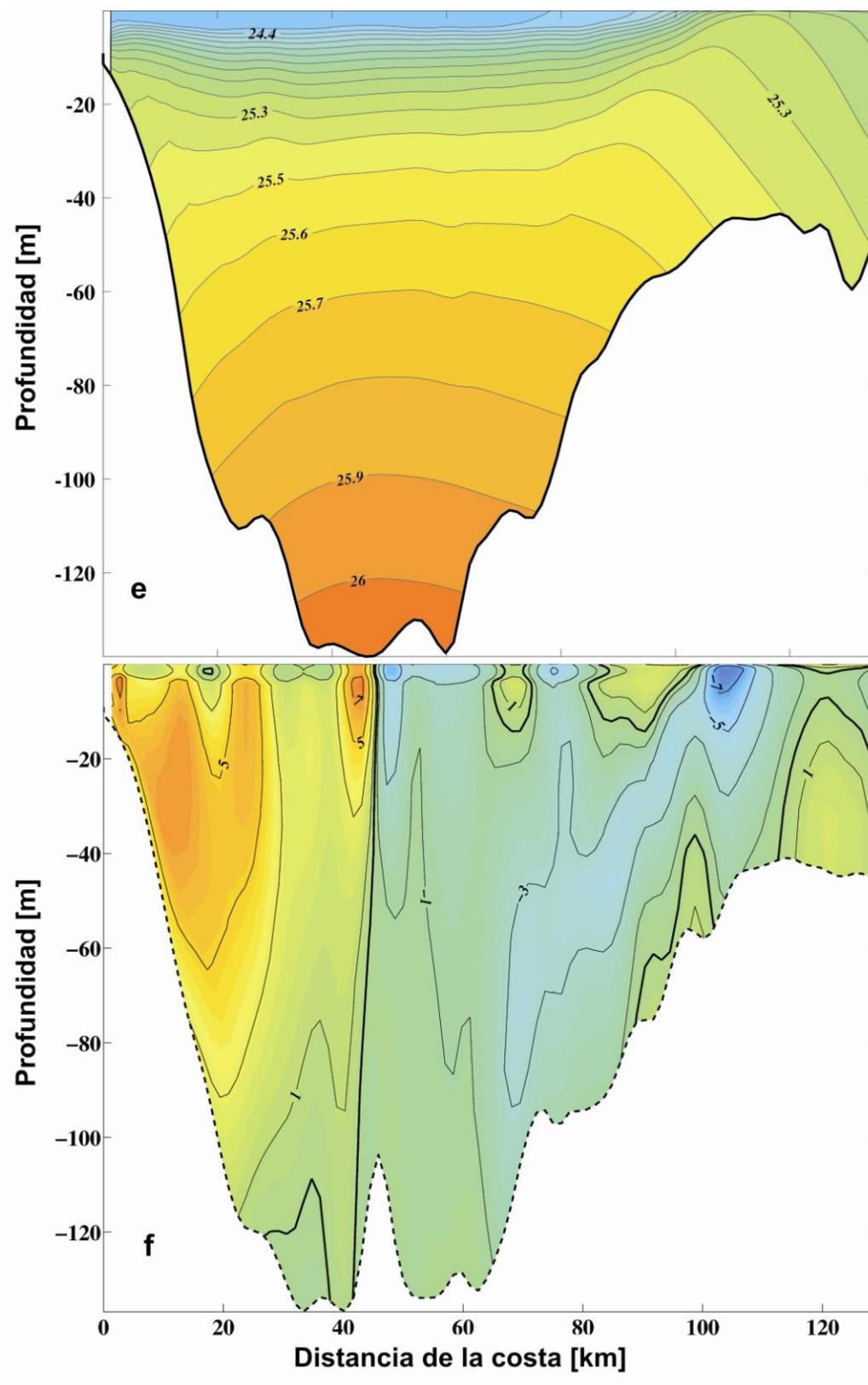


Fig. 6-3 (Continuación)

En el mes de Julio (invierno) la distribución espacial de la temperatura y la salinidad se muestran más homogéneos que en verano, aunque persisten gradientes horizontales (Fig. 6-4a y 6-4b). A pesar de que la estratificación es débil, en el GSM la zona de ingreso del flujo al golfo mantiene una temperatura y salinidad menor al interior y a la zona Norte. La diferencia de SST (Sea Surface Temperature) entre la parte Noroeste (Máxima) y la zona Sureste (boca) es de 1.5° C y la salinidad muestra variaciones de 0.2 ups. El GN se muestra espacialmente homogéneo en temperatura superficial y salinidad a excepción de la zona de la boca donde se observa una leve reducción de ambas variables. El GSJ presenta una variación zonal de salinidad de 0.05 ups, mientras que la SST tiene muy poca variación espacial.

En los meses de invierno, la magnitud de los vientos es máxima y las corrientes superficiales responden a la dirección del viento en zonas de baja profundidad y rotan ligeramente hacia la izquierda en las zonas profundas según lo indica la teoría de Ekman. En este período, donde la estratificación no juega un rol importante y los frentes no están formados, las corrientes superficiales en la zona externa a los golfos se muestran sin cambios significativos espaciales al igual que en la boca del GSM, a excepción de las zonas puntuales de gran mezcla vertical por marea donde el flujo se torna impreciso como ser al NE de PV, costa Sureste del GSM y boca del GSJ y GN (Fig. 6-4c). En el interior del GSM se observa un flujo costero separado de la costa Oeste que delimita el giro antihorario y con similar intensidad un giro horario sobre la boca del GSJ. En el GN se alcanzan a observar la estructura de giro antihorario sobre la Bahía Nueva y el giro horario principal en el centro del golfo.

En las zonas de rectificación topográfica los flujos de fondo son máximos indicando las fuertes corrientes residuales de marea actuantes (Fig. 6-4d). En el GSM, las corrientes de fondo muestran un flujo más intenso hacia el Norte que delimita el giro antihorario existente en la costa Oeste. En el GN los flujos de fondo circulan en sentido horario y las máximas corrientes se observan en la costa Sur. En la costa de Puerto Madryn se visualiza un giro antihorario producto de los vientos actuantes offshore. Del análisis precedente podemos destacar que el giro antihorario tanto en el GSM como en el GN tiene estructura robusta con incidencia de superficie a fondo, como así también los giros antihorarios al NE de PV.

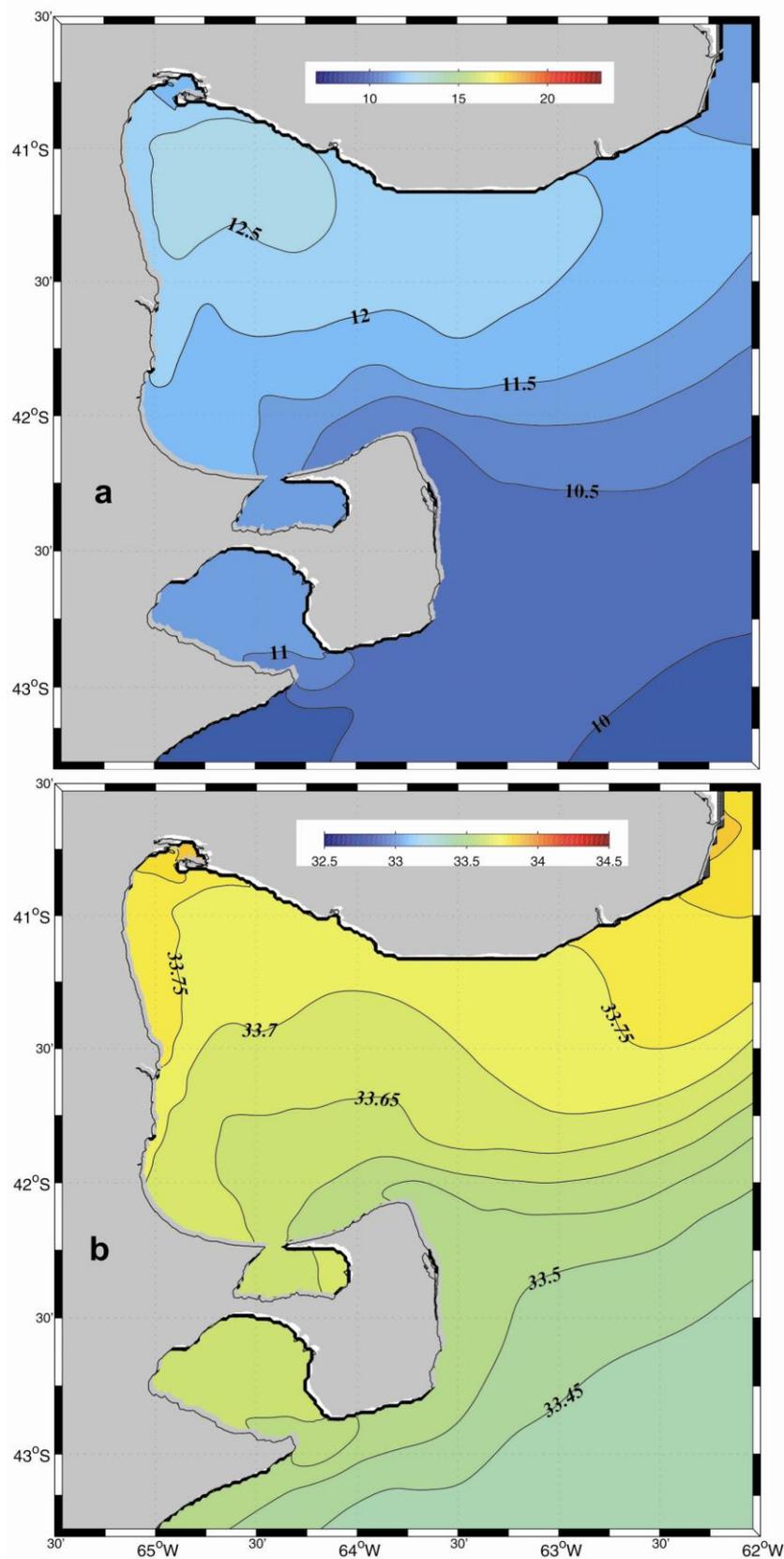


Fig. 6-4. Campos de densidad y estructura vertical en el mes de Julio. a) Temperatura superficial, b) Salinidad superficial, c) Velocidad superficial, d) Velocidades de fondo, e) densidad en la transecta A-A y f) Velocidades zonales en la transecta A-A.

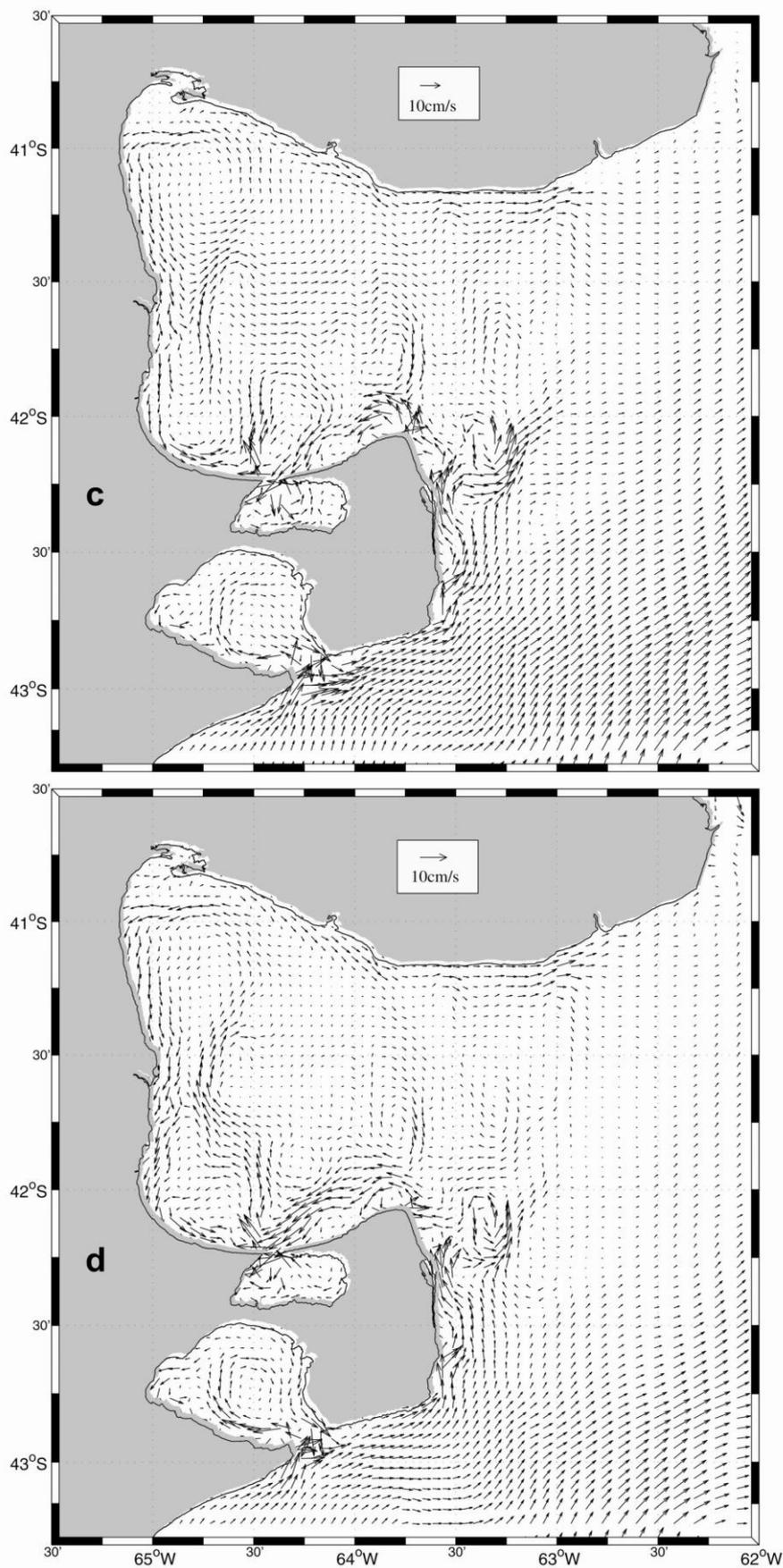


Fig. 6-4 (Continuación)

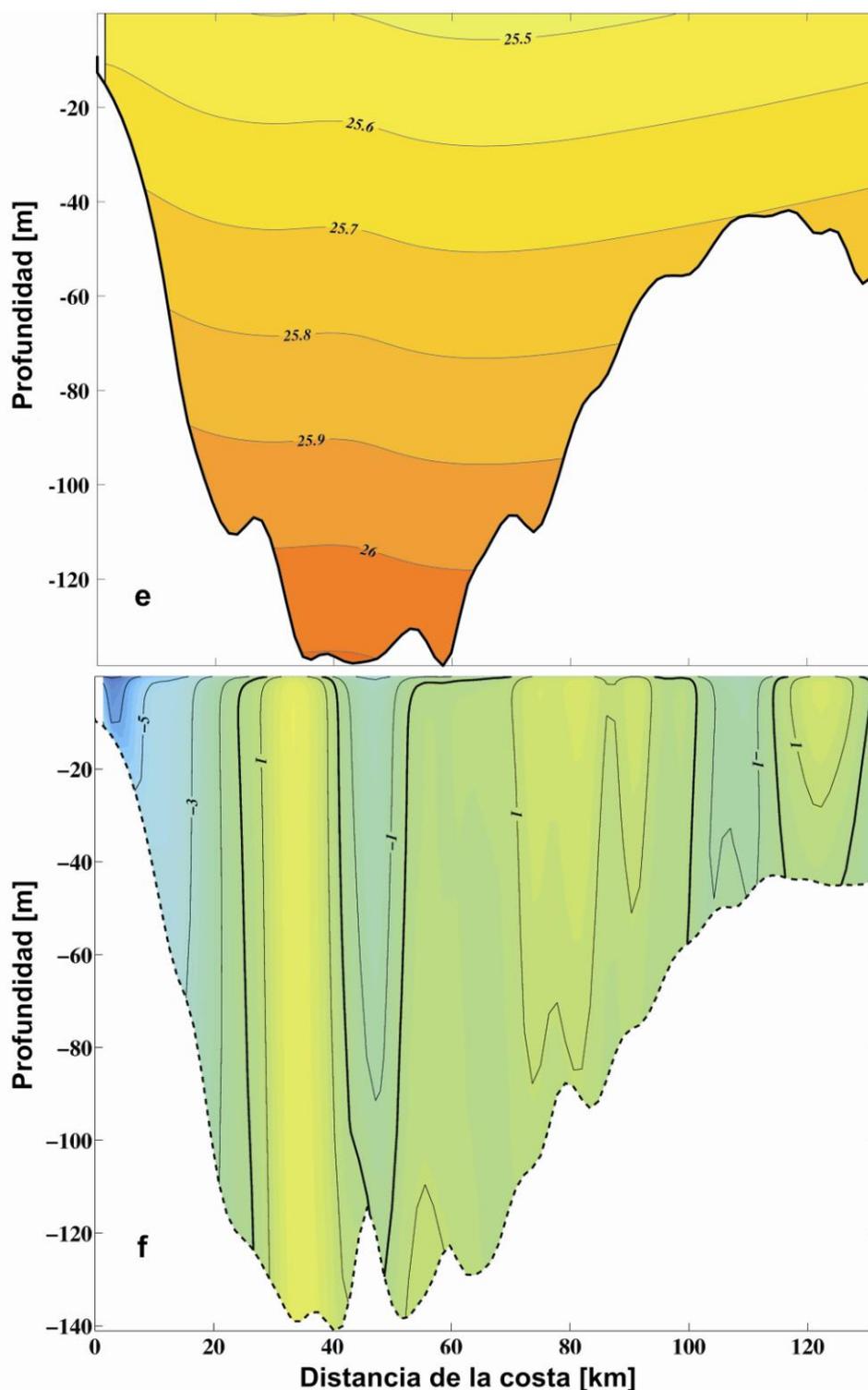


Fig. 6-4 (Continuación)

La distribución vertical de densidades en la transecta zonal A-A, indica que para el mes de Julio (invierno) la columna se encuentra menos estratificada, con una variación de densidad de 0.5 kg/m³ de superficie a fondo. Se observa la ausencia

de una termoclina y una curvatura de las isolíneas hacia arriba en todo el golfo (Fig. 6-4e).

La estructura vertical de velocidades en el GSM (transecta zonal A-A, fig. 6-4f) muestran una circulación más débil y menos definida, en buena concordancia con la función corriente de velocidades medias (Fig. 6-2c). Sobre la costa Oeste, se observa el giro antihorario con un flujo más intenso hacia el Sur en la costa hasta los 25 km (6 cm/s) y un flujo de retorno más débil en toda la columna vertical (1 cm/s) hasta los 40 km. El resto de la transecta muestra flujos principalmente hacia el Norte pero con estructuras poco definidas y débiles.

6.4. Mecanismos forzantes en la circulación.

La circulación residual resultante en el caso barotrópico es aquella que presentan los golfos forzados por viento o marea en su interacción con la topografía de fondo y línea de costa. En el caso baroclínico aparecen otras interacciones entre el forzante y la estratificación que modifican sustancialmente las corrientes residuales (comparar por ejemplo Fig. 6-2a y b). Para el análisis de los distintos mecanismos que forman los giros en los golfos realizamos una descomposición de la circulación residual de la siguiente manera:

Residual Total (**R1**)= Residual Baroclínica (**RB**) + Residual Barotrópica (**R2**).

Ambas tienen contribuciones del viento y de la marea. La contribución barotrópica (**R2**) fue analizada en detalle en el Capítulo 5. La contribución residual total (**RT**) es la que resulta de la simulación del experimento baroclínico de control, tanto en verano como en invierno. Ambos residuos **R2** y **RB** se pueden separar en contribuciones debidas al viento, a la marea (en el caso barotrópico) y a las interacciones entre la marea y la estratificación y el viento y la estratificación (en el caso baroclínico):

Residual Baroclínica (**RB**) = Interacción marea_estratificación (**RET**) + Interacción viento_estratificación (**REW**).

Para analizar cada término de la separación del RB hacemos lo siguiente:

- a) Calculamos **RB**, extrayendo al experimento baroclínico de control las residuales barotrópicas de viento estacional más marea, denominado anteriormente EQ3, (R1-R2).
- b) Para ver la contribución de la interacción marea y estratificación (**RET**), al experimento baroclínico sin viento (EXP1) le extraemos la residual del experimento barotrópico generada por marea.
- c) Para ver la contribución interacción viento y estratificación (**REW**), a la residual baroclínica (RB) le extraemos la residual por interacción de la marea y la estratificación (RET).

Este análisis nos permite tener una visualización del aporte de cada forzante a la formación de los giros. Los tres términos fueron graficados para los meses de Enero (Verano) y Julio (Invierno) en la Figura 6-5. La contribución baroclínica RB en verano al residuo es casi el 80% del total (R1) en el Norte del GSM y GN (Fig. 6-5a). De esa contribución, la interacción marea estratificación es el 80% de RB (Fig. 6-5b), siendo el restante 20% debido al viento (Fig. 6-5c). Esto refuerza el concepto de la importancia del flujo de calor (estratificación) y la marea en la formación e intensificación del giro horario al Norte del GSM y el giro principal en el GN.

Un análisis similar pero con otras intensidades y sentidos de giro se puede hacer para el invierno. En este caso la contribución (antihoraria) parece estar equiparticionada entre viento (Fig. 6-5e) y marea (Fig. 6-5f) para la porción Norte del GSM, con una contribución más significativa del viento en el establecimiento del giro horario en la porción Sur. Para el GN el giro antihorario sobre la costa Oeste está generado principalmente por el viento (Fig. 6-5f).

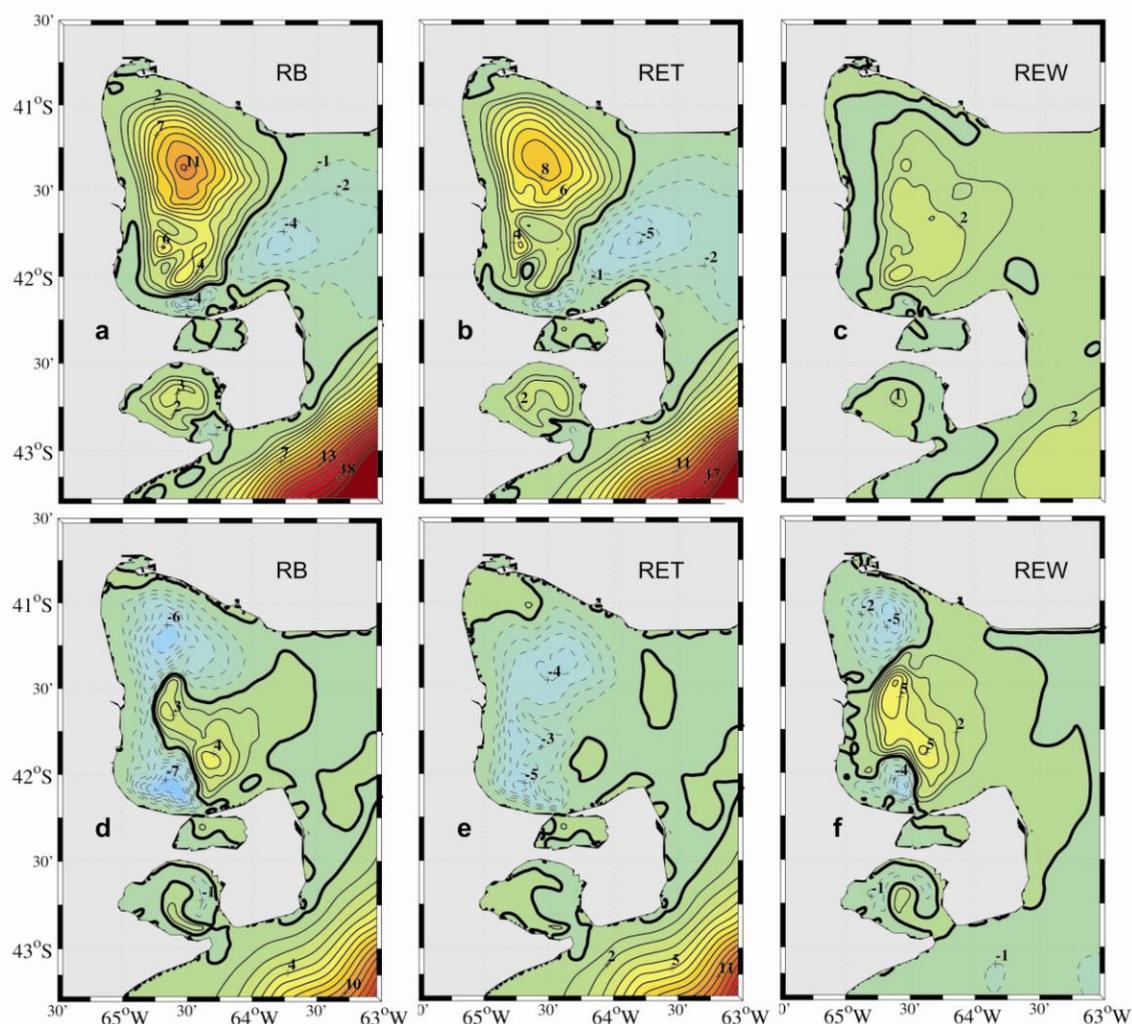


Fig. 6-5. Mecanismos forzantes en la circulación baroclínica en el mes de Enero (paneles superiores) y en el mes de Julio (paneles inferiores). a) y d) Circulación residual baroclínica b) y e) Circulación residual de la interacción de la marea y el flujo de calor, c) y f) Circulación residual de la interacción del viento y el flujo de calor.

