



Latin American Journal of Aquatic Research

E-ISSN: 0718-560X

lajar@ucv.cl

Pontificia Universidad Católica de Valparaíso  
Chile

Tonini, Mariano H.; Palma, Elbio D.

Respuesta barotrópica de los golfos norpatagónicos argentinos forzados por mareas y vientos

Latin American Journal of Aquatic Research, vol. 39, núm. 3, 2011, pp. 481-498

Pontificia Universidad Católica de Valparaíso

Valparaíso, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=175021491009>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

*Research Article*

## **Respuesta barotrópica de los golfos norpatagónicos argentinos forzados por mareas y vientos**

**Mariano H. Tonini<sup>1</sup> & Elbio D. Palma<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET (8000) Bahía Blanca, Argentina

<sup>2</sup>Departamento de Física, Universidad Nacional de Sur y CONICET  
(8000) Bahía Blanca, Argentina

**RESUMEN.** En este trabajo se presentan los resultados de un modelo hidrodinámico barotrópico de alta resolución no-lineal tridimensional para examinar la respuesta de los golfos norpatagónicos argentinos, San Matías (GSM), Nuevo (GN) y San José (GSJ), ante forzante de marea y patrones idealizados de viento superficial. La estructura de la circulación inducida por el viento predominante (Oeste) en los tres golfos consiste en dos giros independientes: uno anticiclónico en el Oeste con una corriente costera más intensa que fluye hacia el sur y un retorno más débil por el centro de los golfos y otro giro ciclónico en el Este, que establece la conexión con la Plataforma en el caso del GSM. El GN y GSJ tienen la comunicación con el exterior muy restringida. La inclusión de efectos disipativos producidos por la marea reduce la intensidad de los giros, pero la estructura espacial de la circulación permanece. Si se incrementa la magnitud del viento se intensifican principalmente los giros anticiclónicos y el transporte de intercambio en la boca del GSM y se profundiza la capa superficial de Ekman. En los experimentos forzados con vientos meridionales la circulación media se divide en dos giros cuyo sentido de circulación depende de la dirección del viento: un giro Norte ciclónico (anticiclónico) y un giro Sur anticiclónico (ciclónico) para vientos del Sur (Norte). Cuando los golfos son forzados simultáneamente por marea y vientos, las corrientes residuales de marea dominan la circulación media y contribuyen a un mayor aislamiento dinámico de los mismos con la plataforma exterior.

**Palabras clave:** simulación numérica, circulación oceánica, modelo barotrópico, forzante de viento, giros de circulación, golfos norpatagónicos, Argentina.

## **Barotropic response of north Patagonian gulfs in Argentina to tidal and wind forcing**

**ABSTRACT.** This work presents the results of a high resolution three dimensional non-linear barotropic hydrodynamic model used to examine the response of three north Patagonian gulfs in Argentina (San Matías, SMG; Nuevo, NG; and San José, SJG) forced by tides and idealized patterns of surface winds. The structure of the circulation induced by the dominant winds (Westerly) in all three gulfs consists of two independent gyres: one anticyclonic gyre in the west with an intense southward coastal flow and weaker return flow in the middle of the gulfs and one cyclonic gyre in the east that, in the SMG's case, connects with the shelf. The other two gulfs (NG and SJG) have much more restricted connections with the exterior. The inclusion of tidal dissipation effects reduces the intensity of the gyres, but the general spatial pattern of the circulation remains. Increasing the wind magnitude mainly intensifies the anticyclonic gyre and the cross-shelf transport through the SMG mouth and deepens the surface Ekman layer. If the gulfs are forced with meridional winds, the circulation splits into two gyres whose sense of circulation depends on the wind direction: a northern cyclonic (anticyclonic) gyre and a southern anticyclonic (cyclonic) gyre for Southerly (Northerly) winds. When the gulfs are forced simultaneously by tides and winds, the residual tidal currents dominates the general circulation and contributes to a greater dynamical isolation of the gulfs from the exterior shelf.

**Keywords:** numerical simulation, oceanic circulation, barotropic model, wind forcing, circulation gyres, North Patagonian gulfs, Argentina.

## INTRODUCCIÓN

La región de los golfos norpatagónicos constituye una de las regiones oceanográficas más importantes de la Plataforma Continental Argentina (Acha *et al.*, 2004) (Fig. 1a) y está conformada por los golfos Nuevo (GN), San José (GSJ) y San Matías (GSM). La conexión de los golfos con aguas externas depende principalmente de las dimensiones y batimetría existente en la boca de cada golfo (Fig. 1b). Los factores físicos que controlan la circulación oceánica en la región están caracterizados por grandes amplitudes de marea (Glorioso & Flather, 1997; Palma *et al.*, 2004a), intensos vientos del Oeste (Palma *et al.*, 2004b) y un importante intercambio de calor y masa con la atmósfera (Scasso & Piola, 1988; Rivas & Beier, 1990).

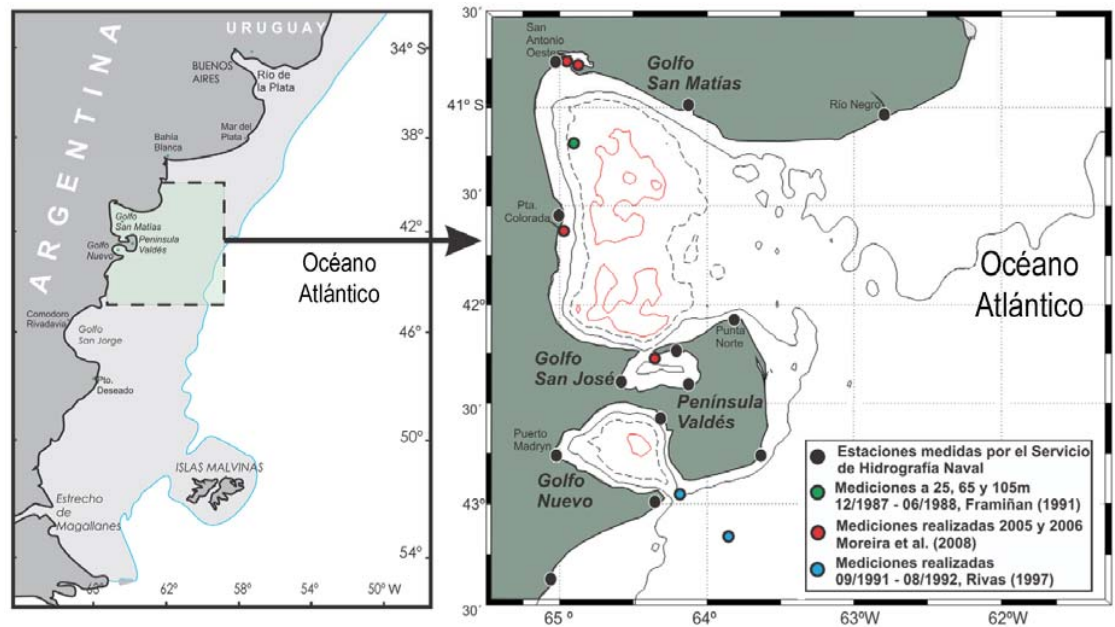
Los registros de corrientes en esta región son escasos y de corta duración: Framiñan *et al.* (1991) entre diciembre de 1987 y junio de 1988; Rivas (1997) entre septiembre de 1991 y agosto de 1992 y Moreira *et al.* (2009), entre el 2005 y 2006 (Fig. 1b). Dichos registros son dominados por fluctuaciones de alta frecuencia, inerciales y de marea, por lo tanto resultan inadecuados para revelar los patrones espaciales de la circulación general. Por este motivo, la circulación media en la zona de los golfos norpatagónicos y sus conexiones con el mar adyacente ha sido generalmente inferida a partir de la distribución de propiedades físicas y químicas, indicadores biológicos (Carreto *et al.*, 1974; Glorioso, 1987; Piola & Scasso, 1988; Rivas & Beier, 1990) y modelos físico-matemáticos simplificados (Rivas, 1989; Akaprahamyan, 1991; Glorioso & Simpson, 1994; Mazio *et al.*, 2004).