6.5. Ciclo estacional de la circulación.

Para una mejor interpretación de la evolución temporal de los giros en el interior de los golfos y la variación estacional del intercambio de flujos en la boca del GSM se evaluó la función corriente de las velocidades medias mensuales y el transporte medio mensual a través de cuatro transectas de análisis. Las transectas se ubicaron, una meridional en la boca del GSM (TM), otra zonal sobre el giro Norte ciclónico del GSM (TZ1), sobre el giro ciclónico al Sur del GSM (TZ2) y por último una transecta zona en la zona media del GN (TZ3) (Fig. 6-2).

GSM

Las variaciones estacionales más intensas se producen en el GSM, con cambios significativos en la circulación media mensual. La circulación media en primavera-verano (entre Octubre y Marzo), donde el flujo de calor es intenso, los vientos son débiles y la estratificación es importante, es completamente horaria (ciclónica) con una distribución similar a la descrita para el mes de Enero. La evolución de la circulación horaria, comienza a intensificarse (spin-up) en el mes de Octubre (Fig. 6-6a), formada por un único giro centrado al Sur sobre la boca del GSJ. Este giro crece hacia el Norte simultáneamente con el debilitamiento del giro antihorario de la costa este del golfo. Hacia fines de la primavera la circulación se subdivide en dos giros, con la formación de un subgiro al Norte del golfo. Estos dos giros se intensifican junto con el aumento del flujo de calor. El giro Sur alcanza su máxima intensidad en Enero (Fig. 6-6d), mientras que el giro Norte lo hace en el mes de Febrero (transportando ~ 0.13 Sv, Fig. 6-6e). En el mismo período el giro del Norte se expande ocupando gran parte del golfo en el cual queda inmerso el giro del Sur (Fig. 6-6e). En Marzo se reducen las magnitudes de la circulación horaria (spin down) y el giro al Norte se desplaza hacia el centro del Golfo y hacia la boca (Fig. 6-6f), manteniéndose la ubicación del giro ciclónico al Sur.

Las curvas de transporte acumulado para diversas secciones del dominio se muestran en la fig. 6-7. En estas curvas la pendiente indica la dirección del flujo medio ($u = \frac{\partial \psi}{\partial y}$), es decir pendientes positivas flujo entrante, pendientes negativas flujo saliente. De esta manera, el máximo de las curvas representa el máximo transporte intercambiado a través de la sección.

En la boca del GSM la variación estacional del transporte de intercambio en el caso baroclínico muestra una anomalía estacional del 85%, con máximos del transporte en Julio (0.07 Sv) a 40 km de la costa Sur de la boca y mínimos en el mes de Enero de 0.01 Sv (Fig. 6-7a), mientras que el caso sin flujo de calor, muestra una variación estacional del 21% con máximos similares de 0.07 Sv en Julio y 0.055 Sv en Enero (Fig. 6-7b). Esto indica un aislamiento del GSM en los meses en que el flujo de calor

es máximo y la estratificación alcanza su mayor intensidad generando los frentes térmicos.

La variación del transporte generado estacionalmente en el giro del Norte se muestra en la Fig. 6-7c y Fig. 6-7d respectivamente. El giro al Norte intensifica su transporte al incluir la estratificación de la columna vertical en Enero de 0.02 Sv a 0.12 Sv. El giro al Sur se modifica en menor medida debido a la estratificación incrementando el transporte en Enero de 0.06 Sv a 0.12 Sv (Fig. 6-7f y 6-7e respectivamente). El comportamiento de estos giros estaría indicando una mayor dependencia del subgiro del Norte con el flujo de calor, mientras que el del Sur depende principalmente de la circulación inducida por marea y es menos dependiente de la estratificación

En Otoño (Abril-Mayo) comienza a formarse en la costa Suroeste un giro antihorario producto de la intensificación de los vientos zonales off-shore y la menor estratificación en la zona Sur del golfo por la mezcla vertical inducida por marea. La circulación antihoraria al Sur, en invierno (Junio-Julio, Fig. 6-6i y 6-6j) se expande hacia toda la costa Oeste del golfo y se subdivide en dos giros de recirculación, uno centrado al Norte en $64^{\circ} 45' W$ y $41^{\circ} 15' S$ y otro al Sur ubicado en $42^{\circ} S$. El giro al Norte se intensifica hacia el invierno alcanzando su máximo de intensidad en Julio. Posiblemente la pérdida de flotabilidad por el flujo de calor negativo deja remanente una estratificación vertical cóncava hacia arriba, como se observó en la Fig 6-4e, que favorece la formación del giro antihorario.

Hacia fines del invierno los vientos disminuyen en intensidad y la circulación ciclónica impuesta por marea en la parte central del golfo comienza a ocupar la costa Suroeste inhibiendo el giro al Sur, mientras que el giro antihorario al Norte debido a la menor influencia de las corrientes de marea persiste hasta el mes de Octubre (Fig. 6-6a), cuando la estratificación comienza a ser importante. Si analizamos el experimento barotrópico el transporte máximo en Julio en el giro del Norte es de 0.01 Sv (Fig. 6-7d) mientras que en el caso baroclínico el transporte se incrementa a 0.05 Sv (Fig. 6-7c) y se desplaza el núcleo de 18 km a 25 km desde la costa Oeste. El giro anticiclónico al Sur se genera básicamente por los efectos baroclínicos siendo muy débil en el caso barotrópico (Fig. 6-7f) y alcanzando 0.03

Sv en dos núcleos de recirculación a 18 km y 38 km de la costa Oeste en el caso baroclínico (Fig. 6-7e). En Julio se observa un incremento del transporte de la circulación horaria entre los 60 km y 75 km de la costa Oeste con respecto al caso barotrópico (Fig. 6-7e y Fig. 6-7f).

GN

El ciclo estacional de la circulación media en el GN muestra similitudes con el comportamiento del GSM aunque la anomalía estacional es menor. Este golfo esta controlado principalmente en todo el ciclo anual por la circulación impuesta por marea (horaria) con líneas de corriente que siguen las isobatas mas profundas (Fig. 6-6). El giro principal ciclónico que gobierna el golfo se intensifica en los meses de primavera-verano (de Septiembre a Enero, Fig. 6-6a, b, c, d y l) debido a la estratificación de la columna de agua y se reduce en intensidad (en menor medida) en los meses de invierno con respecto al experimento con densidad constante en la vertical. El transporte del giro horario alcanza su máximo en el mes de Enero (0.075 Sv) y su mínimo en Abril (0.03 Sv) (Fig. 6-7g). Se observa un incremento del 53 % con respecto al caso de densidad constante, donde la variación del transporte en el ciclo anual es despreciable (Fig. 6-7h).

En los meses en que los vientos poseen una componente zonal offshore más intensa, se intensifica el giro antihorario sobre la costa Oeste del golfo en zonas poco profundas y se produce en una respuesta similar a los casos de vientos homogéneos. Este giro antihorario persiste desde Marzo hasta Octubre y crece en los meses de Junio y Julio donde alcanza su máxima intensidad (~0.02 Sv) (Fig. 6-7g). En el caso barotrópico sin la influencia del flujo de calor se alcanza un transporte cercano a 0.01 Sv (Fig. 6-7h). El intercambio de masas de agua en la boca del golfo se intensifica levemente junto con el incremento del giro horario principal en los meses de verano, aunque la estructura de circulación en la boca se mantiene invariablemente dominada por el dipolo generado por la marea.

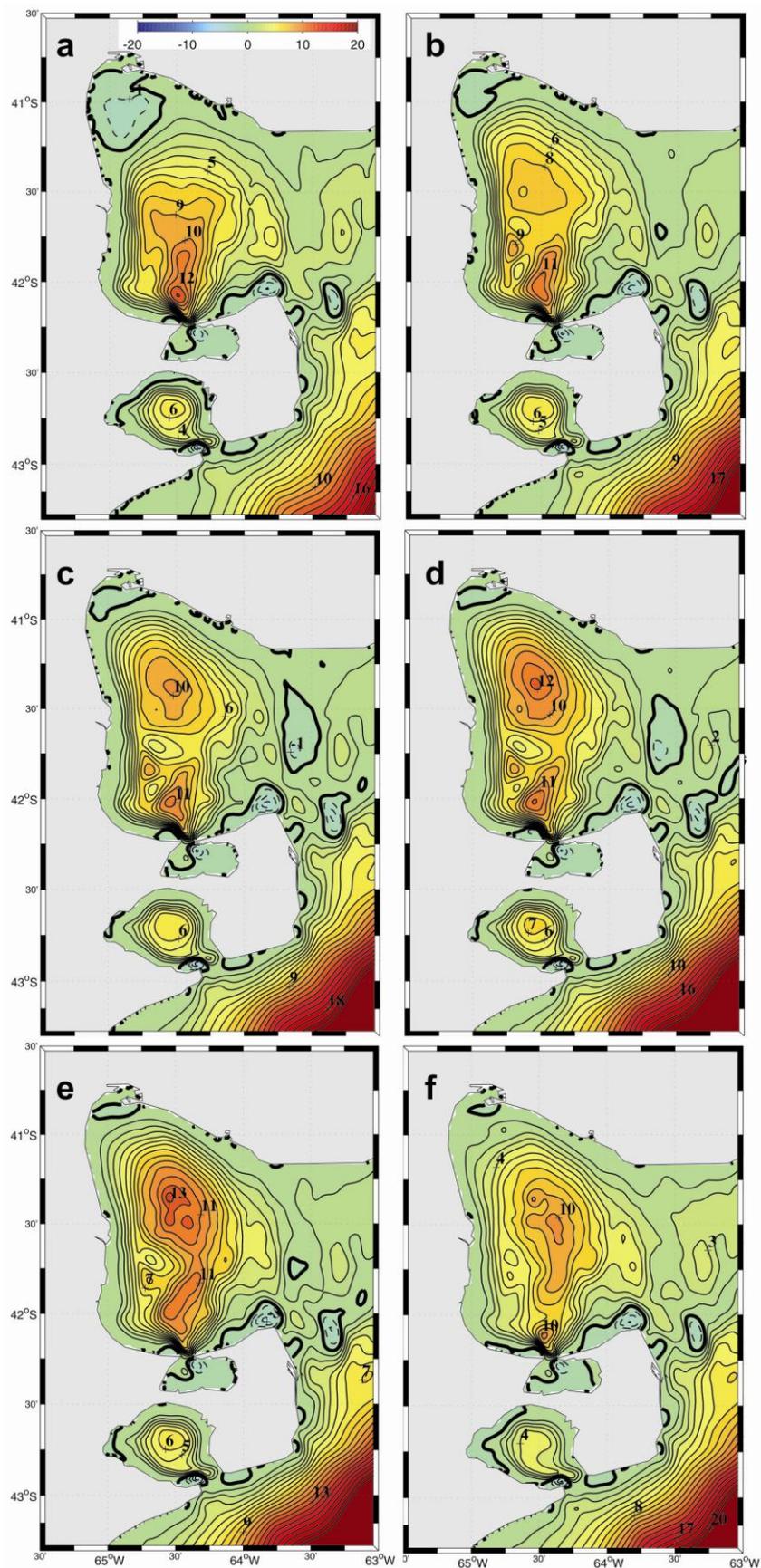


Fig. 6-6. Circulación estacional de los golfos mediante la función corriente integrada en vertical. ($IC=1 \cdot 10^{-2}$ Sv). a) Octubre, b) Noviembre, c) Diciembre, d) Enero, e) Febrero y f) Marzo.

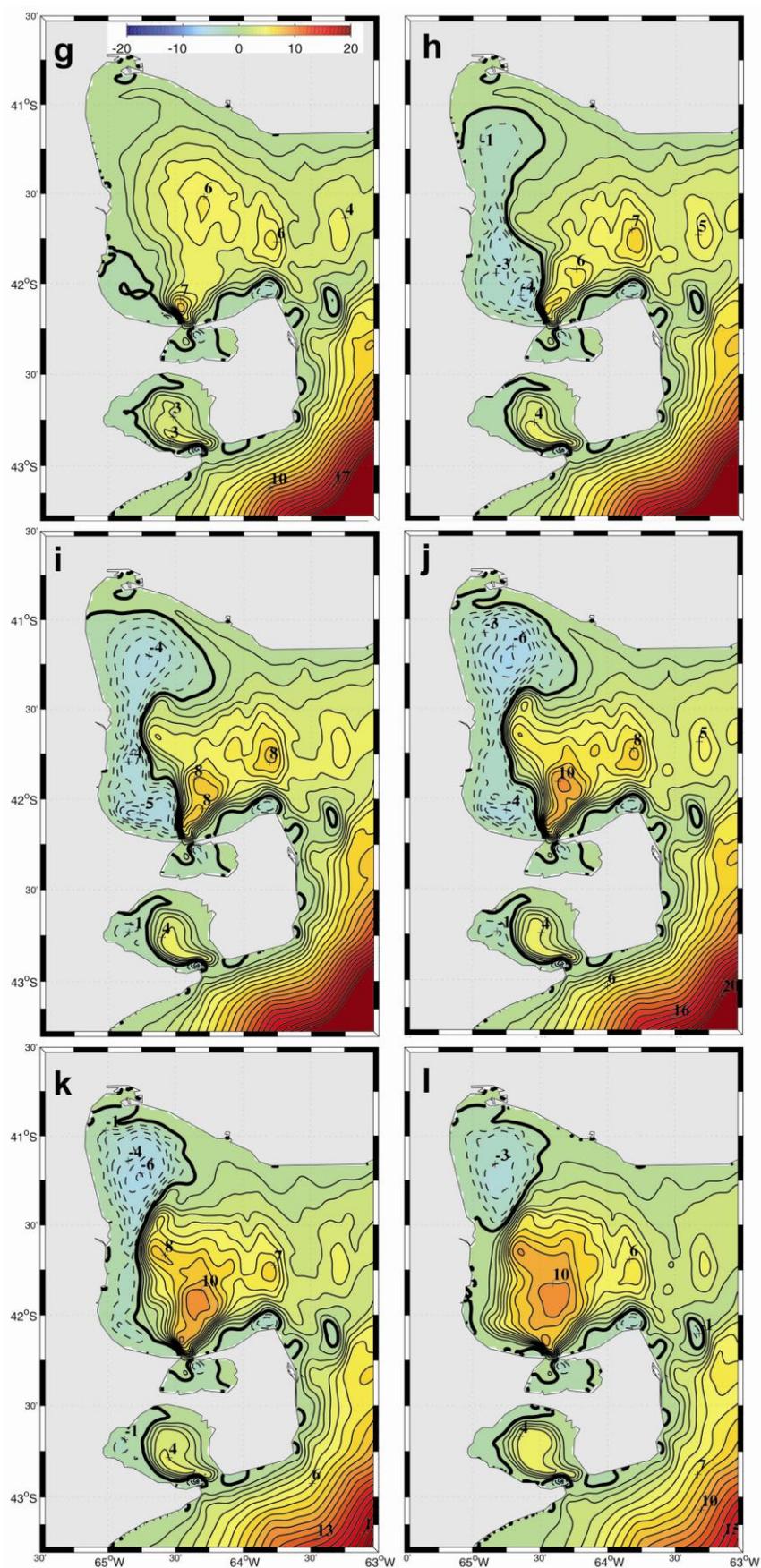


Fig. 6-6 (Continuación). g) Abril, h) Mayo, i) Junio, j) Julio, k) Agosto y l) Septiembre.

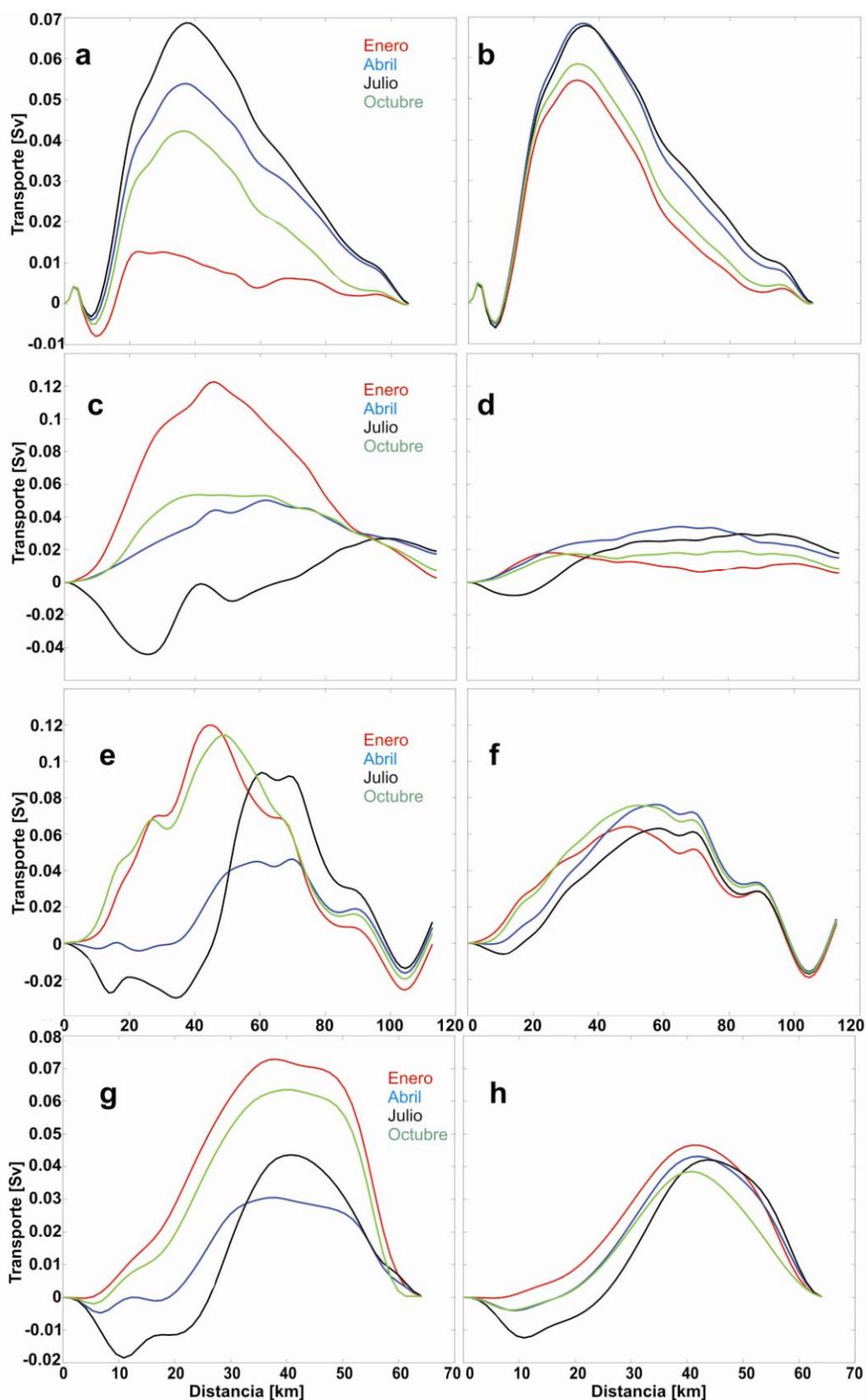


Fig. 6-7. Transportes medios mensuales en las transectas de análisis para el experimento realista baroclínico, (paneles izquierdos) y barotrópico (paneles derechos). a) y b) Transecta TM en la boca del GSM. c) y d) Transecta TZ1 zona Norte del GSM. e) y f) Transecta TZ2 zona Sur del GSM. g) y h) Transecta TZ3 GN.

GSJ

El ciclo estacional de circulación media en este golfo muestra leves variaciones. Debido a que la estructura de circulación impuesta por las corrientes de marea es muy robusta se hace necesario la presencia de fuertes vientos o intensos flujos de calor para modificar la circulación forzada por marea. Los vientos logran una incidencia mayor en las zonas poco profundas sobre las costas y los flujos de calor se ven limitados posiblemente por la mezcla total impuesta por la marea. La dinámica impuesta por marea ya fue descrita en detalle en capítulos previos. Los vientos en la zona del GSJ son débiles en primavera y verano (de Septiembre a Marzo), por lo tanto la circulación media en el golfo se muestra prácticamente sin variaciones a la mostrada por marea. En el período de otoño e invierno los vientos zonales se tornan del Oeste y con mayor intensidad, generando en la costa Este del golfo un giro horario de débil circulación alcanzando su máximo en el mes de Junio y Julio (Fig. 6-6i y 6-6j).

6.6. Tiempo de residencia en el golfo San Matías

El tiempo de residencia de un sistema semicerrado (golfos, bahías, estuarios, etc.) es un concepto importante para determinar los niveles de contaminación y concentración de nutrientes en un cuerpo de agua y su efecto potencial sobre el ecosistema. El mismo puede interpretarse como una medida de cuanto tiempo, en promedio, una parcela de agua puede permanecer dentro de un dominio antes de ser transportada al exterior. Los tiempos de residencia extensos son aquellos de mayor importancia, ya que pueden indicar que aquellas partículas que ingresan al dominio permanecen mucho tiempo pudiendo afectar a la calidad del agua o tener grandes implicancias sobre otras propiedades físico-químicas y/o biológicas.

Existen varias maneras de estimar el tiempo de residencia (Gallagher *et al.*, 1971; Tartinville *et al.*, 1998). Gallagher *et al.* (1971) menciona que el tiempo de residencia puede ser estimado como la relación existente entre el volumen total del dominio y el volumen de flujo que ingresa o egresa del mismo. Tartinville *et al.* (1998) indica que este método no es aceptable, ya que el tiempo de residencia de cada partícula tiene una alta variabilidad espacial dentro del dominio de cálculo.

En nuestro caso de estudio, para estimar los tiempos de residencia se utilizó un modelo numérico lagrangiano acoplado al modelo hidrodinámico tridimensional empleado en el resto de los experimentos (ROMS). Básicamente el modelo realiza el seguimiento de partículas (flotadores) que son de carácter inerte, almacenando en cada paso de tiempo la posición tridimensional (historial de posición) de cada flotador. Además de la advección, el modelo lagrangiano incorpora un término difusivo que modela las escalas turbulentas no resueltas por el modelo hidrodinámico a través de un método de desplazamiento aleatorio (Hunter *et al*, 1993).