En el GSM, Piola & Scasso (1988) lograron obtener una primera aproximación de la circulación media durante otoño, empleando un balance geostrófico. En las inmediaciones de 41°50'S, observaron un frente termohalino orientado en dirección aproximada E-O durante gran parte del año y una circulación cerrada de sentido ciclónico (horario) al norte del frente con un radio aproximado de 35 km. Los resultados del modelo barotrópico de Akaprahamyan (1991), forzado por los vientos predominantes del Oeste y sin mareas muestran que existen dos sistemas de circulación dentro del GSM. Uno de ellos está compuesto por un giro cerrado anticiclónico al SO del golfo y otro más abierto y débil de circulación ciclónica, cercano a la boca del mismo, que realiza el intercambio de agua con la plataforma adyacente. De esta manera el agua ingresaría al GSM por el sur y saldría por el norte. Rivas (1989) empleó un modelo barotrópico bidimensional para estudiar el efecto del viento en el

GN. El experimento con vientos de Oeste mostró una circulación media que divide al GN meridionalmente en dos giros: uno anticiclónico al Oeste y otro ciclónico al NE. La circulación media en el GSJ ha sido menos estudiada, pero recientemente el análisis de datos de sensores remotos indicó que también estaría dividido meridionalmente en dos dominios con aguas de diferentes características termohalinas (Amoroso & Gagliardini, 2010; Gagliardini & Rivas, 2004). Recientemente, Tonini *et al.* (2006) estudiaron la circulación barotrópica sobre un amplio sector de la Plataforma Continental Argentina que incluye a los golfos norpatagónicos empleando el Princeton Ocean Model (POM, Blumberg & Mellor, 1987). De los resultados de esta simulación se desprende que la respuesta del océano en el GSM se presenta en la forma de dos giros de recirculación cuya intensidad y sentido de circulación dependen de la dirección del viento. Los patrones de giro en los GN y GSJ se hallan muy poco definidos y por lo tanto no son analizados en el trabajo mencionado.

En relación a estas características de circulación, se han presentado varios interrogantes en la resolución de problemas de índole tanto físicos como biológicos. Uno de los interrogantes fundamentales es la determinación de la circulación tridimensional media de gran escala, es decir, la extensión, intensidad y mecanismos físicos responsables de la formación de los giros en el interior de los golfos y su relación con la distribución de propiedades observada. Entre los posibles factores que controlan los giros se incluyen rectificación topográfica de la onda de marea sobre topografía variable, gradientes horizontales de densidad y viento en superficie, pero la contribución de cada uno de ellos a la circulación media permanece desconocida. Por otro lado, se requiere determinar con mayor precisión los mecanismos de intercambio entre los golfos y la plataforma continental adyacente, no sólo para conocer el intercambio de propiedades físicas sino también las biológicas y la conectividad existente entre especies.

El objetivo de este trabajo es analizar la importancia relativa de la marea y el viento, en la circulación media residual en la región, extendiendo los resultados previos mediante el empleo de un modelo tridimensional barotrópico de alta resolución. Esta situación sería representativa del invierno, donde la columna de agua se encuentra bien mezclada en la vertical. La circulación oceánica es simulada empleando un solo forzante por vez (*i.e.* mareas), luego en combinación con otro único forzante (*i.e.* vientos) y finalmente, en simulaciones más realistas con forzantes combinados. El propósito de estos experimentos es proveer un marco relativamente



**Figura 1.** a) Ubicación geográfica, b) dominio de estudio indicando puertos patrones y secundarios del Servicio de Hidrografía Naval argentino (puntos negros) y estaciones de mediciones de corrientes. Las isobatas indicadas corresponden a 50 m (línea negra llena), 100 m (línea de trazos) y 150 m (en rojo).

**Figure 1.** a) Geographical setting, b) study area indicating the main and secondary stations from Naval Hydrographic Service (black dots) and available current measurements. The isobaths indicated are 50 m (full black line), 100 m (dashed line) and 150 m (red line).

simple donde la respuesta de los golfos a forzantes de escala sinóptica pueda ser interpretado independientemente de otros factores ambientales. En sistemas dinámicos complejos como el que nos ocupa, ésta parece ser la técnica más adecuada para enfrentar el problema ya que la contribución de cada proceso físico puede ser cuantificada separadamente. En artículos posteriores se discutirán situaciones dinámicas más complejas que incluirán variaciones de densidad, flujos de calor y masa en la superficie. Un mejor conocimiento del sistema de corrientes, tales como giros oceánicos, corrientes costeras, remolinos topográficos y frentes tendrá un fuerte impacto en el suceso de modelos físico-biológicos acoplados que podrían ser usados, entre otras cosas, para estudiar la retención o dispersión larval. Esto a su vez proveerá las bases para comprender la dinámica del ecosistema y diseñar mejores estrategias de manejo sustentable, particularmente de las pesquerías locales.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El modelo numérico utilizado en el cálculo es el Regional Ocean Model System (ROMS), que se describirá brevemente ya que las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos que utiliza para su

resolución están detallados en Shchepetkin & McWilliams (2005). El modelo es tridimensional (3D) dependiente del tiempo y resuelve las ecuaciones primitivas en una grilla de diferencias finitas  $C$  de Arakawa. El modelo utiliza coordenadas curvilíneas ortogonales en la horizontal (que permiten un mejor ajuste en las regiones costeras) y coordenadas sigma en la vertical (que tienen la particularidad de adaptarse a la topografía de fondo) y emplea un submodelo de clausura turbulenta (Mellor & Yamada, 1982), para resolver la mezcla vertical en las capas superficial y de fondo. La mezcla horizontal se resuelve con un operador armónico Laplaciano ( $A_M \nabla^2 \bar{U}$ ) con  $\bar{U}$  el vector velocidad horizontal y  $A_M$  un coeficiente de difusión que depende del tamaño de la grilla. Para lograr mayor eficiencia computacional, en casos donde la propagación de ondas superficiales sea importante, el modelo emplea una separación en dos modos: uno externo con paso de tiempo más pequeño y otro interno con paso de tiempo menos restrictivo. Para la resolución de la difusión vertical se emplea un esquema temporal semi-implícito.

Para el presente trabajo se diseñó un modelo en un dominio computacional que comprende  $3^\circ$  en latitud y  $5,5^\circ$  en longitud (Fig. 1b). La discretización espacial posee variación telescópica en orden creciente de S a

N y de E a O, siendo la mayor resolución cercana a 1 km en la zona interior de los golfos y la menor de 4 km en la zona de la plataforma exterior. La discretización vertical comprende 20 niveles sigma distribuidos según los siguientes parámetros de control:  $\theta_s = 7$ ,  $\theta_b = 0,8$  y  $h_c = 10$  m. Esto conlleva a un menor espaciamiento en las capas de fondo y en la superficie para lograr una mejor representación de las capas límites. El paso de tiempo interno es de 300 s y la longitud de la simulación varía de acuerdo al experimento. Hay tres bordes abiertos en los bordes laterales este, norte y sur, donde se aplican las condiciones de borde propuestas por Marchesiello *et al.* (2001) y seleccionadas según el siguiente criterio: radiación siguiendo el esquema de Flather para el modo externo bidimensional y radiación siguiendo el esquema de Orlanski para las velocidades del modo interno. No se emplean esponjas o relajaciones en los bordes abiertos. El modelo se inicializa con densidad uniforme y está forzado por la onda de marea en los bordes abiertos y vientos de dirección y magnitud constante en superficie.

## RESULTADOS

### Modelo forzado por marea

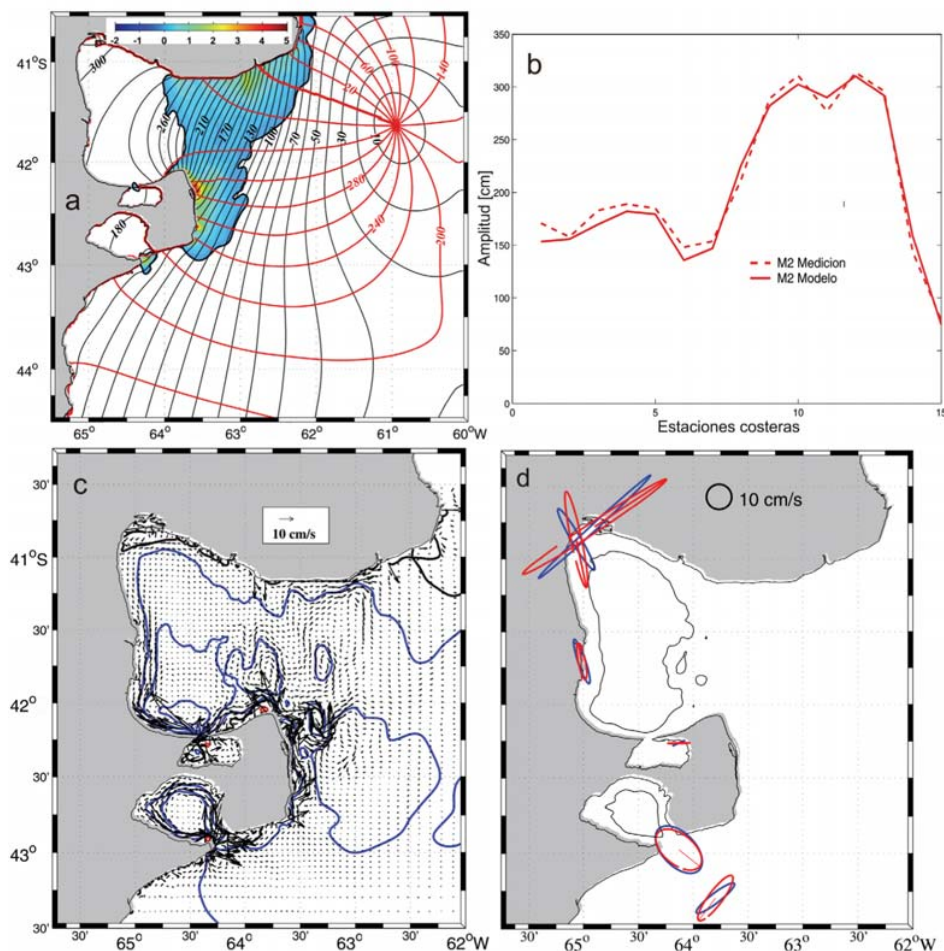
Las mareas en esta región son extremadamente energéticas e importantes en la respuesta barotrópica del océano. El efecto de la marea sobre la circulación puede dividirse en dos partes: un efecto indirecto a través del incremento de la difusión vertical y la fricción de fondo, y otro directo a través de las corrientes residuales generadas por interacciones no-lineales entre la onda de marea y la geomorfología del lugar. Para analizar estas influencias sobre la circulación general se forzó el modelo con seis componentes principales de marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$ ) en los bordes abiertos. Estas componentes explican más del 90% de la varianza de corrientes de marea en la región (Rivas, 1997). Como los detalles de la circulación por mareas se han discutido en trabajos anteriores (Tonini *et al.*, 2006; Tonini & Palma, 2009), a continuación se presentará una descripción resumida de estos resultados, junto con una comparación con observaciones.

La onda de marea ingresa al dominio desde el sur y se propaga como una onda costera de Kelvin hacia el noroeste con amplitud decreciente sobre la plataforma argentina. El sistema anfídromico está compuesto de dos anfídromos: uno ubicado en  $41^{\circ}30'S$ ,  $61^{\circ}W$ , frente al GSM (Fig. 2a) y otro desplazado más al sur localizado aproximadamente en  $47^{\circ}S$ ,  $62^{\circ}W$ , que se encuentra fuera del dominio de estudio (Glorioso & Flather, 1997; Palma *et al.*, 2004a, Tonini *et al.*,

2006). El anfídromo ubicado frente al GSM no se halla bien representado en los trabajos mencionados, que cubren la mayor parte de la plataforma Argentina, posiblemente debido a la falta de resolución espacial y el consecuente suavizado excesivo de la topografía de fondo. La amplitud de la onda presenta considerable variación espacial, con rangos que van desde 1,80 m en la región costera al sur de Península Valdés (PV) a más de 3 m en el noroeste del GSM (Fig. 2a). La onda Kelvin pierde gran parte de su energía luego de ingresar al GSM y por lo tanto más hacia el Norte, las amplitudes costeras se reducen considerablemente (menos de 0,50 m en cercanías de la desembocadura del Río Negro, Fig. 2b). La boca del GN presenta una restricción mayor a la propagación de la onda de marea. La variación de amplitudes va desde 1,50 m en la boca a 1,85 m en la zona de Puerto Madryn. En el GSJ, debido a sus reducidas dimensiones y las restricciones que presenta la zona de intercambio con el GSM, las amplitudes no presentan grandes variaciones espaciales y son cercanas a los 3 m.

Uno de los aspectos más importantes en la cuantificación del efecto de mezclado de la marea, es la correcta determinación de los flujos de energía y su disipación. En la región de estudio la mayor disipación se concentra en el sector E y N de PV (valores mayores a  $16 \text{ W m}^{-2}$ ) y en menor medida en las bocas del GN ( $> 3 \text{ W m}^{-2}$ ) y GSJ ( $> 1 \text{ W m}^{-2}$ ). La magnitud total de la disipación integrada en todo el dominio de estudio es cercana a 12,3 GW (Tonini & Palma, 2009), aproximadamente un 15% del total disipado en la plataforma Patagónica (Palma *et al.*, 2004a). En la boca del GSM se observó que la energía de disipación presentó valores que superan los  $0,1 \text{ W m}^{-2}$ , delimitando una zona de transición entre aguas de la plataforma y aguas del interior del GSM (Fig. 2a, líneas negras). En esta región, el aumento de mezcla vertical provocado por la marea genera frentes térmicos que separan durante la primavera-verano aguas estratificadas (en el interior y exterior del GSM) de aguas bien mezcladas (en la boca), detectados mediante datos satelitales (Glorioso, 1987; Gagliardini & Rivas, 2004; Romero *et al.*, 2006). Con el fin de validar estos resultados, se realizó la comparación de valores de amplitud de la marea en 16 estaciones costeras, a partir de datos de la tabla de marea elaborada por el Servicio de Hidrografía Naval Argentino (Fig. 2b). La gráfica indica una buena correlación entre los valores medidos y las observaciones, con máximos de error para la componente  $M_2$  inferior al 2% (máximo de 5,5 cm). El modelo reproduce con bastante precisión la amplificación que sufre la componente  $M_2$  dentro del GSM.