La configuración del experimento se realizó discretizando el dominio espacial en una grilla de 6 x 6 km en base a la grilla del modelo numérico hidrodinámico. En cada nodo de la nueva grilla se colocaron 10 flotadores, dando un total de 4020 flotadores en todo el dominio computacional. La totalidad de los flotadores se ubicaron en una profundidad media de la distribución de capas sigma del modelo. Por otro lado, para evaluar la variabilidad estacional de los tiempos de residencia se decidió realizar experimentos adicionales soltando los flotadores en cada estación del año. El experimento FLT1 fue realizado lanzando los flotadores en el día 1 del mes de Enero (Verano), luego otro experimento FLT2 donde se lanzaron los flotadores en el día 1 del mes de Abril (Otoño), en el FLT3 se lanzaron los flotadores el día 1 del mes de Julio (Invierno) y finalmente el FLT4 donde los flotadores fueron lanzados el día 1 del mes de Octubre (Primavera). La simulación con los flotadores se prolongó durante 720 días a partir del tercer año de simulación del modelo hidrodinámico (alejado del tiempo de estabilización).

Tartinville *et al.* (1997) proponen subdividir el dominio, según las características dinámicas que posee cada sector y estimar de manera sencilla el tiempo de residencia de acuerdo a la renovación de flotadores de cada subdominio.

$$FLT = (m(0) / m(t)) * 100 \quad (6-1)$$

Donde $m(t)$ es la masa de partículas dentro del sub-dominio, $m(0)$ es la masa inicial dentro del sub-dominio y FLT es el porcentaje de flotadores que permanecen en el dominio en función del tiempo.

En principio, para los 4 experimentos se analizó el comportamiento del dominio completo del GSM que incluye al GSJ, contabilizando las partículas o flotadores que iban atravesando la línea meridional donde termina la boca del GSM. En la figura 6-8 podemos observar la cantidad de flotadores (porcentaje de partículas) que permanecen en el interior del dominio para los 4 experimentos en función del tiempo de simulación (Ec. 6-1). En todos los experimentos, existe un período de aproximadamente 100 días (primavera-verano) donde el porcentaje de partículas que egresan del golfo es casi nulo. Este comportamiento indica una alta relación con la circulación media calculada, que muestra en este período una fuerte intensificación del transporte de los giros horarios en el interior del golfo y un aislamiento del golfo en relación a otras estaciones. Durante otoño-invierno el Golfo alcanza a expulsar aproximadamente el 40% de las partículas, mientras que en primavera-verano este porcentaje se reduce a menos del 5%. En promedio entonces para expulsar del orden del 90% se requiere al menos de un período de dos años (2 temporadas otoño-invierno).

Es interesante observar que el porcentaje relativo de partículas que permanecen en el Golfo al cabo de un año depende de la estación donde hayan sido lanzadas. Si se lanzan en verano, durante el primer semestre menos del 35% de las partículas permanecen en el Golfo. Si se lanzan en Abril, 50% permanecen en el Golfo. Si se lanzan en Julio, más del 65% permanecen en el dominio, y finalmente si se lanzan en Octubre más del 90% es retenido en los primeros 180 días. Esto tiene una gran importancia desde el punto de vista de la reproducción de las especies, ya que la mayoría desova en primavera y por lo tanto la mayor parte de las larvas quedarían retenidas en el Golfo durante primavera-verano. Al final del próximo invierno quedarían menos del 30% de partículas, pero a esta altura habría una nueva primavera y un nuevo desove. Este mecanismo de retención fue estudiado en una estructura dinámica de giro ciclónico de similares características al Oeste del mar de Irlanda por Hill *et al.* (1997) encontrando una fuerte vinculación estacional de la

dinámica del giro con la retención y distribución de larvas y plankton. El mismo autor indica que este mecanismo puede utilizarse como herramienta de predicción ante eventos de derrame de contaminantes, los cuales pueden llegar a tener un comportamiento dinámico similar a las larvas.

Con el fin de realizar un análisis más específico del tiempo de residencia del golfo, se subdividió el dominio del GSM en cuatro zonas diferentes de interés, ya que a pesar de ser importante el comportamiento conjunto del sistema, existen zonas que tienen dinámicas completamente diferentes entre sí y esto nos puede brindar una respuesta particular para cada una de ellas. Las zonas seleccionadas se pueden observar en la fig. 6-9. La zona 1 nos va a indicar el comportamiento del giro antihorario de invierno, la zona 2 está ligada al comportamiento del giro principal horario al Norte del GSM, la zona 3 está asociada al giro horario al Sur del GSM y finalmente la zona 4 mostrará el comportamiento de las masas de agua que ingresan al golfo.

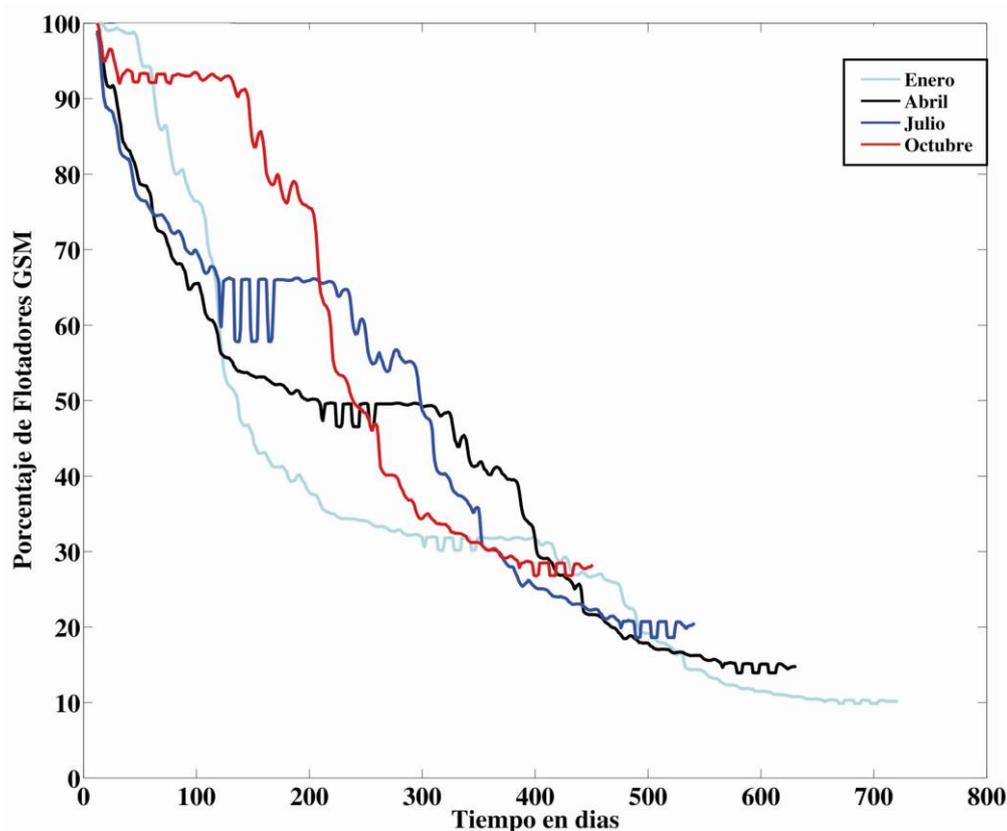
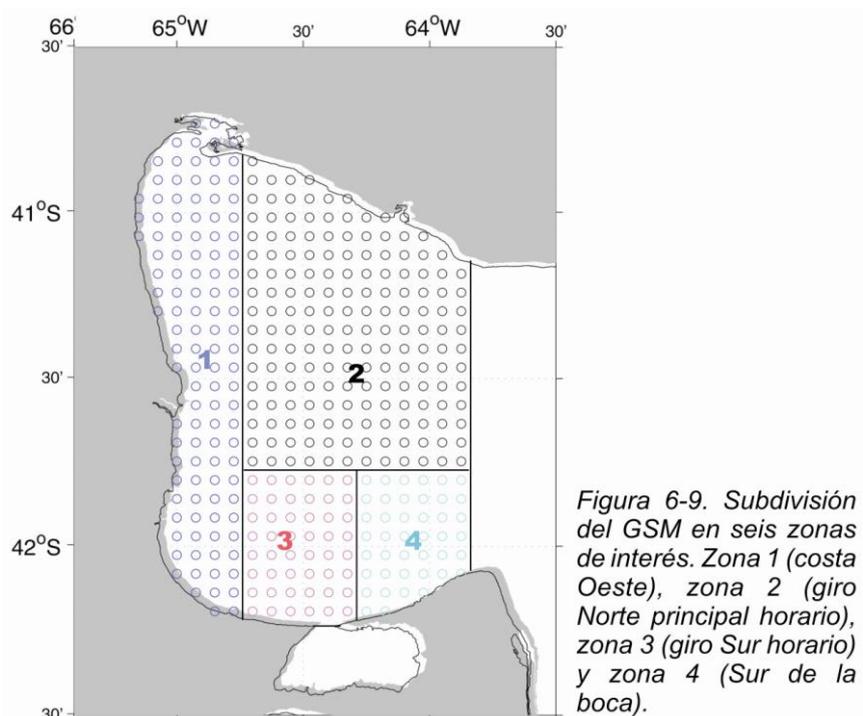


Figura 6-8. Experimento de flotadores en todo el GSM incluyendo el GSJ para las 4 estaciones. Cantidad de flotadores remanentes en el dominio en función del tiempo.

El análisis se realizó tomando la masa total de cada zona en particular, es decir que la cantidad total de flotadores son aquellos que inician dentro del subdominio (t_0), los cuales tienen posibilidad de salida y retorno a dicha zona dentro del período de simulación.

El experimento inicializado en Julio (FLT3) muestra que las zonas de mayor permanencia son las afectadas por la circulación horaria del GSM, zona 2 y 3, tardando aproximadamente 130 días para perder el 70% de los flotadores, posteriormente ingresan en el período de primavera –verano mostrando una mayor retención. Por otro lado, la zona 1 muestra un período de recuperación de flotadores a partir de los 10 días de simulación, producto del giro antihorario ubicado en esa zona (Fig. 6-10a). Ese período de retención se ve representado en las trayectorias de los flotadores en los primeros 100 días, que describen con gran claridad la zona afectada por el giro antihorario de invierno en el cual quedan retenidos (Fig. 6-10c). La zona 4, indica una renovación intensa, con fluctuaciones de flotadores que retornan al dominio, posiblemente debido a los giros antihorarios al Norte de PV.



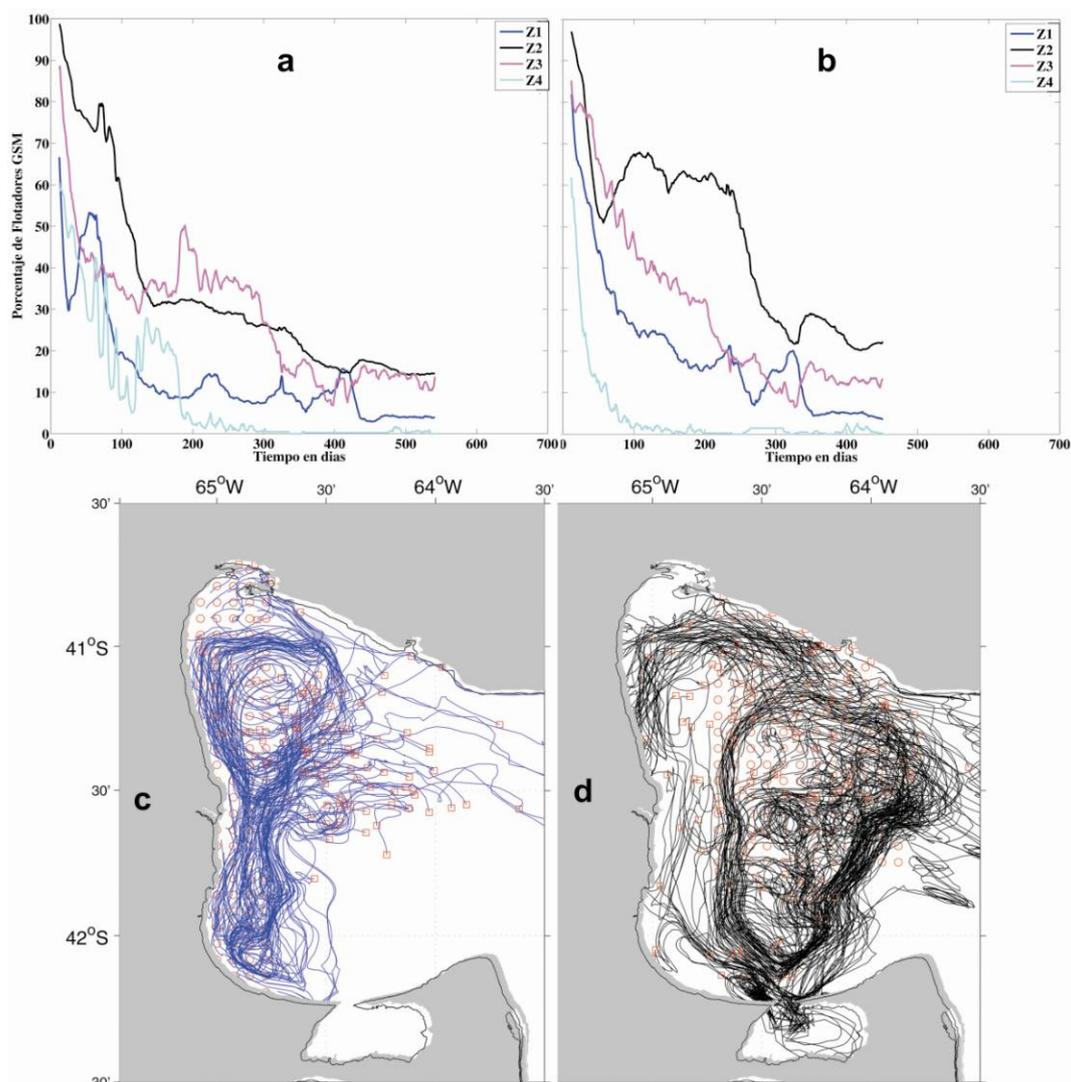


Figura 6-10. Experimentos de flotadores para el GSM dividido en 4 zonas de interés. a) FLT3, b) FLT4, c) Trayectorias de los flotadores de la zona 1 para el FLT3 y d) Trayectoria de los flotadores de la zona 2 para el FLT4. Los círculos rojos indican punto de partida y los cuadrados rojos indican punto final a los 100 días.

Si iniciamos los flotadores en el mes de Octubre (FLT4) se amplifica notablemente la diferencia del tiempo de permanencia entre la zona 2 (zona principal del giro horario) y el resto de las zonas, principalmente entre los 40 y 230 días (período de primavera-verano). Para este caso la zona 2 tarda aprox. 250 días en perder el 40 % de los flotadores y un año completo para perder el 75% de los flotadores, que serán luego retenidos nuevamente en el segundo ciclo de primavera -verano. Las trayectorias indican una fuerte tendencia de las partículas de la zona 2 a quedar inmersas en un giro principal horario que agrupa los dos subgiros de recirculación en el golfo (Fig. 6-10d). Las trayectorias muestran también una importante retención

en la zona de la boca donde se comienza a formar la región frontal. La zona afectada por el giro horario al Sur del golfo (zona 3) muestra un período corto de retención en los primeros días y luego pierde en 230 días el 80 % de los flotadores al igual que la zona 1. La zona 4 muestra una gran renovación perdiendo casi el 100 % de los flotadores en los primeros 100 días de simulación (Fig. 6-10b).

6.7 Sensibilidad de los patrones de circulación

6.7.1. Sensibilidad al forzante de viento.

Para evaluar la importancia relativa del viento en la circulación se condujeron dos experimentos, uno en el que se excluye el forzante de viento (EXP1) y otro donde se duplica la magnitud del viento en superficie (EXP2). Las condiciones iniciales, la marea, el flujo de calor, humedad y el resto de los parámetros del modelo son iguales a los del experimento de control. Se analizó la circulación media de ambos experimentos en el mes de Enero (Fig. 6-11a y 6-11b) y Julio (Fig. 6-11c y 6-11d), para evaluar la importancia relativa del flujo de calor en interacción con la magnitud de los vientos. La distribución vertical de temperatura se analizará solamente para el caso de verano, para observar la sensibilidad sobre la profundidad de la termoclina (Fig. 6-11e y 6-11f).

En la Fig. 6-11a se observa la función corriente calculada a partir de las velocidades medias para el EXP1. La distribución media de la circulación muestra patrones similares al caso del experimento baroclínico de control, tanto en el GSM como en el GN, GSJ y aguas externas a los golfos. La intensidad de los giros disminuye sin la inclusión del viento en superficie. El giro principal del GSM en el Norte, se reduce a 0.10 Sv y el subgiro ciclónico al Sur a 0.11 Sv. Observamos que el giro ciclónico del Norte es menos intenso que el giro al Sur, mientras que en el de control tienen similar intensidad, por lo que podemos inferir una mayor influencia de la interacción entre la estratificación (flujo de calor) y el esfuerzo de viento en superficie en la mitad Norte del golfo. La respuesta del modelo para el EXP2 (con marea y doblando la intensidad del viento) se comporta de manera similar en la circulación media a pesar de la diferencia del forzante de viento, en este caso se intensifica más el giro ciclónico al Norte con respecto al del Sur, aunque ambos disminuyen con respecto

al caso de control (Fig. 6-11b).

En el GN el giro principal sigue siendo ciclónico y de similar intensidad sin llegar a modificar la estructura de circulación para el caso sin viento (Fig. 6-11a) y con una leve disminución de la intensidad en el giro horario en el caso que se duplica el viento. El GSJ responde con una dinámica similar al de control, sin modificación aparente de intensidades en el transporte para ambos casos.

Fuera de la boca del GSM, para el EXP1 se encuentra una circulación poco definida con giros anticiclónicos de baja intensidad, y que se intensifican levemente para el caso que duplica el viento. Se observan perfectamente definidas las características de la rectificación topográfica para ambos casos por las corrientes residuales de marea, dipolos en las bocas del GN y GSJ y los giros anticiclónicos al Norte y al Este (banco) de PV.

La distribución vertical de temperatura para la transecta zonal A-A en el mismo período nos da una idea de la sensibilidad al forzante de viento en superficie. En el caso que omitimos el viento (Fig. 6-11e) se forma una termoclina muy intensa y limitada a una delgada capa superficial (~5 m). Debido a que el esfuerzo del viento en superficie es nulo, la estabilidad de la capa superficial es muy alta y la transferencia de calor a las capas más profundas se encuentra muy limitada. De esta forma se produce un recalentamiento de las capas afectadas y aumenta el gradiente vertical de temperatura. En la zona cercana a la boca se forma una zona frontal, que divide la zona completamente mezclada, de la estratificada (< 100 km). En el EXP2 se observa una mayor penetración de la capa de mezcla y una termoclina más profunda y menos intensa (Fig. 6-11f). Las temperaturas de fondo del golfo se incrementan más de un grado con respecto al caso sin viento. La zona frontal se forma a la misma distancia de la boca, aunque queda mejor definida debido a que la estratificación no se limita a la capa superficial. El análisis de los frentes térmicos se realiza en detalle en una sección posterior de este capítulo.

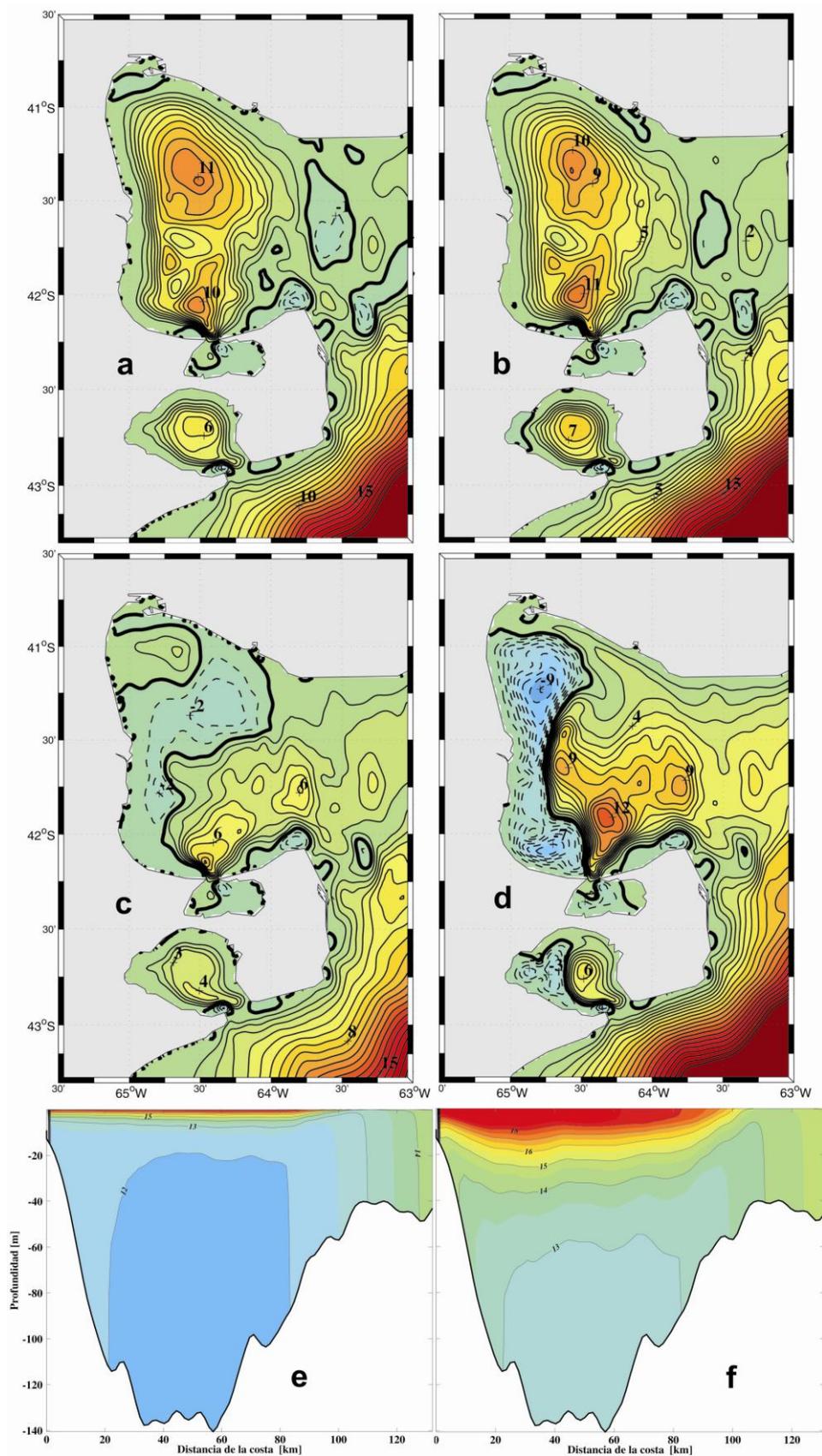


Figura 6-11. Resultados de sensibilidad al viento. a) y b) Función corriente del EXP1 y EXP2 en el mes de Enero (Intervalo de contornos $IC=1e^{-2}$ Sv). La línea negra indica el contorno cero. c) y d) Función corriente del EXP1 y EXP2 en el mes de Julio. e) y f) Temperaturas en la transecta A-A del EXP1 y EXP2 en el mes de Enero.

El caso del mes de Julio muestra un panorama distinto debido a que la estratificación es muy débil en este período. En el EXP1, la interacción de la estratificación con la marea (RET) genera una circulación antihoraria en el GSM, como se analizó en la fig. 6-5e. Por otro lado las corrientes residuales de marea logran formar una circulación horaria en la zona Sur del GSM que contrarresta a la impuesta por RET.