**Figura 2.** Análisis del modelo de mareas. a) Líneas cotidales en grados (rojas), de isoamplitud en cm (negras) y disipación de energía mareal en  $W m^{-2}$  (color) de la componente  $M_2$ , b) comparación de observaciones directas. Amplitudes de marea en estaciones costeras indicadas en Figs. 1b) y 1c) corrientes residuales de marea. Contornos azules indican sentido ciclónico, y contornos rojos sentido anticiclónico, d) elipses de marea de la componente  $M_2$ , medidas por Rivas (1997) & Moreira *et al.* (2009). Las líneas azules indican las mediciones y las líneas rojas los resultados del modelo.

**Figure 2.** Tidal model analysis. a) Isoamplitude lines in cm (red), cotidals lines in degrees (black) and tidal energy dissipation in  $W m^{-2}$  (colours), b) comparison between measurements and model results. Tidal amplitude at coastal stations indicated in Figs. 1b) and 1c) tidal residual currents. Blue contours indicates cyclonic circulation and red contours anticyclonic circulation, d) tidal ellipses of  $M_2$  constituent measured from Rivas (1997) and Moreira *et al.* (2009). The blue ellipses indicate the direct measurements and the red ellipses the model results.

El movimiento neto del agua dentro de la periodicidad que genera la marea es conocido como circulación residual, siendo su magnitud generalmente menor al de las corrientes instantáneas (Robinson, 1983). La figura 2c muestra los vectores transporte ( $H\vec{V}$ ), donde  $H$  es la profundidad y  $\vec{V}$  la velocidad media en la vertical y la función corriente calculada con esos transportes, luego de un promedio de 30 días. Se realizaron experimentos adicionales de períodos más extensos (1 año) sin variaciones importantes en el

patrón general mostrado. La circulación es principalmente ciclónica en la mayor parte de la región. Tanto el GSM como el GN presentan giros de cuenca en su interior. El flujo ingresa mayormente por el sector sur de la boca del GSM y forma un intenso giro de recirculación ciclónico en la zona sur sobre la entrada del GSJ con un máximo cercano a los  $0,08 Sv$  ( $1 Sv = 1.10^6 m^3 s^{-1}$ ). El flujo que continuó hacia el O gira hacia el N al alcanzar la costa y se va degradando mientras alimenta diversas ramas del giro ciclónico

interior (Fig. 2c). El GN se encuentra, al igual que el GSM, dominado por un giro cerrado de circulación ciclónica con transportes máximos de 0,05 Sv, con una distribución de líneas de corriente que siguen la batimetría del golfo. Al N y E de PV, sobre la costa, se generan giros de pequeñas dimensiones de sentido anticiclónico. Estos giros son producidos por rectificación topográfica de la onda de marea en bancos y depresiones (Park & Wang, 1994) y el sentido de giro es tal que dejan las regiones menos profundas a la izquierda, lo cual es consistente con resultados teóricos y numéricos previos de circulación en regiones macromareales (*i.e.* Lynch & Naimie, 1993).

Se compararon también los resultados obtenidos con el modelo y observaciones directas de corrientes medias en dos puntos cercanos al GN (Rivas, 1997) y en zonas costeras al interior del GSM (Moreira *et al.*, 2009) (Fig. 2d). La comparación se realizó con el nivel vertical más cercano a la profundidad del fondeo, de acuerdo a la discretización vertical seleccionada. La componente  $M_2$  muestra una subestimación leve (1,5%) de la amplitud en la boca del GN, con valores de  $0,43 \text{ m s}^{-1}$  y una buena coincidencia en la dirección de la corriente media. El fondeo más alejado de la boca muestra una amplitud de  $0,35 \text{ m s}^{-1}$  que difiere en 7% a la observación directa con la dirección levemente rotada. En las estaciones dentro del GSM y GSJ la comparación con los datos publicados por Moreira *et al.* (2009) para esta componente es muy buena, con errores dentro de lo esperable (máximos de 20° grados en la inclinación y 20% en la magnitud de las corrientes) (Fig. 2d).

### Golfos forzados por vientos del oeste

El esfuerzo del viento en la superficie es ampliamente reconocido como uno de los mayores forzantes de la variabilidad observada en el océano en escalas submareales. Desde el punto de vista del modelado, la respuesta barotrópica del océano forzada por el viento puede considerarse compuesta de tres componentes: a) la capa superficial de Ekman impulsada por el viento local, b) el campo de presiones y capas de fondo de Ekman asociadas que resultan de convergencias y divergencias del transporte de Ekman en la capa superficial, y c) efectos remotos transmitidos a la región de estudio a través de ondas costeras atrapadas (Greenberg *et al.*, 1997). En esta sección se estudiará la respuesta a un viento del O, transversal a la costa, temporalmente constante y de magnitud 0.1 Pa (EO1, Tabla 1). Estos son los vientos predominantes en la región (Palma *et al.*, 2004b). El modelo parte del reposo y se integra durante 60 días. Luego de un período transitorio de unos 20 días, evaluado a través

de la evolución temporal de la energía cinética promedio, el modelo alcanza un estado cuasi-estacionario. Se empleará para el análisis un promedio mensual entre los días 30 y 60. Para aislar el efecto indirecto de la marea, se compararán los resultados del modelo forzado con vientos, de aquel forzado simultáneamente por vientos y mareas pero donde se extraen las corrientes residuales de marea (EO2) (Davies & Lawrence, 1994). Posteriormente, se analiza la sensibilidad de estos resultados a cambios en la magnitud y dirección del viento.

### Flujo medio y circulación de los golfos

La estructura horizontal de la respuesta para el experimento EO1 en los tres golfos responde a un patrón general, separando cada golfo zonalmente en dos giros, uno anticiclónico en el O y otro ciclónico en el E (Fig. 3a). En el caso del GSM el giro O es más intenso en el SO y pierde intensidad hacia el N. El giro E es semicerrado y se comunica con la plataforma exterior. El intercambio total con la plataforma, con agua ingresando por el borde Sur de la boca y saliendo por el borde N, es del orden de los 0,08 Sv. Una parte importante del transporte que ingresa por el S permanece cerca de la boca del GSM y de la entrada del GSJ en giros de recirculación ciclónicos. El resto (del orden de 0,05 Sv) sigue hacia el N en dirección meridional y egresa por la costa N (Fig. 3a). En el caso de los GN y GSJ la comunicación del giro E con el exterior se halla muy restringida.

Los resultados del EO2 (que incluye indirectamente la disipación mareal) muestran un patrón general similar al EO1 pero con algunas diferencias (Fig. 3b). Los flujos costeros en la plataforma exterior, particularmente alrededor de la Península Valdés, son menos intensos, lo que conduce a un menor intercambio entre el GSM y el exterior. El giro anticiclónico E del GSM es menos intenso en la costa sur expandiéndose hacia el N y el O. Por otro lado, en la región occidental de los tres golfos se aprecia una reducción del transporte de los giros ciclónicos y la inhibición de giros de recirculación (*i.e.* S del GSM). El flujo superficial en la parte más profunda del GSM y GN se alinea en la dirección NE (Fig. 3c). La magnitud de las corrientes es de unos  $20 \text{ cm s}^{-1}$  en la parte superior de la capa de Ekman y disminuye rápidamente con la profundidad, siendo prácticamente nula por debajo de los 40 m (Fig. 4a). El balance de cantidad de movimiento transversal a la costa de la capa superficial establece un equilibrio entre el término de Coriolis, la difusión vertical (esfuerzo del viento) y el gradiente de presiones (Fig. 4b).

**Tabla 1.** Experimentos numéricos y sus características.

**Table 1.** Numerical experiments and their characteristics.

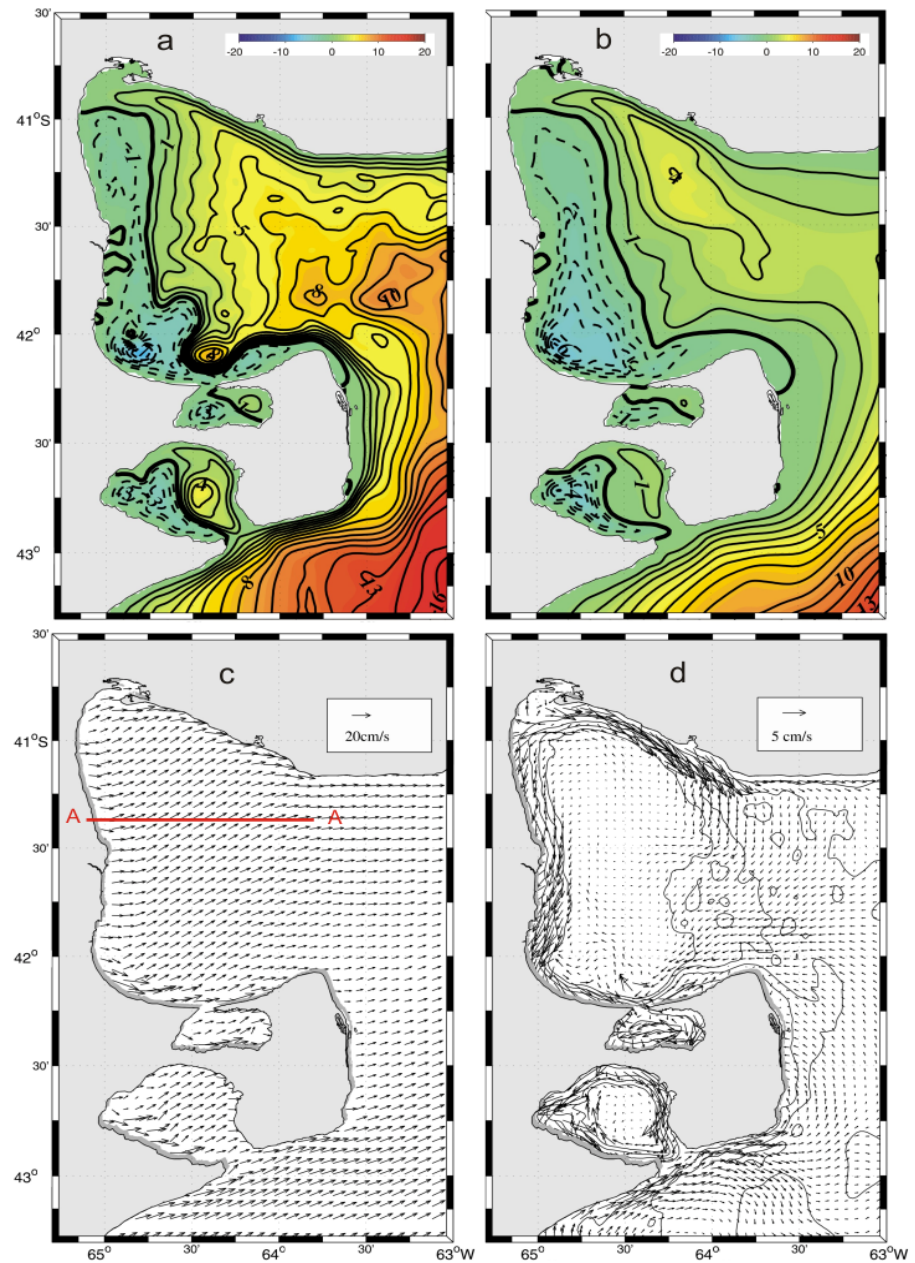
Experimento	Forzantes			
	Dirección viento	Magnitud viento	Marea	Disipación mareal
ET	-----	-----	Si	Si
EO1	Oeste	0.1 Pa	No	No
EO2	Oeste	0.1 Pa	No	Si
EO2a	Oeste	0.05 Pa	No	Si
EO2b	Oeste	0.2 Pa	No	Si
EE2	Este	0.1 Pa	No	Si
EN2	Norte	0.1 Pa	No	Si
ES2	Sur	0.1 Pa	No	Si
EO3	Oeste	0.1 Pa	Si	Si
EE3	Este	0.1 Pa	Si	Si
EN3	Norte	0.1 Pa	Si	Si
ES3	Sur	0.1 Pa	Si	Si

El esfuerzo del viento tiende a mover la masa de agua hacia el NE (siguiendo la dinámica de Ekman), y el gradiente de presiones generado indirectamente por el viento, tiende a moverla hacia el S. En las regiones costeras o en otras regiones donde la topografía es poco profunda (entrada del GSM), la dinámica está controlada mayormente por el gradiente de presiones (elevaciones) y el flujo de la capa superficial se alinea más con la dirección del viento (la componente meridional de la velocidad,  $v$  es casi nula), llegando en algunos casos a tener una componente hacia el S (15 km de la costa). Existen excepciones a esta regla que están relacionadas con la geometría de los golfos, en el GSM por ejemplo, las mayores velocidades superficiales se producen en la costa N, donde la profundidad es baja y la dirección del viento es efectivamente a lo largo de la costa (Fig. 3c). El flujo en la capa de fondo en el GSM presenta una estructura más compleja. Se observa que el agua que es expulsada del golfo en la capa superficial, retorna en mayor medida por un flujo de fondo intenso de aguas de la plataforma que ingresa por el N de PV (Fig. 3d). En la costa N del golfo, contrariamente, una parte del flujo de fondo se dirige hacia la plataforma exterior mientras que otra gira hacia el S y se une al flujo ingresante produciendo una surgencia generalizada en la costa O del golfo. El balance de momento para la capa de fondo (Fig. 4c) indica principalmente un balance geostrófico donde las corrientes siguen a las variaciones del gradiente de elevación; hacia el S en

la región costera y la boca y hacia el N (aunque con velocidades bajas) en la zona central. El balance promediado en la vertical (Fig. 4d) muestra que las ramas de los giros que se mueven hacia el S (Fig. 3b) responden a un efecto principalmente geostrófico dominado por las capas profundas y provocado indirectamente por la acción del viento sobre la costa y boca del GSM, mientras que el flujo medio de la región central, más débil, hacia el N es dominado por la acción directa del viento en la capa superficial. Los giros de recirculación apoyan la hipótesis de que a excepción de las zonas S y N de la boca, las aguas del golfo, por debajo de la capa de Ekman, se hallan en buena medida aisladas de la plataforma exterior (Piola & Rivas, 1997).