En el caso del EXP2, se intensifica en gran medida el giro antihorario del Oeste del golfo llegando a transportar 0.09 Sv en el subgiro del Norte y 0.07 Sv en el del Sur. En el resto del golfo se genera una intensificación de la circulación horaria producto de la interacción del viento y la estratificación, inexistente en el EXP1 (Fig. 6-11d).

El GN responde en Julio para el caso del EXP1 con un dominio completo de la circulación horaria, inhibiéndose el giro antihorario en la costa de Puerto Madryn. El giro central ciclónico es debilitado transportando 0.03 Sv. Si duplicamos la magnitud del viento, intensificamos el giro anticiclónico sobre la costa Oeste que ahora domina la mitad del golfo y transporta 0.03 Sv. La zona profunda sigue controlada por un giro ciclónico más intenso y definido generado por marea (0.06 Sv). En el GSJ doblando la intensidad del viento se logra modificar la estructura del experimento de control, intensificándose el giro anticiclónico al Este de la boca y la zona profunda y generando un giro horario sobre la costa Este de muy baja intensidad (Fig. 6-11d).

6.7.2. Sensibilidad al forzante de marea.

Para evaluar la importancia relativa de la marea en el establecimiento de la circulación, se condujo un experimento que excluye este forzante (EXP3). El resto de las condiciones son las mismas que las impuestas para el experimento de control. La respuesta del modelo para este experimento en el mes de Enero se muestra en la Fig. 6-12a a través de la función de corriente. Es aparente el cambio sustancial en la circulación en el interior de los golfos y en la plataforma exterior.

En el GSM la función de corriente muestra una circulación indefinida y muy débil,

con giros de recirculación principalmente antihorarios gobernando casi la totalidad del golfo a excepción de una zona reducida al Norte del mismo donde se ubica un giro horario de baja intensidad. El flujo es aproximadamente uniforme en la plataforma exterior, sin evidencia de formación de zonas frontales.

El GN está completamente dominado por un giro anticiclónico con dos giros de recirculación, uno en la costa Oeste (0.02 Sv) y otro sobre la boca (0.01 Sv), sin evidencia de estructuras de dipolo. En el GSJ se modifica completamente la circulación media, ya que desaparece la estructura de cuadrupolo en la boca del golfo. El mismo es dominado por una débil circulación anticiclónica, con un giro centrado en la mitad Oeste de manera opuesta a lo que sucede en el experimento de control.

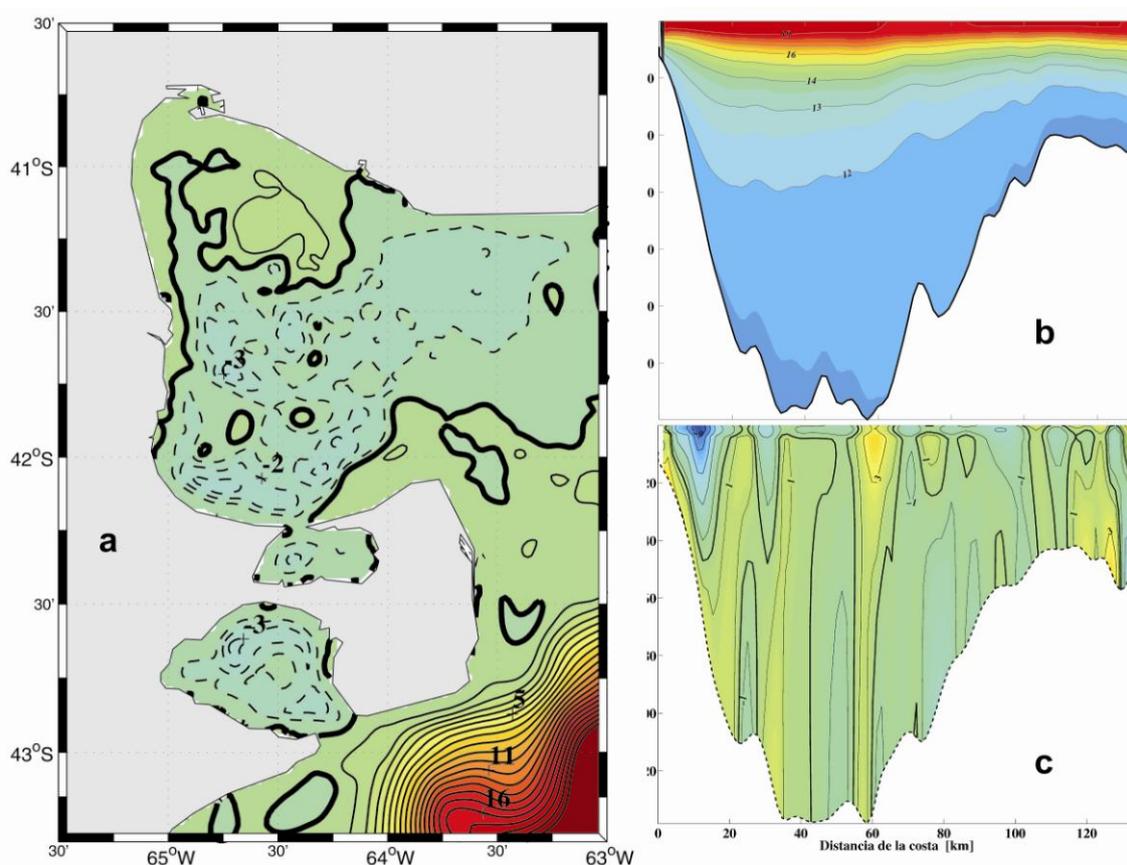


Figura 6-12. Resultados de sensibilidad a la marea para el mes de Enero. a) Función corriente del EXP3 (Intervalo de contornos $IC=1e^{-2}$ Sv). La línea negra indica el contorno cero. b) Temperaturas en la transecta A-A. c) Velocidades meridionales en la transecta A-A.

En la sección transversal zonal A-A de temperatura, se aprecia un aumento uniforme en la penetración de la capa de mezcla superficial, con temperaturas

máximas de 19° C en superficie y cercanas a 11° C en el fondo. La curvatura de las isotermas es siempre hacia arriba, y la ausencia de mezcla vertical debido a la marea permite que la zona poco profunda de la boca logre una estratificación similar al resto del golfo (Fig. 6-12b).

En la estructura de las velocidades meridionales en la transecta A-A (Fig. 6-12c) observamos una distribución del flujo poco definida. La distribución vertical de velocidades se muestra en forma de celdas de recirculación débiles a lo largo de todo el golfo. Las corrientes más intensas se producen en la costa Oeste con un flujo costero (~9cm/s) hacia el Sur en los primeros 20 km de la costa Oeste y un retorno más débil por la zona más profunda.

6.7.3. Sensibilidad al flujo de calor

Para evaluar la importancia relativa del flujo de calor en la circulación media, se condujeron dos experimentos, uno en el que se disminuye el flujo de calor en un 50 % (EXP4) y otro donde se aumenta la magnitud del flujo en un 50 % (EXP5). Las condiciones iniciales, la marea, el viento y el resto de los parámetros del modelo son iguales a los del experimento de control. Se analiza la circulación y la distribución vertical de temperatura de ambos experimentos en la estación de verano (Fig. 6-13).

La respuesta de los golfos frente a las variaciones del flujo de calor muestra ser altamente sensible en cuanto a la intensidad de la circulación, aumentando a mayor flujo de calor y disminuyendo con la reducción del mismo. Más allá de los cambios de intensidad, la estructura horizontal de circulación se muestra robusta.

La sensibilidad pareciera no ser lineal, siendo mayor la respuesta con el experimento que incrementa el flujo de calor con respecto al que lo reduce. Si se reduce el flujo de calor, el GSM reduce su transporte en los giros horarios de verano de 0.12 Sv a 0.09 Sv, tanto para el Sur como para el Norte, esto representa una disminución del 25 % (Fig. 6-13a). Por otro lado, si incrementamos el flujo de calor, los giros se intensifican en un 60 % aproximadamente, alcanzando a transportar 0.19 Sv el del Norte y 0.18 Sv el del Sur (Fig. 6-13b). Se observa además, un crecimiento espacial y de intensidad importante del giro antihorario generado por el

dipolo exterior del GSJ en la costa Suroeste del golfo.

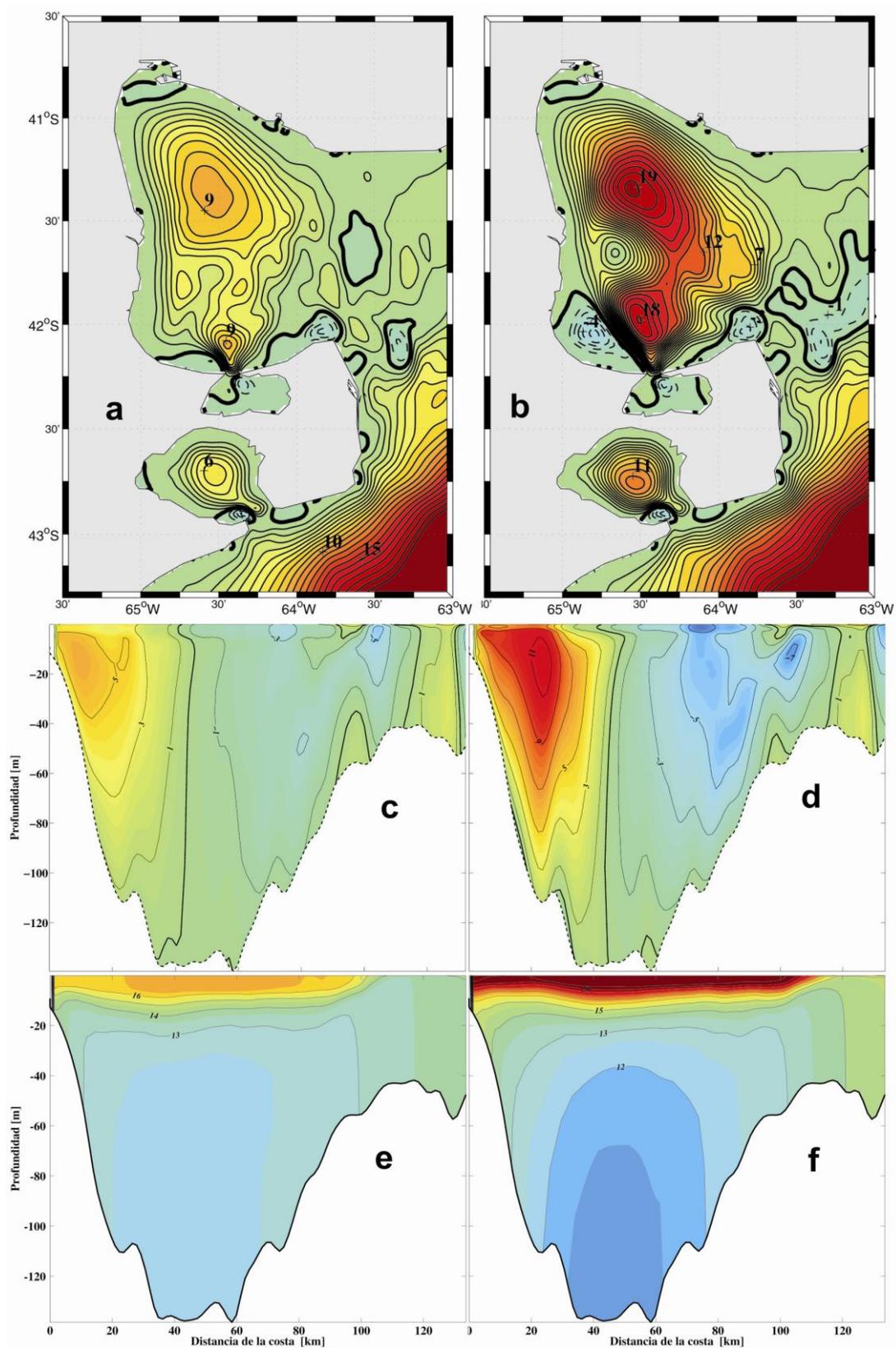


Figura 6-13. Resultados de sensibilidad al flujo de calor en el mes de Enero. a) y b) Función corriente del EXP4 y EXP5 (Intervalo de contornos IC= $1e^2$ Sv). La línea negra indica el contorno cero. c) y d) Velocidad transversal en A-A del EXP4 y EXP5. e) y f) Temperaturas en la transecta A-A del EXP4 y EXP5.

La estructura tridimensional de la velocidad en la transecta A-A, muestra una modificación importante de las velocidades en toda la columna de agua. Mientras que para el caso del EXP4, la rama Oeste del giro alcanza máximos de 5 cm/s (Fig. 6-13c) en el caso EXP5 esta se intensifica hasta 11 cm/s (Fig. 6-13d), valor más cercano a la media de verano reportado por observaciones directas en esa zona (~ 15 cm/s, Framiñán *et al*, 1991). Por otro lado las ramas al Este se muestran más difusas pero con similar comportamiento. El corte de velocidades muestra además que el giro horario gobierna la circulación de superficie a fondo. La distribución vertical de temperatura en la misma transecta, muestra una gran incidencia de la variación del flujo de calor en la temperatura de las capas superficiales y en menor medida en la temperatura de capas más profundas. Sin embargo, y cómo veremos más adelante, es ésta influencia del flujo de calor en las capas más profundas durante el invierno la responsable del incremento en la circulación media horaria. Con la variación de la intensidad del flujo de calor no se modifica la profundidad de la termoclina, sino que aumenta la temperatura en las capas superficiales generando un gradiente vertical de temperatura mayor en el caso EXP5 (Fig. 6-13f) y un gradiente menor para el EXP4 (Fig. 6-13e). Notemos además que cuando se intensifica el flujo de calor, se hace más notoria la curvatura de las isotermas hacia abajo por debajo de la termoclina y hacia arriba por encima de la misma.

El GN incrementa la intensidad del giro horario que domina el golfo para el caso que se fuerza con mayor flujo de calor (0.11 Sv) y se reduce en menor medida a 0.06 Sv cuando el flujo de calor disminuye. El mecanismo responsable de este comportamiento es similar al señalado para el GSM. El GSJ muestra un incremento de giro antihorario del dipolo interno de circulación al incrementarse el flujo de calor (Fig. 6-13b). Este golfo es el que posee una circulación menos sensible a forzante de flujo de calor, posiblemente por su menor profundidad.

6.7.4. Sensibilidad a la topografía y a los términos no-lineales.

De acuerdo a lo analizado en los Capítulos 4 y 5, la circulación residual (barotrópica) está en gran medida controlada por interacciones no-lineales entre el flujo medio y la topografía. Para evaluar la sensibilidad de respuesta del modelo estratificado a las variaciones topográficas y a los términos no lineales de la ecuación de

movimiento se llevaron a cabo dos experimentos adicionales. En el primero se utiliza una topografía de fondo en el interior de los golfos constante e igual a 90 metros (EXP6), y en el segundo se extraen de las ecuaciones de movimiento los términos no lineales (EXP7). Se analiza la respuesta de ambos experimentos para el mes de Enero.

En el GSM para el experimento con batimetría constante, la circulación es completamente horaria y mas débil, pero en este caso formada por un solo giro centrado en el centro del golfo con líneas de circulación concéntricas a las líneas de costas (Fig. 6-14a) y boca del golfo (que tiene una profundidad menor). Al Sur del golfo, donde la influencia es principalmente de marea desaparecen los giros de recirculación y la estructura de dipolo cercana a la boca del GSJ. En la zona Norte de PV se forma un débil giro de recirculación antihorario debido al cambio de dirección de la línea de costa (vorticidad de promontorio). El experimento que omite los términos no lineales advectivos genera una estructura de circulación media en el interior similar al caso de control, con una mayor intensidad del giro ciclónico al Norte y una disminución del giro ciclónico al Sur, debido a la desaparición de la advección mareal en la zona cercana al GSJ (Fig. 6-14b). En este experimento se inhiben por completo los giros antihorarios al Norte de PV y en la boca del GSJ.

El GN mantiene una circulación horaria en ambos casos, aunque se debilita mucho en el caso de profundidad constante (0.02 Sv), ya que disminuye el mecanismo de fricción diferencial generado por la variación batimétrica (Capítulo 4), reduciendo la intensidad del transporte (Fig. 6-14a). En la boca desaparece la estructura de cuadrupolos generada por marea en presencia de topografía variable y es reemplazada por un giro interno al Sur antihorario y otro al Norte externo producto del cambio de dirección en las líneas de costa. Si omitimos los términos advectivos no lineales en el caso de control (Fig. 6-14b) el golfo responde con una circulación media interna similar en intensidad y estructura, con la diferencia que desaparecen completamente la estructura de cuadrupolos en la boca formada básicamente por interacciones no-lineales.

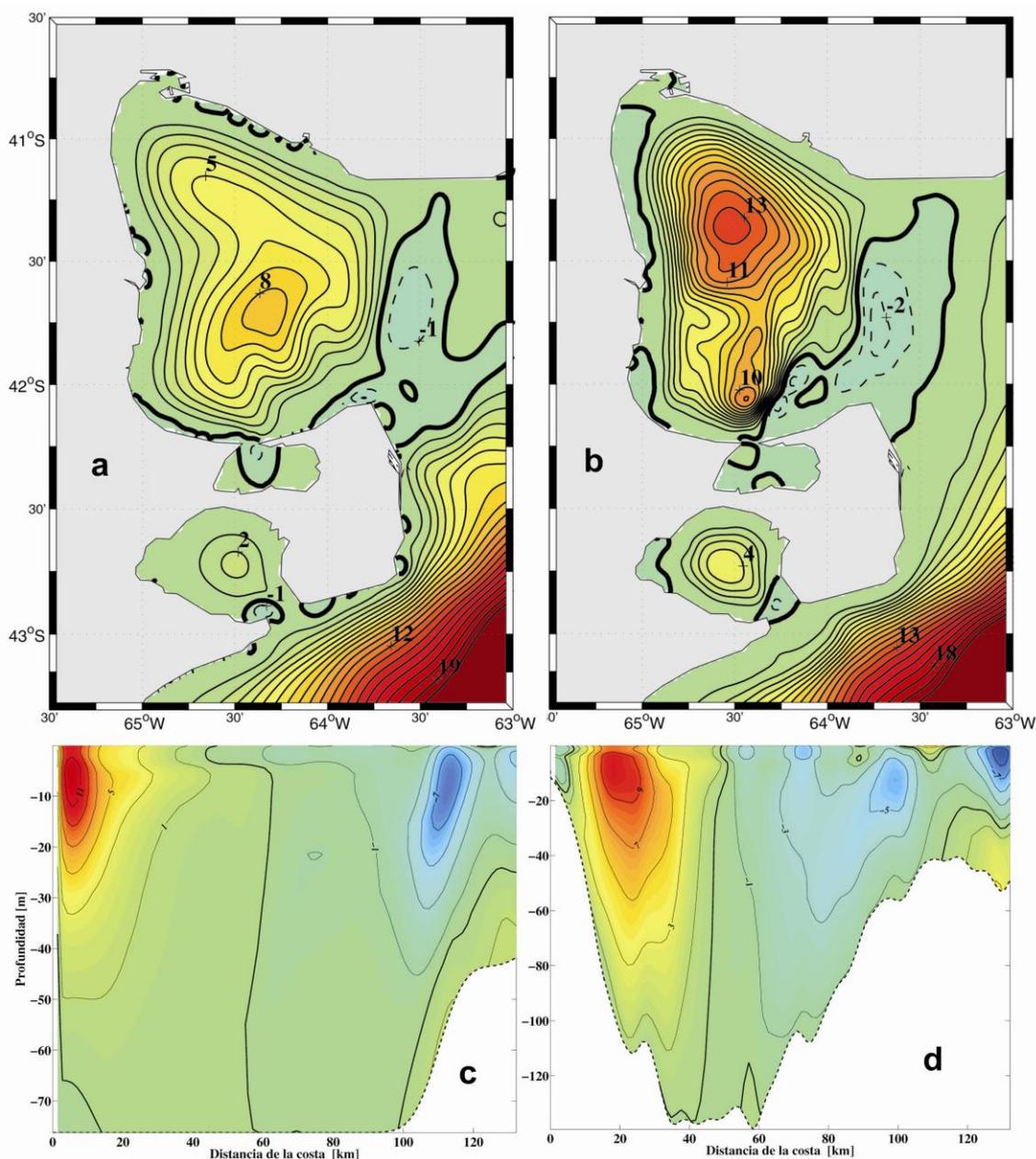


Figura 6-14. Resultados de sensibilidad a la topografía y términos advectivos. a) y b) Función corriente del EXP6 y EXP7 en el mes de Enero (Intervalo de contornos $IC=1e^{-2}$ Sv). La línea negra indica el contorno cero. c) y d) Velocidades meridionales en la transecta A-A del EXP6 y EXP7 en el mes de Enero.

El GSJ modifica completamente su circulación debido a la ausencia de topografía de fondo variable u omisión de los términos advectivos. La circulación media se torna débil y poco definida. En el caso de batimetría constante la zona interna de la boca está dominada por un giro antihorario muy débil (Fig. 6-14a), mientras que en el caso que se omiten los términos advectivos no se observa una estructura definida (Fig. 6-14b).

La distribución vertical de flujos meridionales analizada en la transecta A-A, nos indica en el caso de batimetría constante que la circulación horaria se focaliza en jets intensos en una capa superficial (< 25 m) sobre la costa Oeste (hacia el Norte) y cercano a la boca donde cambia la profundidad (retorno hacia el Sur) (Fig. 6-14c). En el caso que se omiten los términos no lineales, la estructura vertical es similar al experimento de control (Fig. 6-14d).

6.7.5. Sensibilidad al flujo de Plataforma.

Para analizar la sensibilidad de la circulación media a la variación del flujo en Plataforma, se configuró un experimento en el cual se adiciona un flujo de 0.1 m/s en el borde abierto Sur simulando un flujo medio sobre la plataforma generado por vientos u otros forzantes en la zona exterior al dominio de estudio (EXP8).

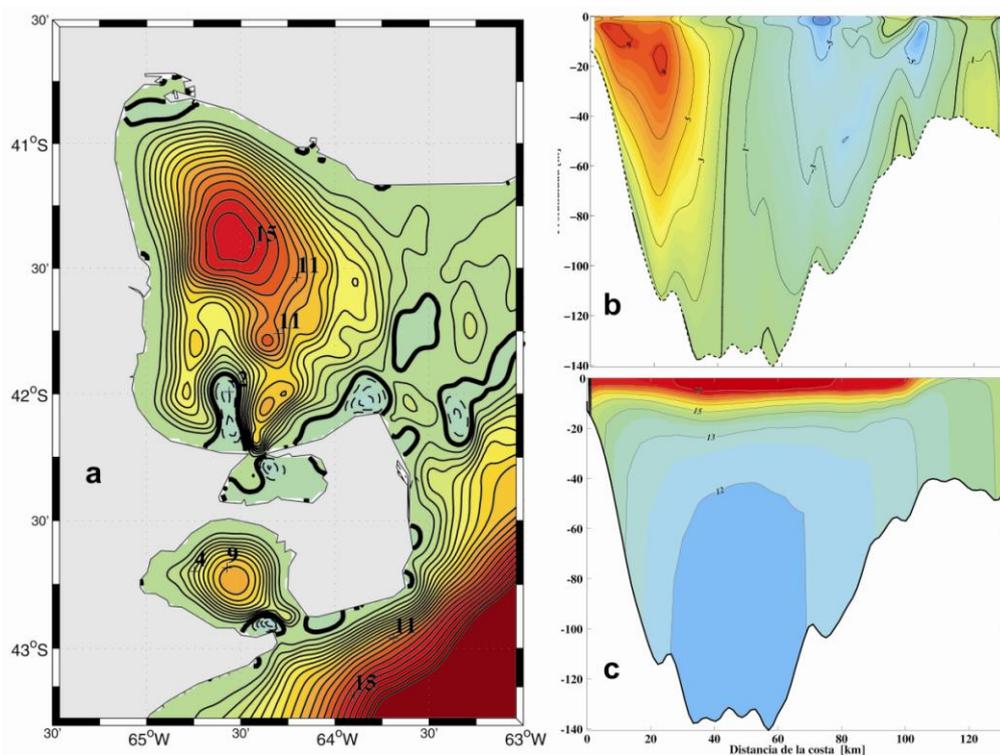


Figura 6-15. Resultados de sensibilidad al flujo desde Plataforma para el mes de Enero. a) Función corriente del EXP8 (Intervalo de contornos $IC=1e^{-2}$ Sv). La línea negra indica el contorno cero. b) Velocidades meridionales en la transecta A-A del EXP8. c) Temperaturas en la transecta A-A del EXP8.