En el GN los vectores de velocidad superficial siguen un patrón similar al analizado para el GSM. Los vectores de velocidad de fondo muestran una mayor correlación con las isóbatas (Fig. 3d), generando un giro ciclónico en la zona más profunda y un giro menos definido anticiclónico en la costa O. La estructura tridimensional es tal, que el flujo va de la costa S a N en superficie; luego estas masas de agua se hunden en la costa N y vuelven a la costa S en dos direcciones: parte va hacia la boca y recircula volviendo por la parte profunda y el resto retorna por la costa O. Dada su reducida profundidad, en el GSJ los vectores de la capa superficial responden en gran medida a la dirección del viento.





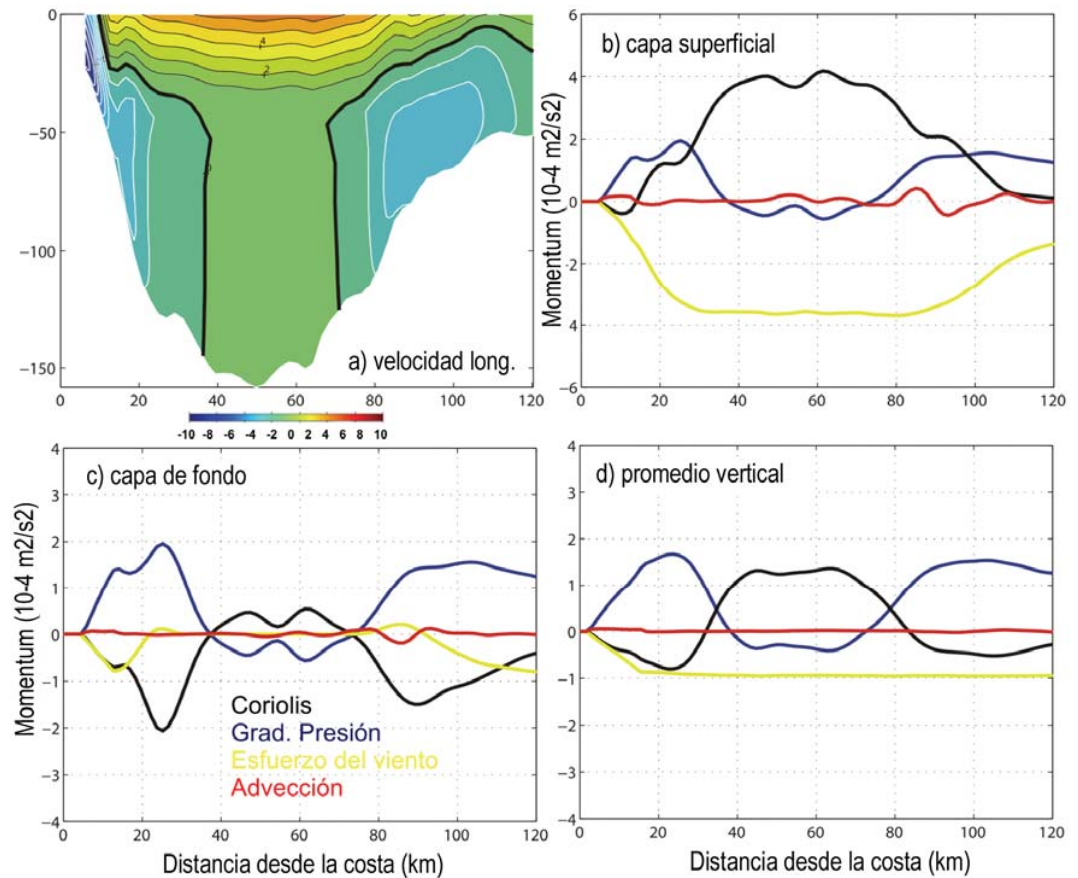
**Figura 3.** Circulación media para el modelo forzado con vientos del Oeste. a) Función corriente a partir de las velocidades medias (EO1), b) función corriente a partir de las velocidades medias (EO2). c) vectores velocidad en superficie para EO2, d) vectores velocidad en el fondo y topografía de fondo (líneas llenas) para EO2.

**Figure 3.** Mean circulation forced by westerly winds. a) Stream function based on averaged velocities (EO1), b) stream function based on averaged velocities (EO2), c) Surface currents from EO2, d) bottom currents from EO2 and bottom topography (full lines).

#### Sensibilidad a la magnitud del viento

Para evaluar la influencia que tiene la magnitud del viento sobre el modelo forzado por vientos medios se analizaron dos experimentos adicionales: un experimento EO2a en el cual se fuerza al modelo con un

viento de magnitud 0,05 Pa (la mitad de la utilizada en EO2), y otro EO2b donde el forzante es de magnitud 0,2 Pa (duplicando a EO2, Tabla 1). La circulación muestra patrones generales de circulación similares al experimento EO2, aunque con variaciones en



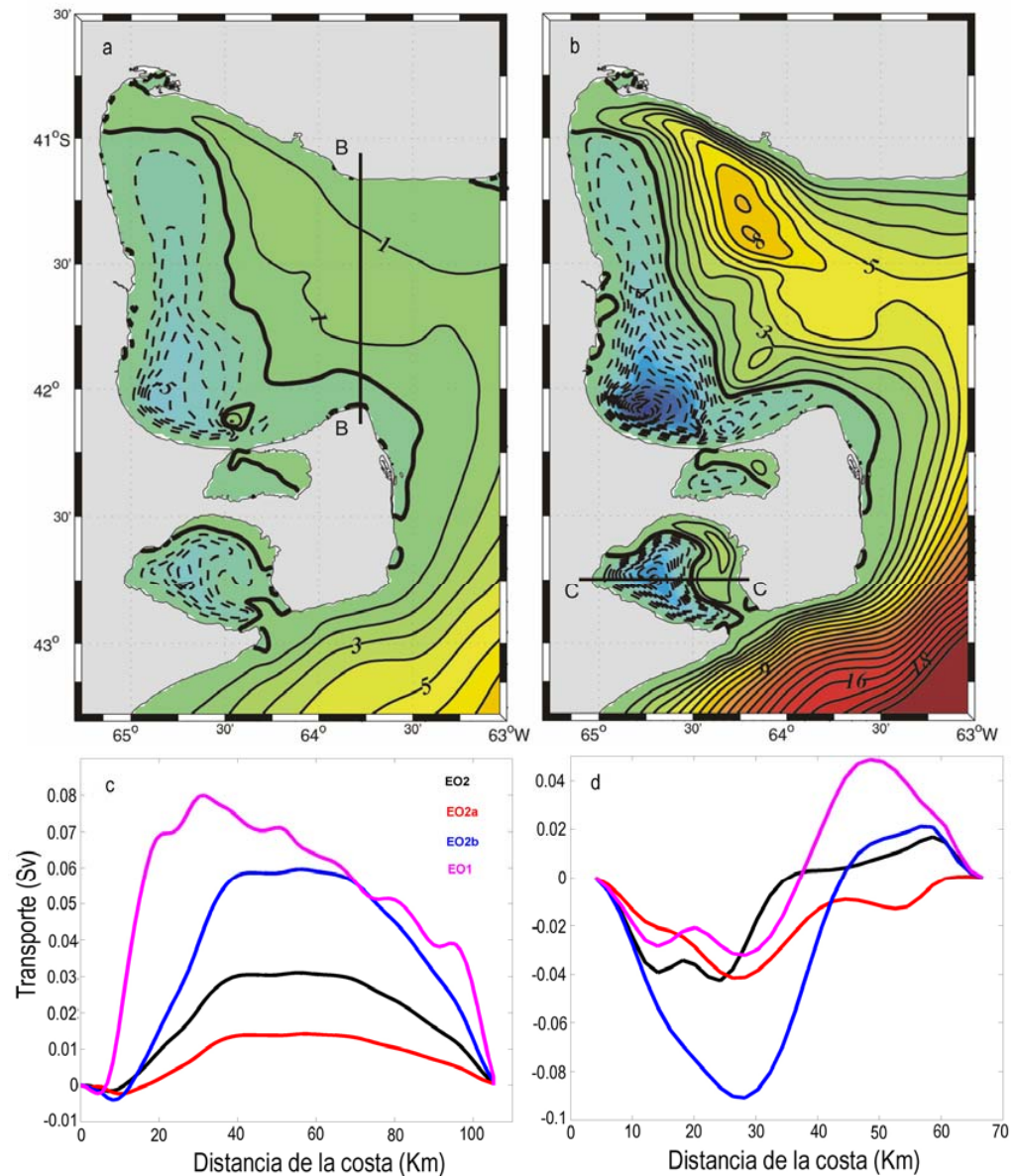
**Figura 4.** a) Velocidades perpendiculares a la transecta A-A para el experimento EO2, b) balance de momento transversal (x) en una capa superficial, c) ídem en una capa de fondo, d) ídem para el promedio en la vertical.