La función corriente para el mes de Enero muestra en el GSM un incremento del giro horario al Norte del GSM y una ruptura del giro ciclónico al Sur por el

incremento del giro antihorario del cuadrupolo en la boca del GSJ. En el GN se observa un incremento en el transporte del giro horario que alcanza 0.09 Sv. (Fig. 6-15a). La intensificación del transporte del giro del GSM se ve representada en un incremento de los flujos hacia el Norte en la transecta A-A (Fig. 6-15 b) sobre la costa Oeste del golfo. Notemos que el incremento del flujo en Plataforma produce un mayor enfriamiento en la zona más profunda del GSM aumentando así el gradiente vertical de temperatura (Fig. 6-15c). Veremos en la próxima sección que el incremento de los giros horarios es producido por un efecto similar al generado por variaciones del flujo de calor.

6.8. Dinámica de los giros Baroclínicos

Para facilitar la discusión vamos a emplear un modelo simplificado que incluye los ingredientes dinámicos principales. Consideramos que el golfo se halla en estado estacionario, que los efectos no-lineales y de fricción son despreciables y que la dirección del flujo principal es cuasi-circular. En esas condiciones, la ecuación de movimiento más importante es en la dirección radial (Mellor, 1996):

$$fv = g \frac{\partial \eta}{\partial r} + \int_z^0 \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial r} dz \quad (6-2)$$

Donde v es la componente azimutal de la velocidad, η la elevación de la superficie libre y ρ la anomalía de densidad con respecto a la densidad de referencia. El primer término del segundo miembro expresa la contribución barotrópica del gradiente de presiones sobre la circulación, mientras que el segundo término es la contribución baroclínica. En lo que sigue, analizaremos la contribución baroclínica:

$$fv_2 = - \int_{-z_0}^z \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial r} dz \quad (6-3)$$

Suponiendo una distribución de la anomalía de densidad de la forma ($\delta\rho < 0$):

$\rho = \delta\rho e^{-\frac{r^2}{\lambda^2}} e^{\frac{z}{b}}$, que por ahora tiene un origen no especificado, la distribución de velocidades correspondiente es:

$$fv_2 = 2g \frac{\delta\rho}{\rho_o} \frac{b}{\lambda} \frac{r}{\lambda} e^{-\frac{r^2}{\lambda^2}} e^{\frac{z}{b}} \quad (6-4)$$

Donde $\frac{z}{b}$ es la relación geométrica entre el eje vertical y horizontal y λ es el radio de deformación interno de Rossby. La anomalía con concavidad hacia abajo tiene la forma:

$$\rho = \delta\rho(1.2 - e^{-\frac{r^2}{\lambda^2}})e^{\frac{z}{b}} \quad (6-5)$$

La Fig. 6-16 muestra la distribución de densidad y campo resultante de velocidades. Si observamos el caso de anomalía de densidad con concavidad hacia arriba (Fig. 6-16a), la distribución de velocidades resultante será un giro antihorario (Fig. 6-16b). Por otro lado, si la anomalía de densidad tiene concavidad hacia abajo (Fig. 6-16c), la distribución de velocidades en este caso muestran un giro horario (Fig. 6-16d).

En el caso del experimento de control en verano (Fig. 6-3e) la concavidad de la anomalía de densidad se muestra hacia arriba en una pequeña capa superficial (~20 m.) y el resto con concavidad hacia abajo incrementándose hacia el fondo. De acuerdo al análisis previo, esto tiene como resultado una distribución de velocidades con circulación horaria. Si analizamos el caso de invierno (Fig. 6-4e) la concavidad de las isopícnas es hacia arriba en la porción Norte del GSM, lo que intensifica el giro anticiclónico. Algo similar sucede en el experimento sin marea (EXP3), donde la acción del viento superficial es insuficiente para modificar la curvatura de las isopícnas y por lo tanto la circulación media es anticiclónica (Fig. 6-12). El caso del GN responde de manera similar al GSM, aunque la curvatura de los contornos de densidad es levemente menor.

La anomalía de densidad se forma por la acción combinada de la marea y el flujo de calor y depende en gran medida de que permanezca un núcleo de agua más fría atrapado en las zonas profundas del golfo. Por este motivo el mecanismo de circulación sólo es efectivo en el caso de cuencos oceánicos con profundidades importantes. En el GSJ por ejemplo, debido a su escasa profundidad, la curvatura de isopícnas es pequeña y la circulación horaria resultante generada por este medio, prácticamente inexistente (Fig. 6-17a).

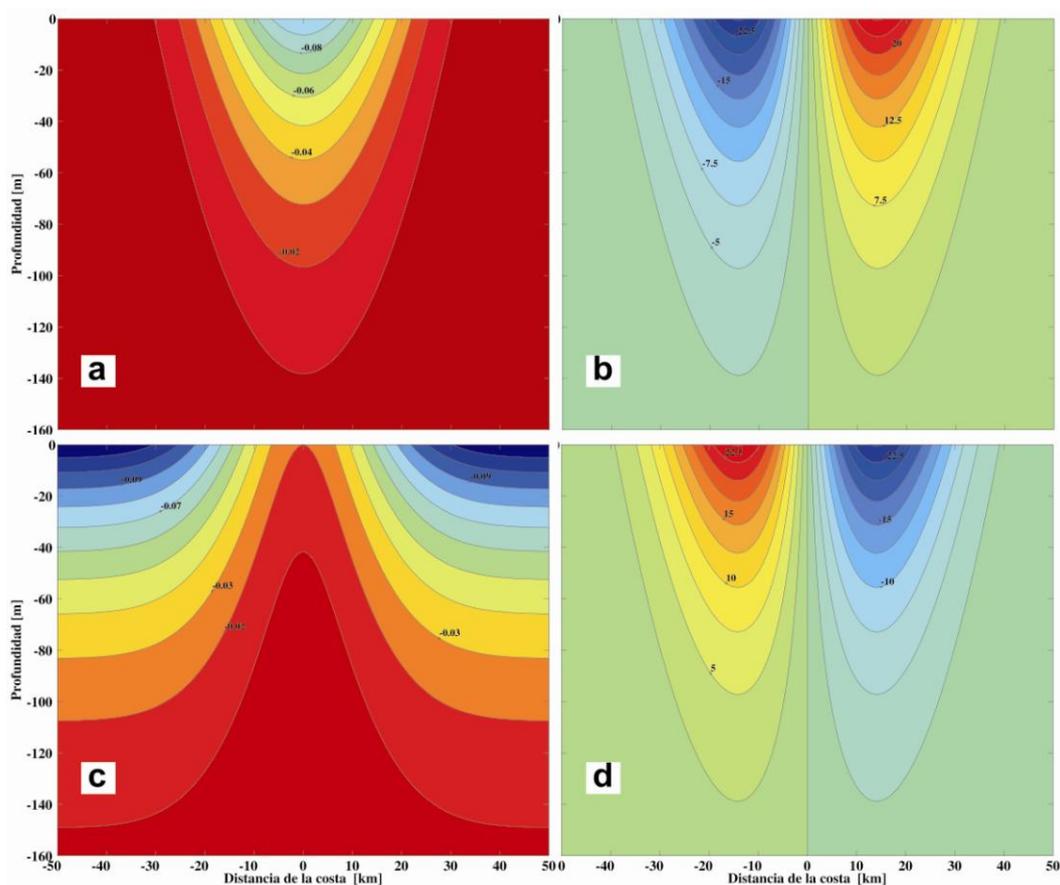


Figura 6-16. Resultados del modelo idealizado de giros (Mellor, 1996). a) Anomalia de densidad con curvatura negativa. b) Distribución de velocidades para el caso a). c) Anomalia de densidad con curvatura positiva. d) Distribución de velocidades para el caso c).

Por otro lado, en los experimentos de sensibilidad vimos además que la intensidad del giro aumenta con el incremento en la amplitud del ciclo anual del flujo de calor (EXP5) o del ingreso de aguas externas desde Plataforma (EXP8). Ambos eventos contribuyen a la diferencia de temperatura en la vertical y a la variación en la curvatura de las isolíneas de densidad de fondo. El carácter anticiclónico de los giros de invierno también se ve favorecidos por la concavidad hacia arriba de las isolíneas pudiendo estar afectado por la interacción con el viento.

El análisis de esta sección es estrictamente baroclínico a lo que habría que sumarle la contribución barotrópica a la circulación residual que fue discutida de manera detallada en el Capítulo 5 y sección 6.4.

6.9. Frentes térmicos

En la zona de estudio se han identificado varias estructuras frontales de las cuales permanecen interrogantes, como ser su estacionalidad, intensidad y mecanismos de formación. Uno de los frentes más importantes observados es el frente de Península Valdés (FPV). El FPV, se extiende en dirección NE-SW desde cerca de 42°S hasta 41°30'S (unos 400km) siguiendo aproximadamente la isobata de 75-80 m (Carreto *et al.*, 1986; Bogazzi *et al.*, 2006). Durante la primavera y el fin del verano, perfiles hidrográficos de temperatura muestran una clara separación entre la zona costera bien mezclada ubicada en promedio a unos 50km de la costa y una región aguas afuera caracterizada por una intensa termoclina de espesor variable ubicada entre los 10 y 30 metros de profundidad (Fig 6-18a y b). Existen, sin embargo, variaciones interanuales que pueden alejarlo hasta 80 a 120 km de la costa (Sabatini and Martos, 2002). El FPV comienza a formarse en la primavera temprana, mientras se forma la termoclina estacional y persiste hasta el otoño cuando la estratificación es erosionada por enfriamiento en invierno. Se cree que el frente se forma por la interacción de la intensa mezcla de mareas con la topografía submarina, desconociéndose el efecto del viento sobre su estructura. Dada la variabilidad interanual de propiedades físicas y especies asociadas que ha sido registrada en la zona (Sabatini and Martos, 2002) es del mayor interés comprender como responde el sistema ante las modificaciones del forzante.

Se ha encontrado evidencia de la relación de la dinámica del frente de Valdés con estrategias reproductivas de las dos especies importantes en la zona (Anchoa, *Engraulis anchoita* y Merluza argentina, *Merluccius hubbsi*) debido a que tanto las zonas de criadero como de desove se encuentran cerca del frente (Ciechomski and Weiss, 1974^a; Ehrlich *et al.*, 1998). Asociado a la formación de los frentes, también se ha detectado grandes concentraciones de Vieyras (*Claims Patagonica*) (Orensanz *et al.*, 1991) y la ocurrencia de las denominadas “mareas rojas” (Carreto *et al.*, 1998).

Un frente similar se ha reportado en el sector Norte de la boca del GSM (FVGSM) (Glorioso and Simpson, 1994; Rivas y Dell’Arciprete, 2000, Gagliardini, 2004) (Fig. 2-2). Según Carreto *et al.*, (1974) el GSM presenta dos zonas bien diferenciadas en cuanto a su productividad: las denominadas “aguas propias del golfo” en el sector Norte y Oeste del mismo están caracterizadas por una elevada temperatura y

salinidad, una marcada termoclina y concentraciones limitantes de nitratos mientras que las “aguas de origen externo”, localizadas en el sector Sur y sudeste, presentan menor temperatura y salinidad, ausencia de estratificación y concentraciones relativamente altas de nitratos.

Piola y Scasso (1988), en base al análisis de datos hidrográficos, señalan la presencia durante gran parte del año de un frente termohalino orientado zonalmente en las proximidades de $41^{\circ} 50' S$ (FHGSM), el cual separa las aguas más cálidas y salinas del sector Norte de las más frías y menos saladas que ingresan por el sector Sur. Imágenes satelitales de temperatura superficial del mar parecen confirmar la existencia de este frente en el verano (Gagliardini *et al.*, 2004). Gagliardini *et al.*, 2004 y más recientemente Amoroso *et al.* (2010), mediante datos inferidos de sensores remotos muestran que el GSJ podría ser afectado por el ingreso de aguas más densas por la costa Sur del GSM y se divide meridionalmente en dos dominios marcando un frente térmico vertical, dentro del período primavera - verano.

En resumen, la evidencia de trabajos previos indica la formación de 4 frentes térmicos en la zona. Algunos con mayor conocimiento previo como el FPV, otros detectados previamente, aunque con muy poca evidencia física, como los frentes dentro del GSM (FHGSM y FVGSM) y el FGSJ, recientemente detectado y con escaso conocimiento acerca de su estructura y estacionalidad.

6.9.1. Estudio idealizado

Para el análisis detallado de los frentes térmicos se llevará a cabo una serie de experimentos idealizados que luego se contrastarán con el caso realista en la sección siguiente. En particular se tomó como caso de estudio el Frente de PV. Nos proponemos investigar los efectos dinámicos de la marea, el flujo de calor y la intensidad y dirección del viento en la formación y evolución estacional de frentes térmicos costeros mediante el empleo de un modelo idealizado bidimensional de alta resolución no-lineal. Entre los procesos a estudiar se encuentran la extensión de la zona costera bien mezclada del frente, y la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la región estratificada. Adicionalmente se examina la habilidad de varias parametrizaciones empleadas en modelado oceánico para

simular la mezcla vertical turbulenta, pieza clave en la dinámica de los frentes térmicos.

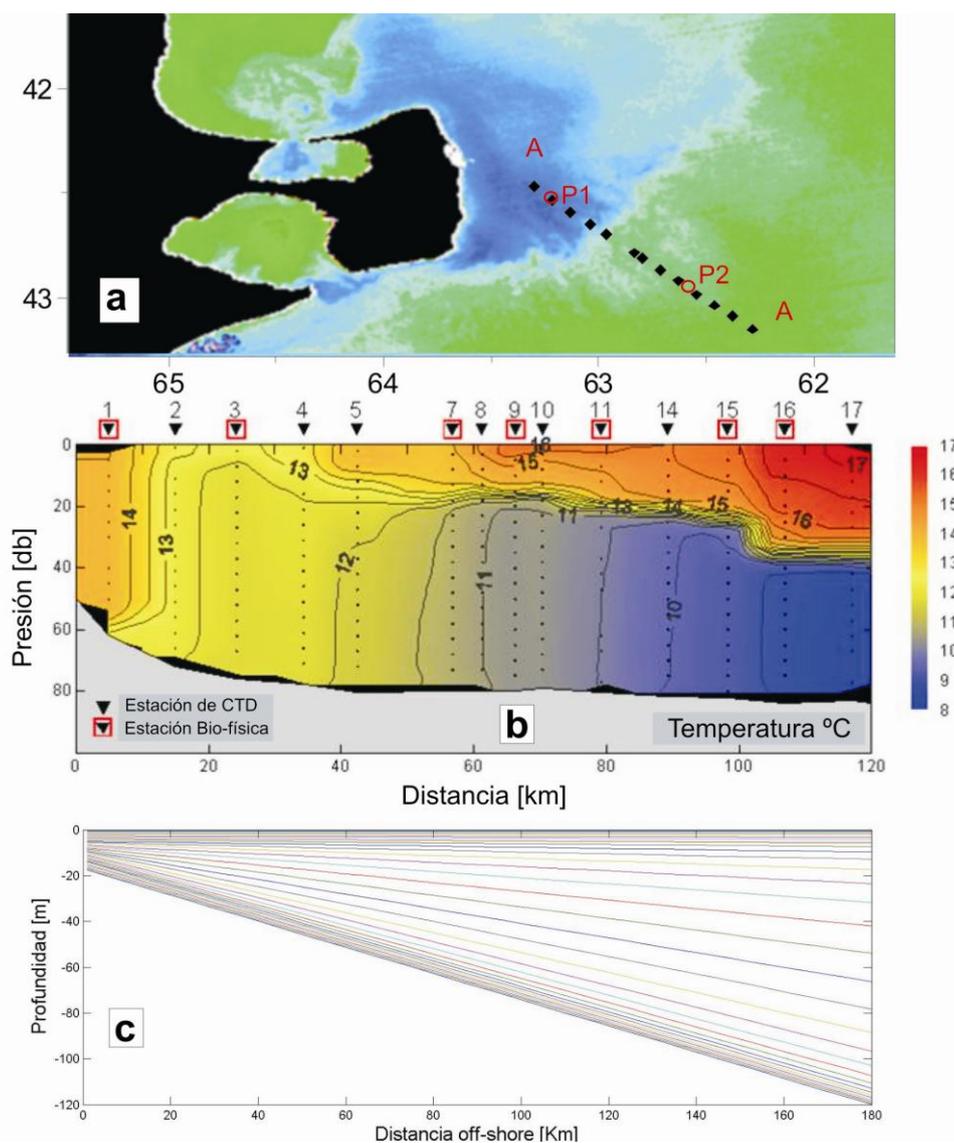


Figura 6-18. (a) Temperatura superficial y Ubicación geográfica del frente de Valdés, transecta de mediciones (corte A-A) y puntos de evaluación P1 y P2. (b) Corte (A-A) transversal de temperatura a la altura del frente de Valdés durante el mes de Marzo. (c) Domino del modelo computacional y niveles verticales. Panel (a) adaptado de Acha (2008), comunicación personal y (b) Mianzan (2008), comunicación personal.

6.9.1.1 Configuración del modelo y estrategia experimental.

Para el presente trabajo se construyó el modelo en un dominio computacional quasi-bidimensional (periódico en la dirección Norte-Sur) que comprende 600 km desde la costa hasta el talud continental. En la Fig. 6-18c se muestra la región de

estudio, los primeros 120m en la vertical y 180 km costa afuera con los correspondientes 30 niveles verticales. Las capas sigma tienen menor espaciamiento en las capas de fondo y en la superficie para lograr una mejor representación de las capas límites. La grilla horizontal tiene una resolución media de 5 km. El paso de tiempo interno es de 900s. El modelo se inicializa con temperatura uniforme de 10°C (situación de invierno) y salinidad constante. Para imponer la onda de marea en el borde lateral del dominio computacional empleamos amplitudes y fases de elevación y velocidad en el borde abierto correspondientes a la componente lunar principal semidiurna (M_2) (Tonini *et al.*, 2006). Los flujos de calor estacionales fueron construídos siguiendo las recomendaciones de Rivas (1994) para el área de estudio y su incorporación al modelo se parametriza siguiendo la formulación de Barnier (1998). Hay tres bordes abiertos en los bordes laterales Este, Norte y Sur. En el borde Este (donde se impone la onda de marea) se emplean las condiciones de radiación y relajación propuestas por Marchesiello *et al.* (2001). Los bordes Sur y Norte se tratan con condiciones periódicas. El modelo forzado con mareas, viento uniforme y flujos de calor estacionales llega a un cuasi-equilibrio energético durante el primer año. La simulación se continuó por dos años más. En lo que sigue se analizarán promedios mensuales correspondientes a estos dos últimos años.

6.9.1.2 Esquemas de mezcla turbulenta

En los modelos oceánicos actuales, la turbulencia en la dirección vertical se parametriza mediante esquemas de complejidad creciente: formulaciones algebraicas simples basadas en la intensidad de la estratificación vertical, formas alternativas del modelo de dos ecuaciones (p.e, $k-l$) basadas en propiedades locales e instantáneas del flujo, o formulaciones que tienen en cuenta efectos no locales. Dentro de la variedad de esquemas existentes, para nuestro trabajo hemos analizado los siguientes esquemas representativos:

- BVF (parametrización algebraica basada en la frecuencia de Brunt-Väisälä, Gargett and Holloway, 1984).
- MY25 (parametrización basada en el modelo de dos ecuaciones, Mellor and

Yamada, 1982)

- GLS (parametrización genérica del modelo de dos ecuaciones, Umlauf and Burchard, 2003)
- LMD (parametrización que incluye efectos no-locales, Large *et al*, 1994)

6.9.1.3. Experimentos numéricos

El modelo numérico fue ensayado en las siguientes situaciones:

a. Experimento Control (EC): Forzante de marea M2 de 0.75m de amplitud en el borde abierto (de esta manera se genera una amplitud en la costa de 1.60 m, cercana a la observada; Tonini *et al.*, 2006), viento uniforme en la superficie de dirección Oeste (predominante en la zona) e intensidad de 0.1 Pa, y flujo de calor superficial según Rivas (1994). El esquema de clausura turbulenta es LMD y se emplearon 30 niveles verticales.

b. Experimentos de sensibilidad al forzante, al esquema de clausura turbulenta y a la resolución vertical: La Tabla I presenta un resumen de las características de cada experimento de sensibilidad.

EXPERIMENTOS NUMÉRICOS					
Experimento	Ampl. Marea	Dir. Viento	Mag. Viento	Esq. Mezcla	Niveles Vert.
EC	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al forzante de marea					
ET1	0.00 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
ET2	0.375 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
ET3	1.12 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al forzante de viento					
EV1	0.75 m	O – E	0.05 Pa	LMD	30
EV2	0.75 m	O – E	0.15 Pa	LMD	30
EV3	0.75 m	N – S	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al esquema de mezcla vertical					
EMY25	0.75 m	O – E	0.1 Pa	MY25	30
EGLS	0.75 m	O – E	0.1 Pa	GLS	30
EBVF	0.75 m	O – E	0.1 Pa	BVF	30
Sensibilidad al número de niveles verticales					
EN20	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	20
EN40	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	40
EN50	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	50

Tabla 6-II. Resumen de los experimentos numéricos idealizados.

Resultados de los experimentos idealizados

El análisis de los resultados experimentales se presentará por medio de cortes transversales de temperatura (representativos de cada estación), evolución temporal y espacial (gradientes) de la temperatura de superficie y fondo, y evolución temporal de la capa de mezcla en puntos seleccionados de la zona mezclada y estratificada del frente.

6.9.1.4. Experimento de Control (EC)

El caso base, se configuró para representar de la manera más realista la ubicación del frente, profundidad de la capa de mezcla y distribución de temperatura en la vertical del frente en la región de Península Valdés. La Figura 6-19 (paneles (a) a (d)) muestran la evolución estacional de la distribución vertical de temperatura para un corte transversal a la costa a lo largo de un año posterior al periodo de estabilización del modelo. Para el mes de Enero (Fig. 6-19a) observamos una termoclina muy marcada a los 20 metros de profundidad y durante los primeros 100 km desde la costa, profundizándose luego hasta los 30 metros aproximadamente. La mezcla inducida por la marea en las zonas de menor profundidad logra homogeneizar toda la columna vertical, dando lugar a la formación de un frente (en el fondo) que separa aguas estratificadas y bien mezcladas y que se ubica a unos 50 km desde la costa. Hacia fines del verano el flujo de calor disminuye debilitando la estratificación y dando lugar al comienzo de la homogeneización de la columna de agua en todo el dominio. Esto se ve representado en Otoño (Abril) (Fig. 6-19 b) donde la termoclina es débil, pero profunda, alcanzando 30 a 40 metros desde la superficie. El frente se desplaza ahora a unos 80 km desde la costa.

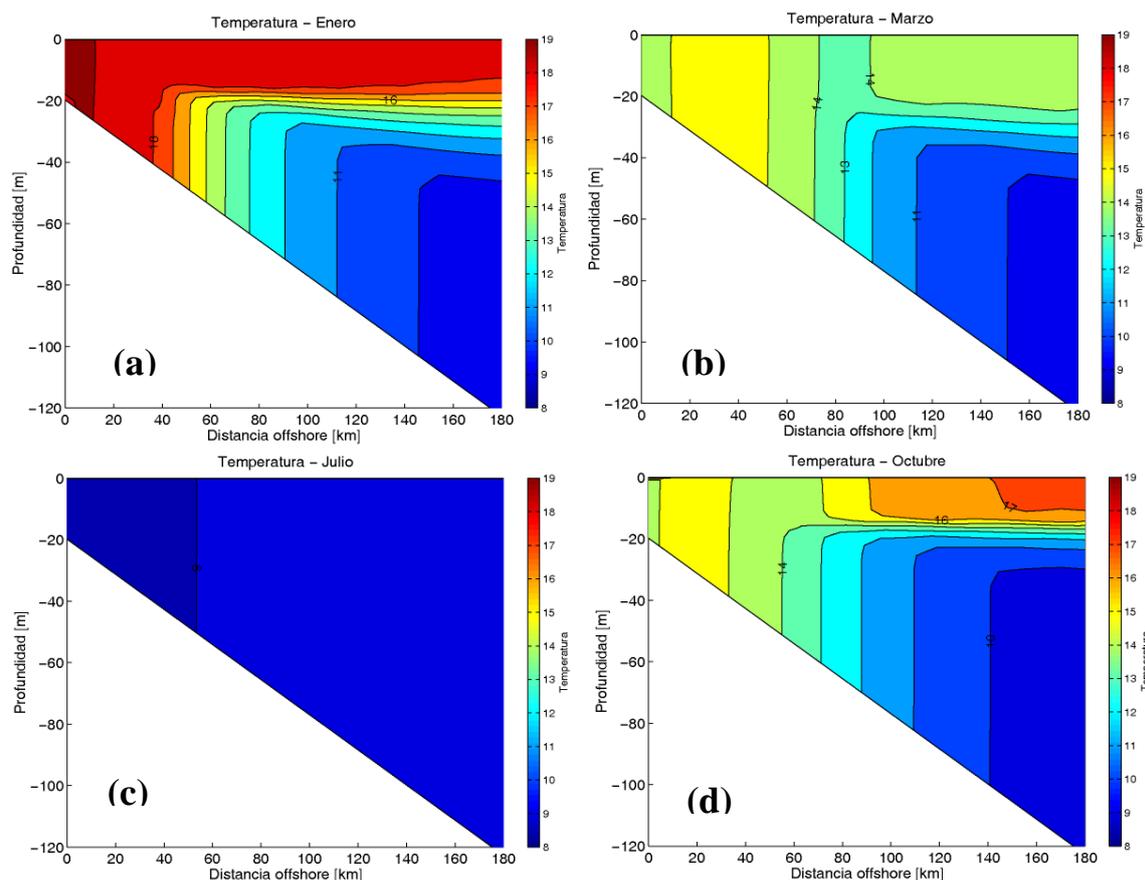


Figura 6-19. Sección transversal de temperatura de los resultados del EC. (a) Enero, (b) Marzo, (c) Julio, (d) Octubre.

Para la estación de Invierno (Julio) (Fig. 6-19 c), la pérdida de calor superficial sumado a la mezcla por viento y marea logran homogeneizar completamente la columna de agua. Hacia fines del invierno en Agosto-Septiembre, el flujo de calor comienza a elevar la temperatura de las capas superficiales, dando lugar a la formación de la termoclina estacional. En el mes de Octubre (Fig. 6-19 d) se observa una intensa termoclina a unos 15 metros de profundidad. El frente ya está formado y desplazado unos 80 km de la costa. Dado que la mayor cantidad de mediciones en la zona de Valdés se han realizado en esta época del año, tomaremos esta estación como representativa para los análisis de sensibilidad.

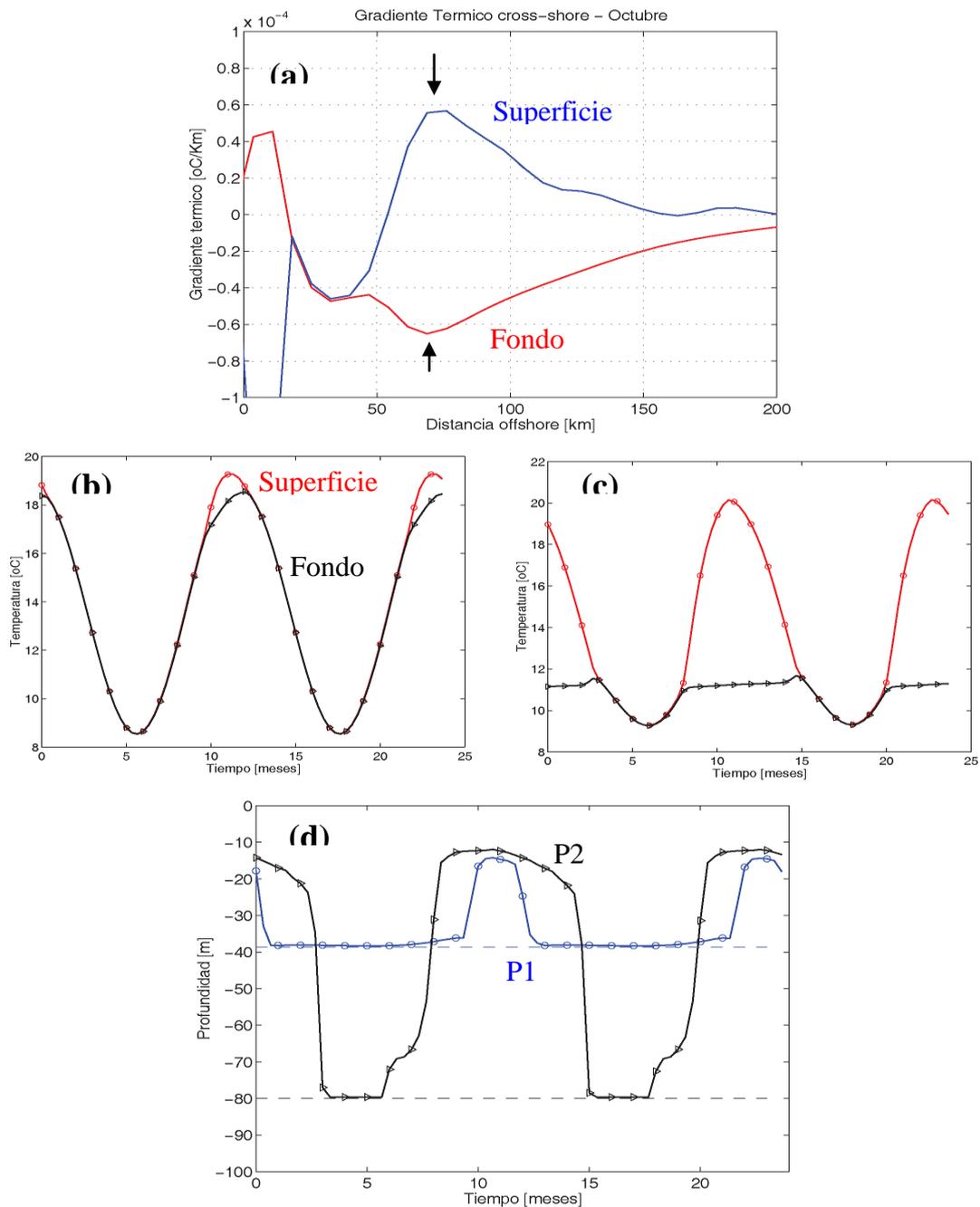


Figura 6-20. (a) Gradiante térmico cross-shore para el mes de Octubre. La línea azul indica el gradiente superficial, la línea roja el gradiente de fondo. Evolución temporal de la temperatura superficial (línea roja) y de fondo (línea negra) para una estación inshore (P1, b) y otra offshore (P2, c) del frente. (d) Evolución temporal de la profundidad de la capa de mezcla para las estaciones P1 (línea azul) y P2 (línea negra).

La Figura 6-20a muestra la estructura espacial de la temperatura de fondo y superficie a través de los gradientes térmicos cross-shore. Las zonas de máximo gradiente son indicativas de la posición del frente. Se aprecia en la figura que la

posición del frente térmico está definida a unos 80 km de la costa, con el frente de fondo desplazado unos kilómetros hacia la costa. La evolución temporal de la zona bien mezclada y estratificada se ilustra mediante gráficos de temperatura superficial y de fondo y profundidad de la capa de mezcla en dos estaciones del dominio, uno en la zona bien mezclada del frente (P1) y otro en la zona estratificada (P2). Durante la mayor parte del año, las temperaturas de superficie (SST) y de fondo (BT) son iguales, lo que implica que la columna de agua está completamente mezclada. Cuando nos alejamos de la costa en (P2), vemos que la evolución temporal de la temperatura de superficie se desacopla de la de fondo. Las máximas discrepancias entre la SST y BT se encuentran en el periodo Setiembre-Marzo, mientras que sólo coinciden en el final del otoño y el invierno, cuando la columna de agua se mezcla completamente.

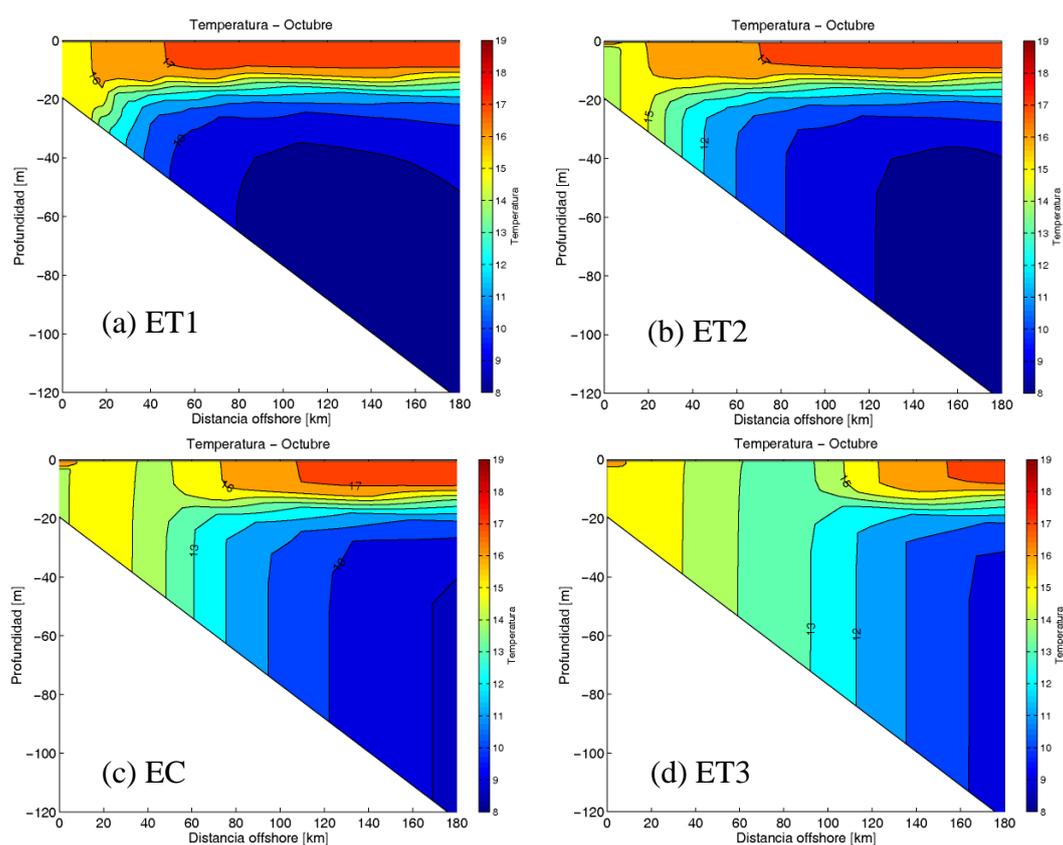
6.9.1.5. Experimentos de sensibilidad al forzante

Sensibilidad al forzante de marea

En estos experimentos el modelo fue configurado para analizar el efecto de un cambio en la amplitud de la marea en el borde abierto manteniéndose constante el esfuerzo del viento en superficie y el flujo de calor. Los experimentos analizados incluyen: amplitud nula, amplitud 50% menor que en el caso base, amplitud 50% mayor que en el caso base (Tabla 6-II).

La variación en la amplitud de la marea modifica principalmente la extensión de la zona bien mezclada permaneciendo la estructura térmica de la zona estratificada (temperatura superficial, profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina) sin variaciones importantes respecto al caso base (Figs 6-21a a Fig 6-21d). En la Figura 6-21e se superponen los gradientes térmicos de fondo para los cuatro casos analizados, un parámetro indicativo de la posición aguas afuera del frente. En el experimento sin marea (ET1) el frente de fondo se encuentra a escasos 18 km de la costa, mientras que en el experimento con máxima amplitud en el borde abierto (ET3) el frente se desplaza hasta 105 km costa afuera. Aunque la configuración del modelo actual no permite estudiar la estructura tridimensional del frente, los resultados anteriores muestran que aún sin variaciones topográficas, un

aumento en la distribución espacial de la amplitud de marea puede generar desplazamientos del frente. En la región de Península Valdés, la amplitud de marea aumenta hacia el Norte (Tonini *et al*, 2006) por lo que es de esperar un desplazamiento del frente aguas afuera en dirección NE, tal como lo muestran las observaciones (Fig. 6-18a). Existe además la posibilidad de un aumento y disminución de la amplitud media en un mismo lugar a través del tiempo por efectos astronómicos (mareas de sicigias y cuadraturas). Por lo tanto es posible también esperar que se produzcan desplazamientos locales del frente durante el transcurso de un mismo mes.



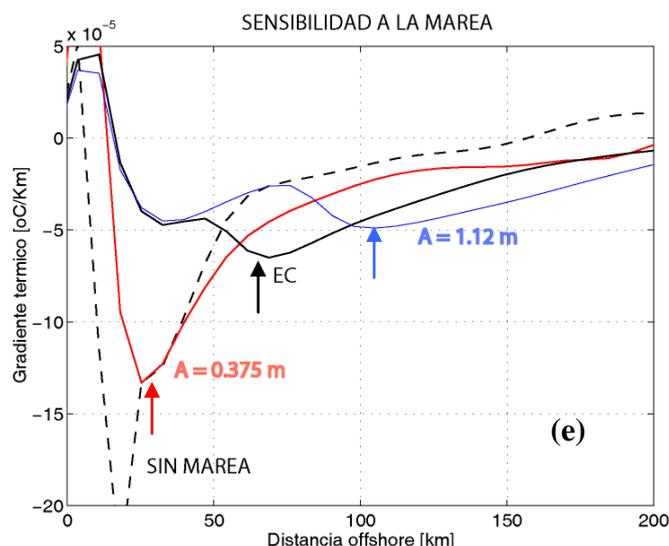


Figura 6-21. Corte transversal de temperatura para el mes de Octubre. (a) sin marea (ET1), (b) marea de 0.375 m de amplitud (ET2), (c) experimento de control (EC), (d) marea de 1.12 m de amplitud (ET3). (e) Gradiente espacial de temperatura superficial para los distintos experimentos.

Sensibilidad al forzante de viento

En estos experimentos el modelo fue configurado para analizar el efecto de un cambio en la magnitud y dirección del viento en la superficie manteniéndose constante la amplitud de la marea en el borde abierto y el flujo de calor. Los experimentos analizados incluyen: intensidad 50% menor que en el caso base, intensidad 50% mayor que en el caso base y vientos de dirección N-S (favorable para surgencia) (Tabla 6-II).

La variación en el forzante de viento en magnitud y dirección afecta toda la estructura térmica del frente, tanto en la profundidad de la capa de mezcla como en el desplazamiento del frente y la temperatura superficial (Fig. 6-22). La relación que demuestran los experimentos es que, a medida que aumentamos la magnitud del viento en dirección aguas afuera se profundiza la termoclina y aumenta el desplazamiento desde la costa (paneles a, b y c). En la figura 6-22a los esfuerzos de viento en superficie no alcanzan a mezclar la zona más costera (menor profundidad) y el flujo de calor estratifica las capas superiores, produciendo una mayor temperatura superficial con una termoclina más intensa y menos profunda.

En el caso de vientos desde el Norte, se produce un desplazamiento cercano a los 10 km desde la costa, inferior al producido por vientos del Oeste, y profundidades de capa de mezcla similares al EC (Fig 6-22d).

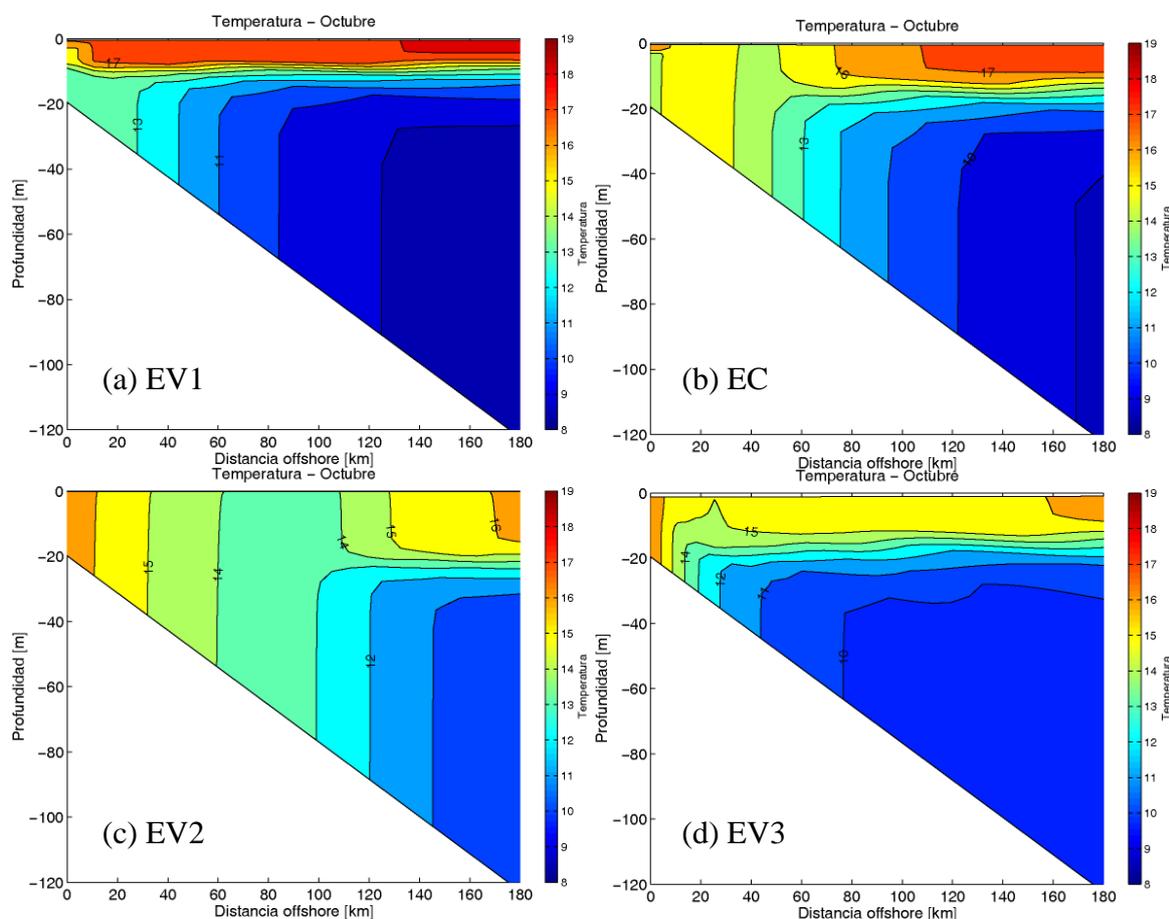


Figura 6-22. Corte transversal de temperatura para el mes de Octubre. (a) viento offshore de intensidad 0.05 Pa (EV1), (b) experimento de control (EC), (c) viento offshore de intensidad 0.15 Pa (EV2), (d) viento de surgencia (EV3).

Si analizamos el comportamiento del gradiente térmico de la capa de fondo, observamos que el máximo disminuye en intensidad y aumenta su desplazamiento aguas afuera a medida que aumentamos la magnitud del viento (Figura 6-23a). El gradiente es máximo para el experimento con vientos desde el Norte (EV3), generando un frente más cercano a la costa por ingreso hacia la costa de aguas más frías desde el fondo (surgencia) (Fig. 6-22d). En la zona estratificada, vemos que la capa de mezcla alcanza mayor profundidad a medida que aumentamos la magnitud del viento, mientras que con el cambio de dirección se obtiene en menor

período de tiempo la mezcla total de la columna (Fig 6-23b). La variación de la temperatura superficial para una estación alejada de la costa (P2) produce variaciones leves en el experimento EV1 con respecto al EC, encontrándose por debajo en las estaciones de verano y otoño y por encima en las estaciones de invierno y primavera, logrando así una diferencia en amplitud térmica con respecto al EC de aproximadamente un 1 °C (Fig 6-23c). Aumentando la magnitud del viento, la SST máxima es cercana a 14°C para los meses en donde el flujo de calor es máximo. Esto indica que la zona bien mezclada (de menor temperatura media) se ha desplazado aguas afuera de la estación P2. Cuando el viento tiene dirección N-S (EV3), la SST muestra un comportamiento más irregular en los meses más cálidos (Fig. 6-23c) y una reducción de 3°C con respecto al EC en las temperaturas máximas alcanzadas.

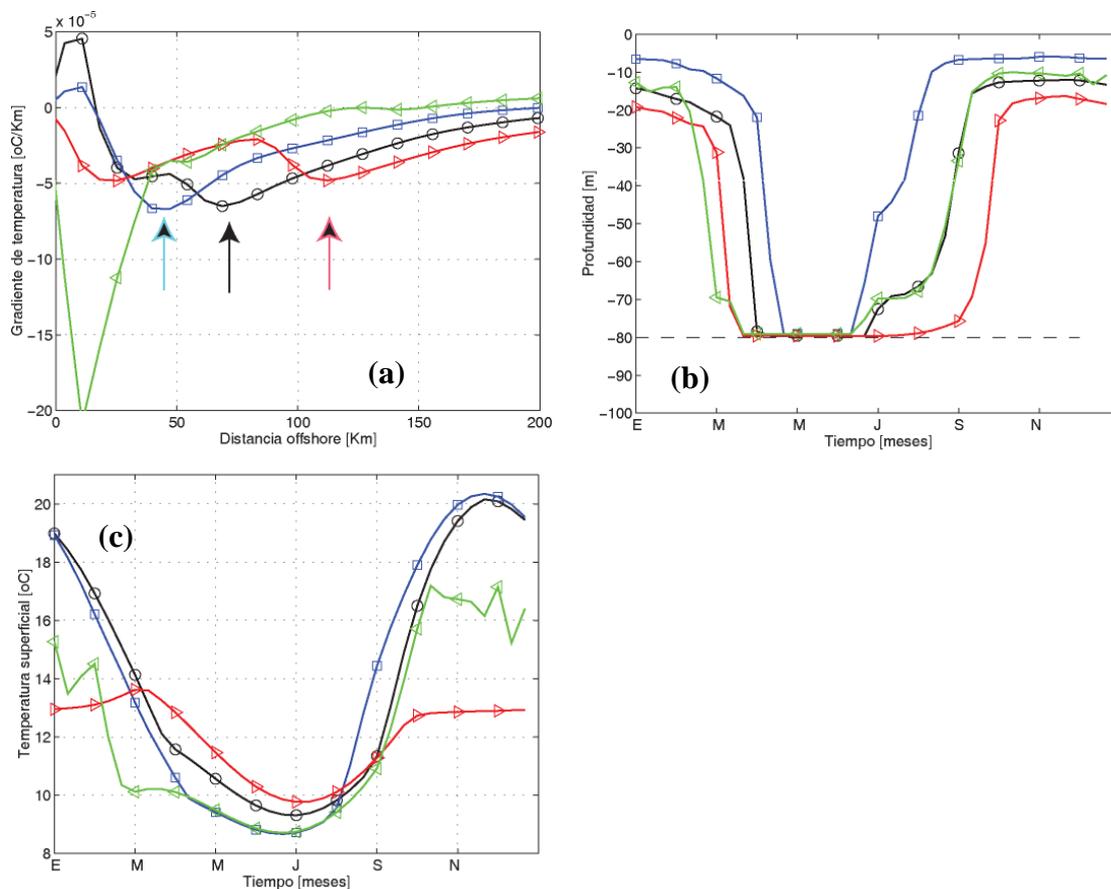


Figura 6-23. (a) Gradiente térmico de fondo cross-shore para los experimentos EC (curva negra), EV1 (curva azul), EV2 (curva roja) y EV3 (curva verde). Las flechas indican la posición aproximada del máximo gradiente (b) Evolución temporal de la capa de mezcla para los experimentos mencionados en (a). (c) Evolución temporal de la temperatura superficial en la estación P2 para los experimentos mencionados en (a).