**Figure 4.** a) Velocity through the A-A transect from EO2, b) momentum balance (x-direction) for the a surface layer, c) ídem for deep layer, d) deep averaged momentum balance.

intensidad de los giros formados en el interior de los golfos y el transporte de intercambio con aguas externas. En el caso del EO2a (Fig. 5a) el giro anticiclónico en la costa O del GSM muestra similar intensidad, pero una dimensión mayor, ocupando gran parte del golfo y manteniendo su centro en el SO. El giro ciclónico principal disminuye aproximadamente a la mitad de la intensidad. El experimento que duplica la magnitud del viento (EO2b) incrementa la intensidad de la circulación y el transporte de manera regular en todo el dominio, con mayor intensificación de los giros anticiclónicos en la costa O, que tienen un impacto más directo del viento (Fig. 5b).

Para analizar el impacto de la magnitud del viento y la disipación mareal sobre los transportes a través de la boca del GSM y la intensidad de los giros del GN se analizará las curvas de función corriente en dos secciones, B-B y C-C respectivamente (Figs. 5c y 5d).

En estas curvas la pendiente indica la dirección e intensidad del flujo medio ( $u = \partial\psi / \partial y$ ), es decir pendientes positivas flujo entrante a la sección, pendientes negativas flujo saliente y con mayor pendiente indicando mayor intensidad de las corrientes medias. De esta manera, el máximo de las curvas representa el máximo transporte intercambiado a través de la sección. Para la boca del GSM este transporte es mayor en el caso forzado con vientos de 0.1 Pa y sin efecto disipativo indirecto de la marea (EO1). El flujo hacia el golfo es más intenso y concentrado en la zona S de la boca (primeros 30 km), mientras que el egreso se distribuye en el resto de la sección, intensificándose cerca del borde norte (90-100 km) (Fig. 5c). La situación cambia cuantitativamente con el agregado de la mezcla mareal (EO2). En este caso el transporte máximo de intercambio se reduce a 0,03 Sv, con una zona de ingreso y egreso



**Figura 5.** Estudio de sensibilidad a la magnitud del viento. a) Función corriente para las velocidades promediadas en vertical (EO2a), b) función corriente para las velocidades promediadas en vertical (EO2b), IC=1, c) transportes en la boca del GSM (transecta B-B), d) transportes en el interior del GN (transecta C-C). Escala de colores en a) y b) idem Fig. 4a.

**Figure 5.** Sensitivity analysis to wind magnitude. a) Stream function based on vertical averaged velocities (EO2a), b) stream function based on vertical averaged velocities (EO2b), CI=1, c) transport at the mouth of San Matías Gulf (B-B transect), d) transport inside the Nuevo Gulf (C-C transect). Colour scale in a) and b) same as Fig. 4a.

más amplia y una zona central prácticamente sin movimiento. Cuando los vientos aumentan o disminuyen de magnitud, el intercambio se modifica en forma directamente proporcional, siendo cercano a 0,015 Sv, si el esfuerzo de viento es 0.05 Pa (EO2a) y aumenta hasta 0.06 Sv cuando el esfuerzo de viento es de 0.2 Pa (EO2b) (Fig. 5c). Esto en parte es debido a que el transporte en aguas de la plataforma aumenta

junto con la intensidad del viento y favorece a un mayor intercambio (Fig. 5b). El corte que atraviesa zonalmente el interior del GN muestra que para el experimento sin disipación mareal el giro ciclónico sobre la costa E es de mayor intensidad (0,05 Sv) que el anticiclónico (0,03 Sv) (curva EO1, Fig. 5d). La disipación mareal disminuye sustancialmente el giro ciclónico (casi anulándolo) y aumenta levemente la



intensidad del giro anticiclónico (EO2). Este patrón se ve fortalecido con la disminución de la intensidad del viento llegando incluso a anularse el giro ciclónico (EO2a y Fig. 5a). Si el viento duplica su intensidad el giro anticiclónico alcanza su máxima magnitud (0,09 Sv).

### Sensibilidad a la dirección del viento

Para analizar la respuesta de los golfos frente a cambios en la dirección del viento se diseñaron tres experimentos adicionales: vientos del N (EN2), vientos del E (EE2) y vientos del S (ES2) (Tabla 1). En todos los casos se tiene en cuenta el efecto disipativo (indirecto) pero no las corrientes residuales de la marea. Además de contribuir a la comprensión del efecto de vientos espacialmente variables, estos experimentos idealizados pueden ser útiles también para la interpretación de mediciones que normalmente se realizan durante períodos cortos de tiempo y se hallan influenciados por eventos particulares de vientos. A continuación se analizará con más detalle la acción de un viento de dirección N (transversal al estudiado en la sección anterior).

La circulación media forzada por vientos del N responde con giros de circulación al igual que en el EO2, aunque la división de estos giros se orienta meridionalmente. En el GSM se genera un giro anticiclónico, intenso y definido en el NO que transporta 0,1 Sv y otro ciclónico al SE de menor intensidad y menos definido que transporta 0,05 Sv y se comunica con aguas de plataforma produciendo un intenso intercambio con el golfo (Fig. 6a). Los golfos GN y GSJ muestran giros de menor intensidad y un mayor aislamiento con el exterior. El GN tiene un comportamiento similar al GSM con un mayor dominio del giro anticiclónico NO, aunque debido a la orientación de su costa muestra una división de los giros más zonal, siendo el giro oriental ciclónico y muy débil. La circulación de los golfos forzados por vientos del E (Fig. 6b) y S (Fig. 6c) muestra una estructura similar a los casos descritos previamente (O y N, respectivamente), pero con sentido de circulación opuesto. No obstante, esta inversión en la circulación no es completamente simétrica debido a la particular orientación de las costas con la dirección del viento.