Sensibilidad al esquema de mezcla

En este apartado se discute la sensibilidad del modelo a los diversos esquemas de mezcla turbulenta que se hallan disponibles en ROMS. Los resultados se analizan a través de un corte transversal de temperatura para el mes de Octubre (Fig. 6-24). Los únicos esquemas de mezcla que reproducen la estructura bien mezclada del frente son LMD (EC) y MY25 (EMY25) (Fig. 6-24b). El esquema MY25 también produce la mayor penetración de la capa bien mezclada e intensidad de la termoclina. El frente térmico superficial es menos intenso que en el experimento de control, mientras que el frente de fondo se halla más cerca de la costa. El esquema de mezcla GLS (Fig 6-24c) genera una capa de mezcla poco profunda y homogénea en todo el dominio y una termoclina más difusa. El esquema BVF no reproduce claramente las características físicas principales de un frente térmico de mareas: la zona bien mezclada se restringe a la costa y prácticamente no hay capa superficial bien mezclada ni termoclina intensa en la zona estratificada (Fig. 6-24d).

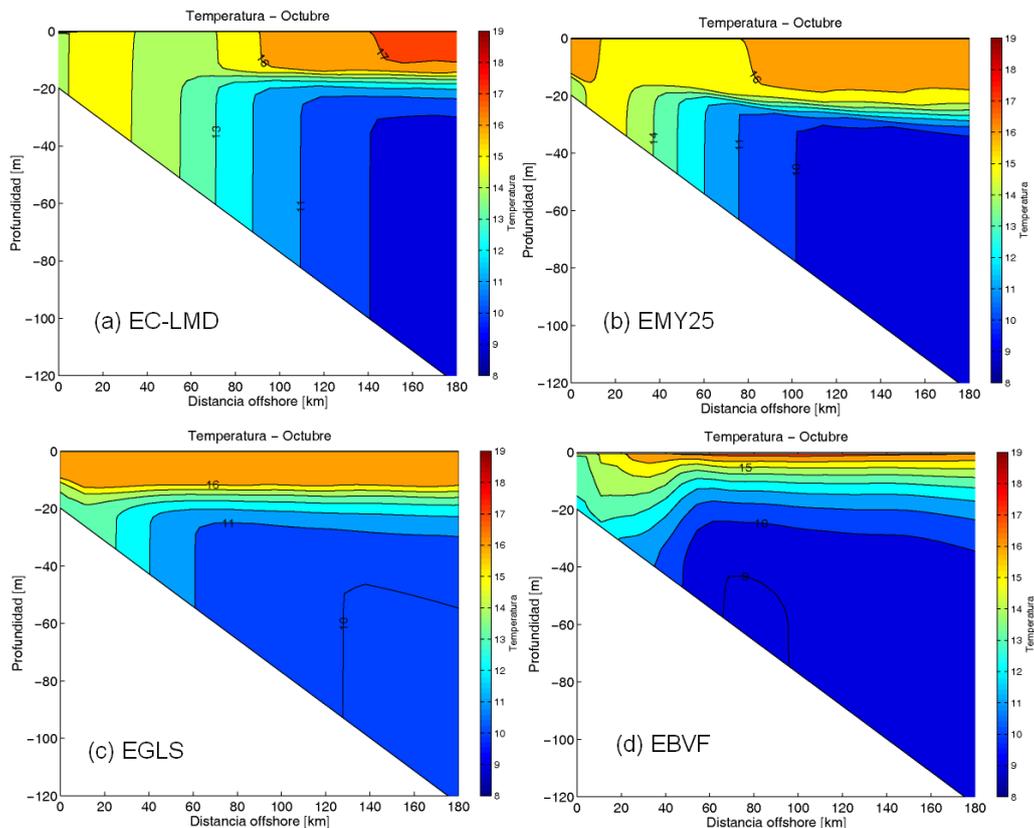


Figura 6-24. Corte transversal de temperatura para el mes de Octubre y para los diferentes esquemas de mezcla turbulenta. (a) LMD, (b) Mellor-Yamada, (c) Generic Length Scale, (d) Brunt-Väisälä

Sensibilidad al número de niveles verticales

Teniendo en cuenta que la resolución vertical del modelo puede influir, entre otros parámetros del frente, en la intensidad, ubicación de la termoclina y las profundidades de la capa de mezcla, se implementaron experimentos adicionales con el forzante y esquema turbulento del experimento control pero variando el número de niveles verticales. Si observamos la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la zona estratificada (Fig. 6-25) vemos que se producen algunas diferencias menores al variar de una distribución de 20 a 30 niveles verticales. Para los experimentos de 40 y 50 niveles verticales la distribución de temperaturas en el corte cross-shore permanece prácticamente inalterada (paneles a y b). La posición aguas afuera del frente presenta muy pocas modificaciones al aumentar la resolución vertical. Un cambio menor que se observa al variar la resolución vertical, se produce en capas superiores a la termoclina con un desplazamiento aguas afuera de las isoterms.

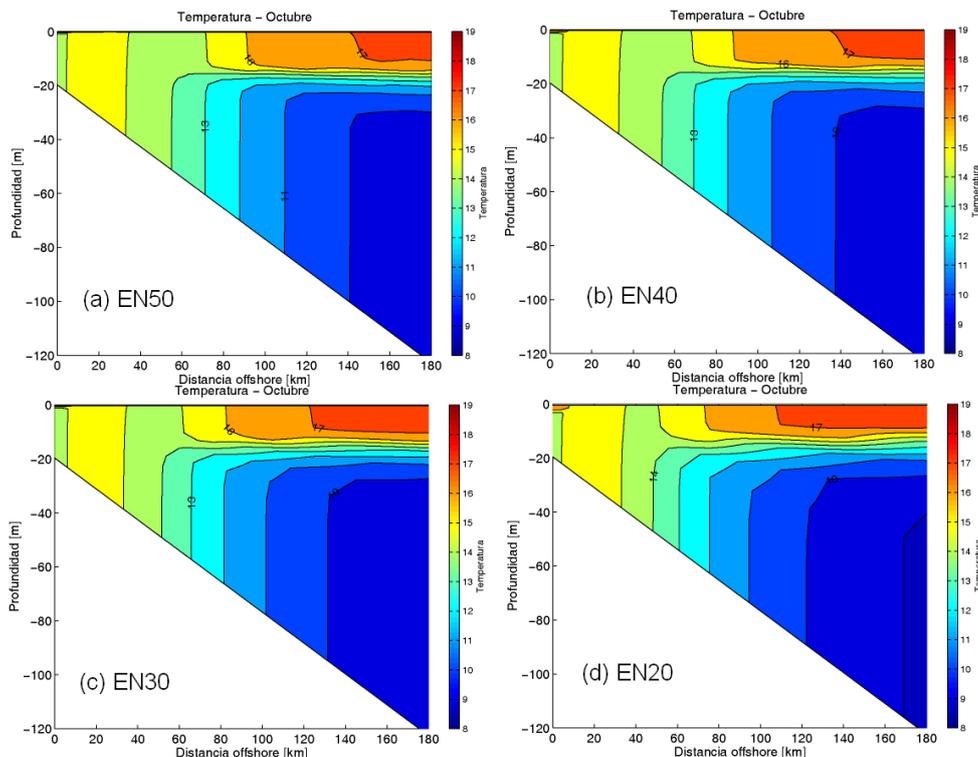


Figura 6-25. Corte transversal de temperatura en el mes de Octubre para el forzante y esquema de mezcla del EC y para diferente número de niveles verticales. (a) 50 niveles, (b) 40 niveles, (c) 30 niveles, (d) 20 niveles.

6.9.2. Estudio realista

Basándose en el estudio de sensibilidad idealizado del FPV, este apartado se ocupa de mostrar la estructura, estacionalidad y mecanismos de formación para el experimento baroclínico realista. En forma menos detallada se mencionarán algunas características mostradas por el modelo de los otros frentes observados en la región. El mes de análisis es Enero, cuando los frentes se encuentran bien formados.

Las diferencias de temperatura en superficie para el mes de Enero (Fig. 6-26a) muestran una alta variabilidad espacial. Mientras que en la zona Este de PV, donde la mezcla es completa en la columna, las temperaturas son del orden de 13.5°C, en el interior del GSM alcanzan los 19°C. El GN muestra una diferencia de temperatura entre la parte Norte (17.5 °C) y la Sur y boca (~15°C), y el GSJ diferencias de 1°C entre la zona de la boca y las costas (Fig. 6-26a). Las mediciones obtenidas mediante sensores remotos indican una fuerte correlación con los resultados obtenidos, en las zonas de máximas temperaturas, mínimas y gradientes generados en los frentes (Fig. 6-26b). Debe aclararse que el modelo no está relajado en superficie a las mediciones.

Las zonas principalmente afectadas por la alta disipación de energía mareal inhiben la formación de esta termoclina y la estratificación, separando la zona de aguas completamente mezcladas de las estratificadas. Simpson y Hunter (1974) definen que la separación de aguas estratificadas y bien mezcladas está definida por el parámetro $SH = h/u^3$, donde “h” es la profundidad y “u” es la velocidad de marea. La distribución espacial de este parámetro está en buena relación con región de alta disipación de marea y con las zonas frontales (FPV y FMGSM) encontradas en la zona (Fig. 6-26c).

Una medida comúnmente utilizada para cuantificar la intensidad de la estratificación es la anomalía de energía potencial (AEP, ϕ) o energía potencial disponible, la cual indica la cantidad de energía requerida para mezclar completamente la columna de agua por unidad de área (Simpson, 1981). El autor define este parámetro como:

$$\phi = \frac{1}{h} \int_h^0 (\bar{\rho} - \rho) g z dz \quad (6-6) \quad \text{donde} \quad \rho = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho dz \quad (6-7)$$

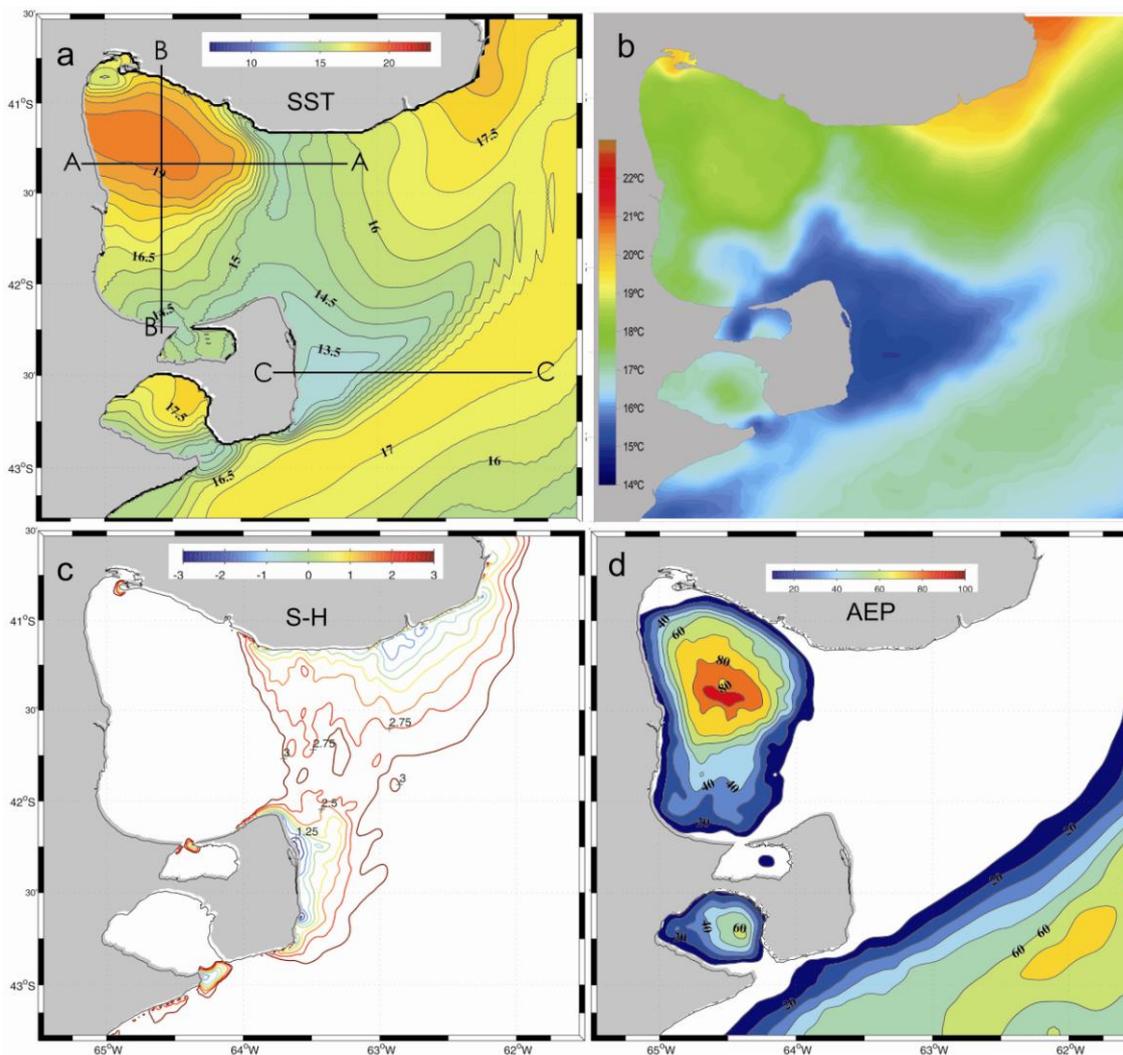


Figura 6-26. Aspectos energéticos y características de los frentes. a) Temperatura superficial del mar ($IC=0.5^{\circ}C$) del modelo para el mes de Enero. Las líneas negras indican las secciones de análisis b) Temperatura superficial medida por el sensor MODIS (Pisoni (2008), comunicación personal). Notar la diferencia en la escala de colores. c) Coeficiente de Simpson Hunter y d) Anomalia de energía potencial para el mes de Enero.

El cálculo de este parámetro indica altos valores de estratificación ($\sim 90 \text{ J/m}^3$) en la zona Norte del GSM donde se ubica el giro horario descrito previamente, y valores nulos en las zonas de intensa mezcla vertical (Fig. 6-26d), en muy buena concordancia con los gráficos de disipación de energía y coeficiente de S-H. Horsburgh *et al.* (2000), realizó el cálculo de la energía potencial disponible

mediante la utilización de mediciones directas en el giro ciclónico del Oeste del Mar de Irlanda y la distribución de contornos de ϕ alrededor del giro (baroclínico) muestran patrones muy similares a nuestro caso.

Los valores reducidos en la zona Sur del GSM indican que al giro horario Sur discutido en la sección 6.3 es de naturaleza barotrópica (corrientes residuales de marea). Al igual que en el GSM, en el GN observamos un aumento concéntrico de la energía potencial disponible con valores máximos de 60 J/m³. Esto explica en parte el aporte baroclínico (intensificación) del giro horario de este golfo y que fuera descrito previamente.

Centrándonos principalmente en el FPV, el gradiente de temperatura superficial en el mes de Diciembre (Fig. 6-27) muestra los valores más elevados en la zona externa (Este de PV) delimitada por la disipación de energía. El gradiente es máximo (2°C/km) cercano a PV y luego muestra una distribución aproximadamente uniforme (1°C/km) hasta la zona de la boca del GSM. El patrón de ubicación que muestra el máximo gradiente se encuentra en buena relación con la descripción del FPV encontrada en trabajos previos (Sabatini y Martos, 2002; Mianzan, 2008).

Pisoni *et al.* (2008) calculó el gradiente térmico superficial mediante una imagen satelital Landsat (ETM7) de 60 metros de resolución para mediados del mes de Diciembre del año 1999. A pesar de que la intensidad descrita por Pisoni es inferior a la mostrada por el modelo (posiblemente debido a que son resultados de un año particular y existen variaciones interanuales), los resultados del modelo realista se encuentran en muy buena correlación, tanto en la ubicación como en la extensión meridional del FPV (Fig. 6-27b).

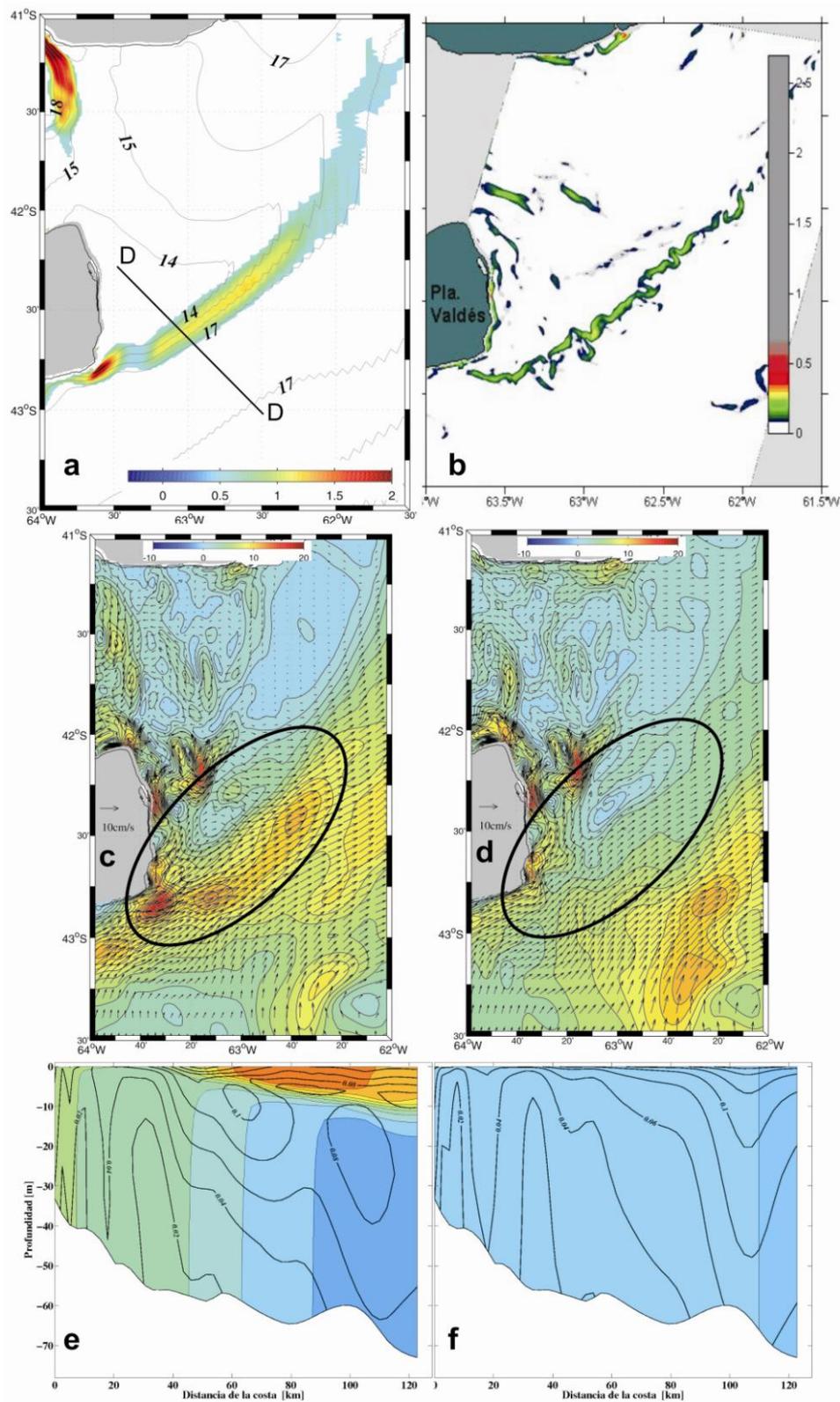


Figura 6-27. Características del FPV. a) Gradiente de temperatura de la capa superficial calculada por el modelo. b) Gradiente de SST observada por el sensor LANDSAT ETM7 (adaptada de Pisoni, 2008), c) y d) Velocidades a 10 m de profundidad e intensidades para el mes de Diciembre y Julio, e) y f) Temperaturas e intensidad de corrientes transversales (contornos negros) a la transecta D-D en el mes de Diciembre y Julio.

La zona del FPV muestra además una intensificación de las velocidades de la capa superficial (jet) que acompaña a la estructura frontal en la zona estratificada en el mes de Diciembre (Fig. 6-27c, zona delimitada por el círculo). En los meses en que el frente de PV no está formado (invierno), se observa que esa intensificación de los flujos superficiales no se produce (Fig. 6-27d). La estructura vertical de velocidad y temperatura indica, en el mes de Diciembre, una termoclina intensa entre 10 y 15 metros de profundidad y un desplazamiento de 60 km desde la costa de la zona completamente mezclada. Las temperaturas en zonas profundas (comunicadas con aguas externas) son de 9°C, mientras que en superficie alcanzan ~17 °C (Fig. 6-27e). Las corrientes muestran una intensificación en una región hasta los 30 metros de profundidad por debajo de la zona estratificada (Fig. 6-27e), mientras que para el mes de Julio, donde la columna de agua se encuentra homogénea, no se forma el jet transversal a la transecta (Fig. 6-27f).

6.9.2.1 Sensibilidad y mediciones en el FPV

En analogía con los experimentos idealizados, el caso realista muestra un incremento en la profundización de la termoclina al aumentar la intensidad del viento (Fig. 6-28b). Este experimento muestra resultados que se acercan más a los reportados por Mianzan (2008) (Fig. 6-28a), a pesar de que las mediciones indican el resultado instantáneo para un año en particular y el modelo está basado en forzantes climatológicos. Los valores de temperatura en superficie (~17°C) y fondo (10°C) de la zona estratificada muestran gran similitud con las observaciones. En las observaciones, la zona mezclada tiene un ancho de 40 km desde la costa, mientras que en los experimentos se encuentra más cercana a los 50 km, tanto para el experimento de control como para el caso de viento aumentado (Fig. 6-28b). En la zona mezclada cercano a la costa se observa un leve incremento de la temperatura en toda la columna (~14°C), debido a que en zonas menos profundas la elevación de la temperatura en superficie mediante la mezcla alcanza a elevar la temperatura general. Este efecto también se observa en el experimento de control y en las mediciones directas realizadas por Mianzan (2008).

Los experimentos de sensibilidad a la variación del forzante de marea también muestran variaciones en las características del frente. Los promedios diarios de salida del modelo indican que para mareas de cuadraturas y sicigias el frente sufre un desplazamiento importante, respuesta que se observó en los experimentos idealizados. Cuando la marea es de cuadratura, la zona mezclada se reduce a 35 km de la costa (Fig. 6-28c). Si la marea es de sicigia el frente se desplaza (aguas afuera) hasta cerca de los 60 km de la costa, y la temperatura superficial pareciera sufrir una leve disminución con respecto al caso de cuadratura (Fig. 6-28d).

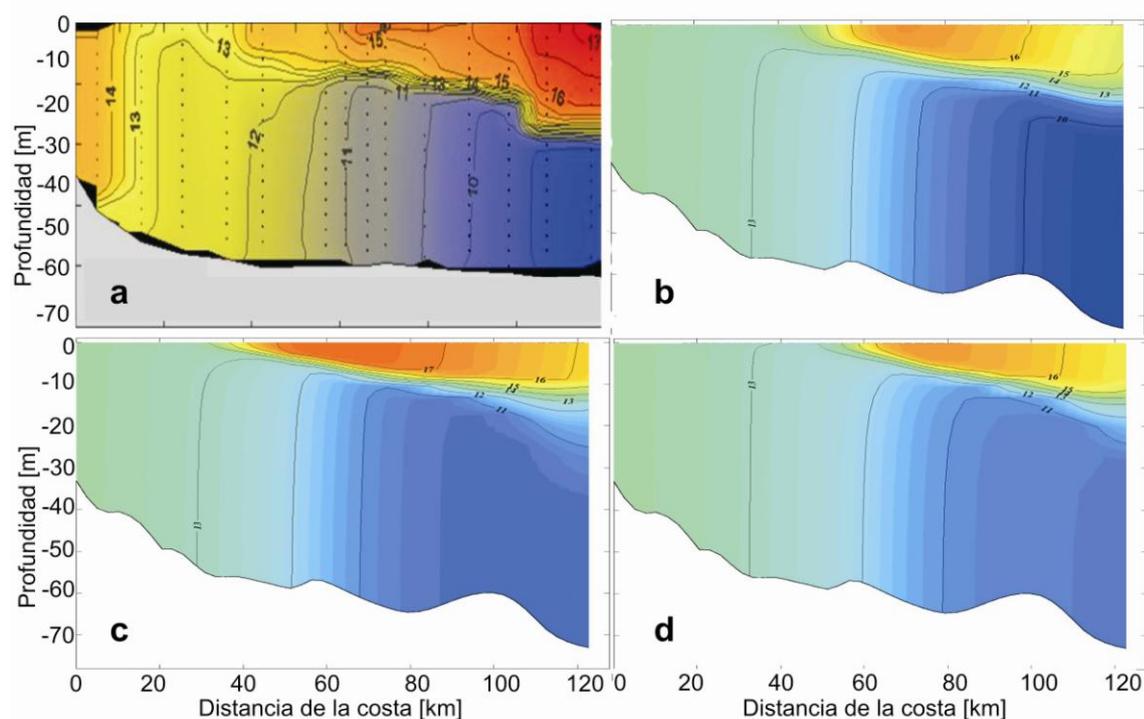


Figura 6-28. Sensibilidad del FPV. Temperatura en la transecta D-D para el mes de Diciembre. a) Mediciones directas tomadas por Mianzan (2008). b) Exp. Duplicando el viento SCOW, c) Experimento en período de marea de cuadratura y d) Experimento en período de marea de Sicigia.

6.9.2.2. Análisis de un modelo frontal simple

Utilizando el modelo simple de frentes propuesto por Mellor (1996), podemos verificar la existencia de la intensificación del flujo debajo de la zona estratificada cercano al frente (jet). Este modelo se construye como una región con anomalía constante de densidad $\delta\rho$ inmersa en un océano homogéneo de densidad ρ_o . La

zona que separa verticalmente el frente queda determinado por $z = -h(x)$ como se observa en la figura (6-29). Se tiene entonces:

$$\rho = \begin{cases} \rho_0 + \delta\rho; & x > 0, z < -h(x) \\ \rho_0; & \text{resto} \end{cases} \quad (6-8)$$

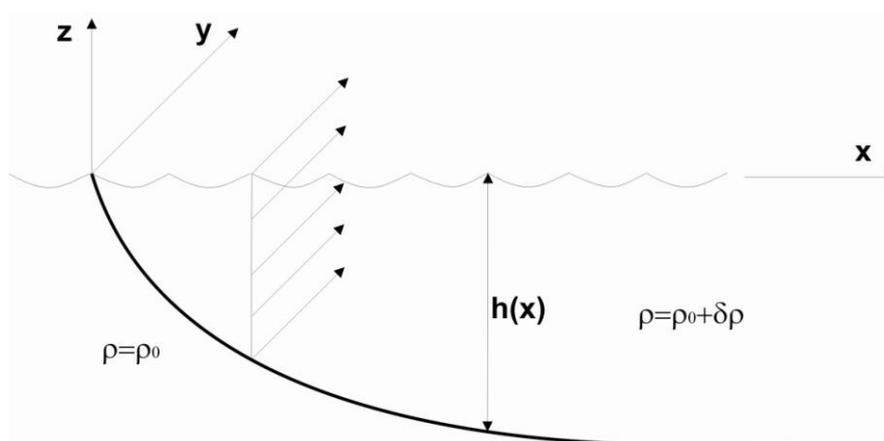


Fig. 6-29. Esquema simple de un sistema frontal (Mellor, 1996).

Asumiendo geostrofa, la velocidad transversal a la transecta se puede calcular como:

$$fv = g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \int_z^0 \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g dz' \quad (6-9)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis y η es la elevación de la superficie. Si suponemos que para valores negativos muy grandes de z , $v = 0$, entonces obtenemos:

$$0 = g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-z_0}^0 \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g dz' \quad (6-10)$$

Restando 6-9 – 6-10, nos queda:

$$fv = \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^z \frac{\rho' - \rho_0}{\rho_0} g dz' \quad (6-12)$$

Y por lo tanto el perfil de velocidades (baroclínico) se reduce a:

$$fv = \begin{cases} -g \frac{\delta\rho}{\rho_0} \frac{\partial h}{\partial x}; & x > 0, z > -h \\ 0; & \text{resto} \end{cases} \quad (6-13)$$

Asumiendo un frente de la forma:

$$h = h_0 [1 - e^{-x/\lambda}] \quad (6-14)$$

Obtenemos:

$$fv = -g \frac{\partial\rho}{\rho_0} \frac{h_0}{\lambda} e^{-x/\lambda} \quad (6-15)$$

Finalmente, el transporte $M_y = vh$, puede calcularse como:

$$fM_y = -g \frac{\partial\rho}{\rho_0} \frac{h_0^2}{\lambda} [e^{-x/\lambda} - e^{-2x/\lambda}] \quad (6-17)$$

La distribución espacial del transporte se puede observar en la figura 6-30. Si suponemos que $\delta\rho$ es negativo, el flujo es hacia el Norte y el transporte es máximo cercano a la zona frontal, en buena relación con los resultados obtenidos en nuestro modelo realista.

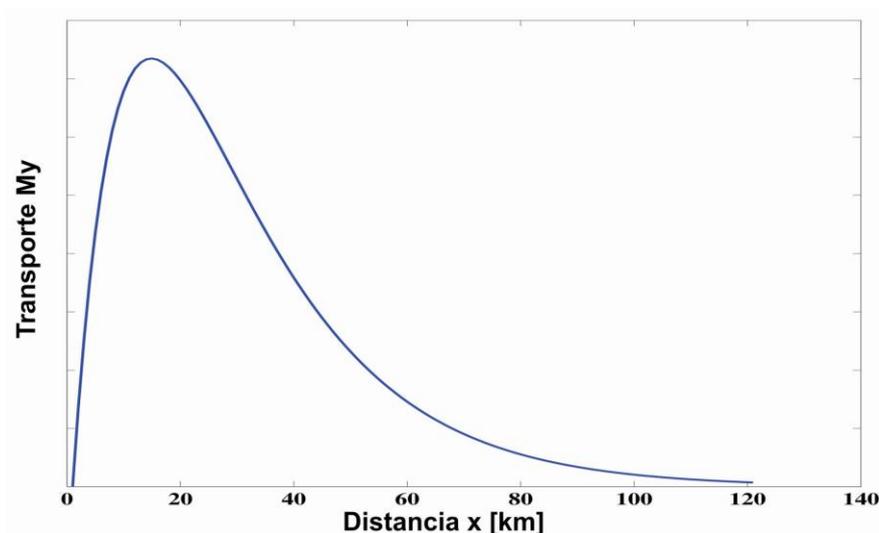


Fig. 6-30. Transporte a través de la sección de un sistema frontal simple.

6.9.3. Algunos aspectos generales de los frentes

En el interior del GSM no existen zonas de alta disipación de energía de marea, por lo que el frente con orientación E-O dentro del GSM podría estar respondiendo a un mecanismo diferente al del FPV y FMGSM. Los frentes generados por la mezcla por marea como el FPV y el de la boca del GSM son frentes que tienen incidencia de superficie a fondo y una mayor permanencia estacional, mientras que el frente zonal en el GSM se forma entre Enero y Febrero cuando la estratificación empieza a reducirse y se rompe la zona Sur del frente en la boca del GSM permitiendo el ingreso de agua mas densa al golfo, encerrando en el Norte una zona entre Caleta de los Loros y Punta Colorada de alta temperatura superficial (~19°C), similar a la detectada por Piola y Scasso (1988). Esta renovación de masa de agua (Sur) tiene mayor mezcla por marea por encontrarse en la zona Sur del golfo y cercano al cuadrupolo del GSJ, con lo cual su temperatura es más homogénea de superficie a fondo y genera un contraste con la zona Norte que todavía retiene agua superficialmente mas caliente.

6.10. Conclusiones parciales

- La circulación en el GSM en verano está dominada por dos giros principales de recirculación ciclónica (horaria), generados principalmente por la interacción del flujo de calor superficial y de la marea con las depresiones topográficas del centro del Golfo. Esta circulación de verano aísla completamente al golfo de la plataforma externa y es muy diferente a la obtenida en el caso barotrópico. En invierno la región se encuentra dominada por los fuertes vientos off-shore generando un giro anticiclónico en la costa Oeste y uno ciclónico en la zona Sur. Ambos se intensifican con respecto al caso barotrópico por la interacción del forzante con la estratificación.
- El GN responde de manera similar al GSM en verano, con una intensa circulación horaria en todo el golfo generada por marea actuando sobre topografía variable e intensificada por el flujo de calor en superficie. En invierno las costas de baja profundidad son controladas por viento en una zona muy reducida.

- El GSJ se muestra poco sensible a la inclusión del forzante de flujo de calor en superficie. Tanto en invierno como en verano, se mantiene una estructura de dipolo interno que controla casi completamente la dinámica dentro del golfo y que es generada por las corrientes residuales de marea. Sólo cuando los vientos son intensos se observan algunas modificaciones a este patrón en la costa Este del golfo, de menor profundidad.
- La contribución baroclínica (RB) en verano a las corrientes residuales representa aproximadamente el 80% del total en el GSM (Norte). De esa contribución, la interacción marea estratificación es el 80% de RB, mientras que el restante 20% se debe al viento. En invierno tanto la contribución anticiclónica como ciclónica parece estar equiparticionada entre viento y marea para el GSM, mientras que para el GN el giro antihorario sobre la costa Oeste esta principalmente generado por la interacción con el viento.
- Las variaciones estacionales más importantes de la circulación se producen en el GSM. La circulación media en primavera-verano (entre Octubre y Marzo), cuando el flujo de calor es intenso, los vientos son débiles y la estratificación es importante, es completamente horaria (ciclónica). La circulación horaria comienza a intensificarse (spin-up) en el mes de Octubre, formada por un único giro centrado al Sur sobre la boca del GSJ. Este giro crece hacia el Norte simultáneamente con el debilitamiento del giro antihorario de la costa Este. Hacia fines de la primavera la circulación se subdivide en dos giros, con la formación de un subgiro al Norte del golfo. Estos dos giros se intensifican junto con el aumento del flujo de calor. En Febrero, el giro Norte se expande ocupando gran parte del golfo (en el cual queda inmerso el subgiro del Sur) y alcanza su máxima intensidad (transportando ~ 0.13 Sv). Al comienzo del Otoño se reducen las magnitudes de la circulación horaria (spin down) y el giro al Norte se desplaza hacia el centro del Golfo y hacia la boca, manteniéndose la ubicación e intensidad del giro ciclónico al Sur.
- A partir de Abril comienza a formarse en la costa Suroeste un giro anticiclónico producto de la intensificación de los vientos zonales off-shore y la menor estratificación en la zona Sur del golfo por la mezcla vertical inducida por marea.

La circulación anticiclónica se expande en invierno hacia toda la costa Oeste del golfo y se subdivide en dos giros de recirculación, uno centrado al Norte y otro al Sur. Simultáneamente, el giro horario Sur remanente del otoño se incrementa durante el invierno llegando a ocupar gran parte del sector SE del golfo. Ambos giros, anticiclónico y ciclónico son más intensos que en el caso barotrópico, denotando una fuerte interacción del viento y la marea con la estratificación remanente del invierno. El GN muestra un comportamiento similar, aunque la influencia de la marea muestra ser más intensa siendo más difícil de romper la estructura horaria de circulación del golfo. El GSJ no muestra una variación estacional marcada, siendo necesario intensos vientos para modificar la estructura generada por la marea.

- En los períodos de verano el GSM se muestra relativamente aislado. La variación estacional del transporte en el caso baroclínico muestra una anomalía estacional del 85%, con máximos del transporte en Julio (0.07 Sv) y mínimos en el mes de Enero de 0.01 Sv. Los GN y GSJ no modifican notoriamente su transporte a través de la boca en el año ya que la dinámica de la circulación media en esta zona está regulada por las corrientes residuales de marea.
- Los experimentos realizados con flotadores (partículas) indican que durante otoño-invierno el Golfo alcanza a expulsar aproximadamente el 40% de las mismas. Durante primavera-verano se expulsan menos del 5%. En promedio entonces para expulsar del orden del 90% se requiere al menos de un período de dos años (2 temporadas otoño-invierno). Las partículas lanzadas en Julio sobre la costa Oeste del GSM son atrapadas y retenidas por el giro antihorario, mientras que aquellas lanzadas en la zona Norte del GSM son atrapadas a partir de Octubre por la circulación ciclónica. Estas características muestran la influencia potencial de la circulación sobre la dinámica biológica (desove y retención de plankton), como así también en casos de contaminación.
- Estudios de sensibilidad muestran que la circulación ciclónica de primavera-verano es totalmente dependiente del forzante de marea. La interacción del viento y la estratificación en esa estación produce sólo una circulación anticiclónica débil e indefinida en todos los golfos. La magnitud del flujo de calor

anual juega un papel muy importante para el establecimiento de la circulación media. En verano la estratificación genera un gradiente vertical de temperatura mayor, produciendo una mayor curvatura de las isolíneas de densidad e intensificando los giros. La circulación de verano se muestra poco sensible a la variación de la magnitud de los vientos, aunque a mayor intensidad del viento se logra una mayor profundización de la termoclina. En invierno, el forzante de viento es tan importante como el de marea.

- La forma topográfica de fondo y los términos no-lineales (advectivos) tienen importancia en la formación de estructuras de dipolos, cuadrupolos y giros de recirculación por rectificación topográfica, modificando completamente la circulación media, principalmente del GSJ, boca del GN y NE de PV.
- La circulación en el GSM se ve afectada por los flujos de Plataforma, debido a que los golfos tienen la posibilidad de retener agua más fría en el fondo, curvando así más las isolíneas de densidad e intensificando los giros ciclónicos del GSM y GN.
- Los resultados descritos muestran estructuras robustas y en cierta medida consistentes con las (escasas) observaciones en el área de estudio. La ubicación y sentido de circulación de los giros del GSM fue adelantado mediante un análisis de datos hidrográficos por Piola y Scasso (1988) y parcialmente confirmado por mediciones directas en una estación cercana al giro Norte por Framiñán *et al.* (1991). La generación, mantenimiento y variabilidad estacional del giro parecen ser explicados cualitativamente por los procesos físicos presentes en el experimento de control y considerados individualmente en los experimentos de sensibilidad realizados, pero las velocidades provistas por el modelo aunque muestran la dirección e intensificación temporal correcta, resultan en cierta medida inferiores a las medidas (~15 cm/s en promedio). La figura 6-31, por ejemplo, muestra la evolución temporal (durante un año) de las dos componentes de velocidad cerca de la superficie (promedios diarios) para una transecta que atraviesa la porción Oeste del giro ciclónico. El valor máximo de velocidad meridional en verano (~18 cm/s) se da cerca de la costa, mientras que en la zona más profunda el valor se reduce a unos 9 cm/s. (Fig. 6-31a). La

comparación de los resultados obtenidos del modelo con datos de mediciones es difícil de realizar por varias razones, entre las cuales podemos citar: (a) los modelos de mezcla tienen constantes de ajuste cuyos valores óptimos no se han establecido con firmeza, (b) existe incertidumbre en el forzante debido a posibles errores en la parametrización de los flujos de calor y esfuerzo del viento, y c) las mediciones de corrientes corresponden a un período temporal definido (1988) y el modelo fue forzado con vientos y flujos de calor y humedad climatológicos. Las mediciones recientes de Moreira *et al.* (2009), fueron realizadas en invierno y en zonas muy costeras del GSM (profundidades del orden de los 10m) donde la dinámica está muy influenciada por el viento local, y por lo tanto son difíciles de utilizar para interpretar los patrones generales de circulación provistos por el modelo. De todos modos, esos resultados muestran un aumento de la velocidad zonal hacia el Oeste durante el invierno, algo que se marca claramente en el diagrama de la Fig. 6-31b. Resumiendo, los patrones de circulación concuerdan en cierta medida con las escasas mediciones disponibles, pero es claro que las estimaciones del transporte estacional de los giros de recirculación de los Golfos deben tomarse con precaución hasta la obtención de mayor cantidad de mediciones directas (corrientes) de largo alcance que permitan calibrar y validar los resultados del modelo.

- En el modelo idealizado de frentes, para un forzante fijo de marea un aumento de la intensidad de los vientos del Oeste produce una profundización de la capa de mezcla y una disminución en la intensidad de la termoclina en la región estratificada, y un desplazamiento aguas afuera de la zona bien mezclada del frente. Para las condiciones estudiadas, un viento de 0.05Pa no es suficiente para generar una región mezclada cerca de la costa en el mes de Octubre. Si el viento es de dirección N-S y favorable para la surgencia, el frente de temperatura de fondo se mueve hacia la costa, aumenta el gradiente térmico de fondo y disminuyen la temperatura y el gradiente térmico superficial.

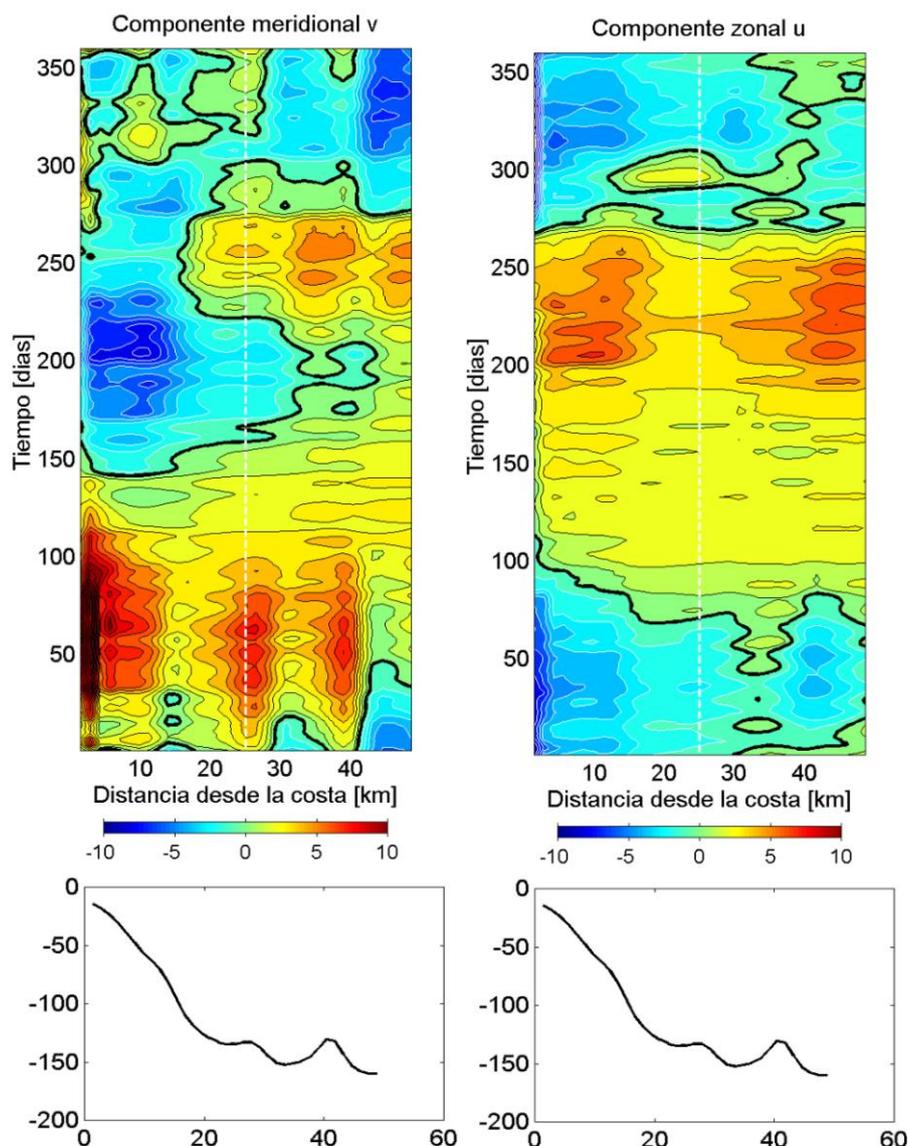


Fig. 6-31. Evolución temporal de las componentes de velocidad superficial en la transecta que corta el giro ciclónico Norte del GSM. (a) Componente meridional, (b) Componente zonal, (c) Batimetría de la transecta.

- Para un forzante fijo de viento (del Oeste y de una intensidad de 0.1Pa) un aumento en la amplitud de la marea produce un desplazamiento aguas afuera del frente de fondo y superficial. La marea tiene poco efecto sobre la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina de la zona bien mezclada.
- Los esquemas MY y LMD producen termoclinas profundas e intensas con resultados más cercanos a las observaciones, con el esquema de MY prediciendo una capa de mezcla algo más profunda y una termoclina más

intensa que el esquema LMD. Los modelos basados en frecuencia de Brunt-Väisälä (BVF) presentan problemas para predecir la formación de la capa de mezcla y la termoclina estacional. El esquema basado en GLS forma una termoclina más difusa y tiene dificultades para generar la zona bien mezclada del frente. El incremento en la resolución vertical tiene algún impacto en la profundidad de la capa de mezcla, pero su efecto es poco importante más allá de cierto límite, que en nuestro modelo es del orden de 20/30 niveles verticales.

- Los experimentos realistas muestran una buena correlación con el análisis realizado en los experimentos idealizados y con las escasas observaciones (satelitales e hidrográficas) existentes en la región de estudio. El FPV comienza a formarse entre Septiembre y Octubre y alcanza su máxima intensidad en el mes de Diciembre. El gradiente espacial de temperatura alcanza en algunos sectores hasta $0.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$. El modelo muestra una termoclina intensa a una profundidad media entre 10 y 20 metros dependiendo del mes de análisis. Para el mes de Diciembre, por ejemplo, presenta temperaturas de 17°C en superficie y cercanas a 9°C en la zona profunda.
- El FPV genera una intensificación del flujo de plataforma (jet) en la zona estratificada, debajo de la termoclina, el cual no se observa en los meses de otoño-invierno. En concordancia con los experimentos idealizados en los cuales se variaba la intensidad de la marea, un análisis detallado del frente en el mes de Enero, muestra que el mismo que pueden sufrir importantes movimientos transversales (y por lo tanto del jet) de acuerdo a mareas de cuadratura y sicigias.
- Tanto el FPV como el FMGSM son generados por la intensa mezcla por marea en la boca del GSM y la estratificación en superficie. Este mecanismo genera los frentes de superficie a fondo. Por otro lado, el FZGSM se forma por una mecánica diferente siendo más superficial, entre los meses de Enero y Febrero. Esta mecánica puede estar relacionada al debilitamiento de la intensidad de la mitad Sur del FMGSM (que permite el ingreso de agua menos densa) y la mezcla vertical por marea existente en la zona Sur del golfo.