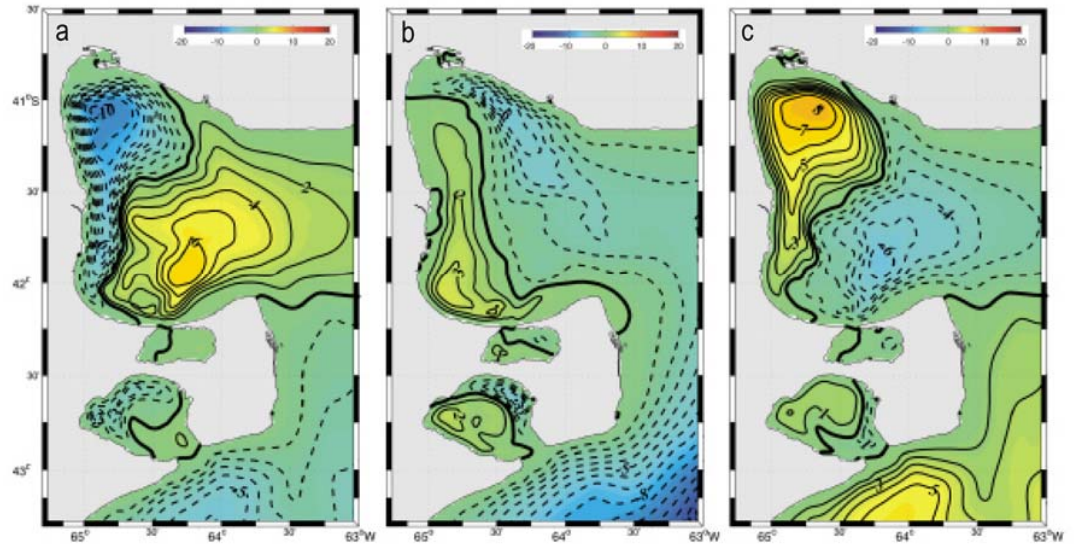
La estructura vertical del flujo para vientos del N, muestra un flujo superficial mucho más intenso penetrando a mayor profundidad en la costa O y en la zona de la boca de los golfos, mientras que la región central muestra una capa de Ekman muy poco profunda. La distribución vertical del flujo se realiza en dos capas, siendo el retorno por la región central del golfo bajo la capa de Ekman, principalmente entre

10 y 50 m de profundidad (Fig. 7a). En la región costera, el balance de cantidad de movimiento transversal a la costa en la capa superficial (Fig. 7b), muestra que el esfuerzo del viento (término difusivo vertical) se ve potenciado por una corriente geostrofica generada por la depresión del nivel del mar asociada al transporte aguas afuera. A excepción de esa región costera, el flujo en la capa de fondo es hacia el S (opuesto a la dirección del viento) y regulado por un balance geostrofico (Fig. 7c). El balance promediado en la vertical (Fig. 7d) muestra que la estructura transversal de los giros responde también a un balance geostrofico.

### Golfos forzados por vientos y marea

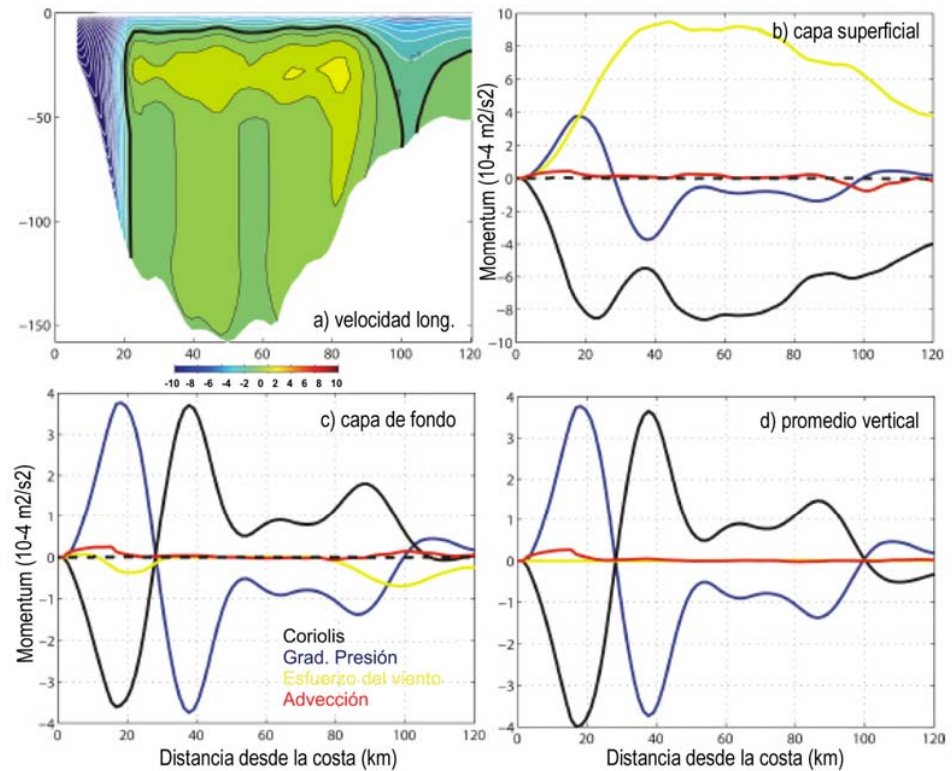
El efecto directo de la marea sobre la circulación general forzada por los vientos se obtiene agregando a la solución analizada anteriormente, el efecto de las corrientes residuales de marea calculadas con el experimento ET (EO3, Tabla 1). Las isolíneas de elevación indican máximas elevaciones en la parte este del dominio principalmente en el N y la costa E del GSJ y GN, donde los valores alcanzan los 0,02 m en contraste de abruptas depresiones al N de PV (~0,15 m, Fig. 8a). En la boca del GSM, se aprecia una zona de transición de elevación cercana a cero, donde la mezcla vertical por mareas es importante y está delimitada por la zona de máxima disipación mareal (Fig. 2a).

Uno de los cambios con respecto al experimento forzado solo por viento, es la reducción del giro anticiclónico de la costa O del GSM, el cual se restringe a la zona S del golfo (Fig. 8b). De esta manera el forzante de marea impone una circulación ciclónica (horaria), que enmascara o inhibe la circulación impuesta por el viento, aun cuando la magnitud del viento es importante (~0,1 Pa). Se visualizan claramente las estructuras de menor escala típicas de la circulación residual forzada por marea, los giros anticiclónicos al N de PV y los cuadrupolos a la entrada del GSJ y GN, producto de la rectificación de la onda de marea por variación en la línea de costa y topografía de fondo. En el GN se observa un cambio más importante, con circulación predominante ciclónica dominada por las corrientes residuales de marea, y dos pequeños giros antici-clónicos de recirculación, uno en la costa O y otro al SE, cercano a la boca, más intenso y definido. El GSJ muestra una marcada influencia de las corrientes residuales de marea, generando un dipolo de giros de recirculación que dominan prácticamente toda la dinámica en el golfo. La costa E del golfo, la cual presenta zonas poco profundas, muestra leves variaciones influenciadas por los vientos del O.



**Figura 6.** Estudio de sensibilidad a la dirección del viento. Función corriente para las velocidades promediadas en vertical. a) Experimento con viento N (EN2), b) experimento con viento E (EE2), c) experimento con viento S (ES2).

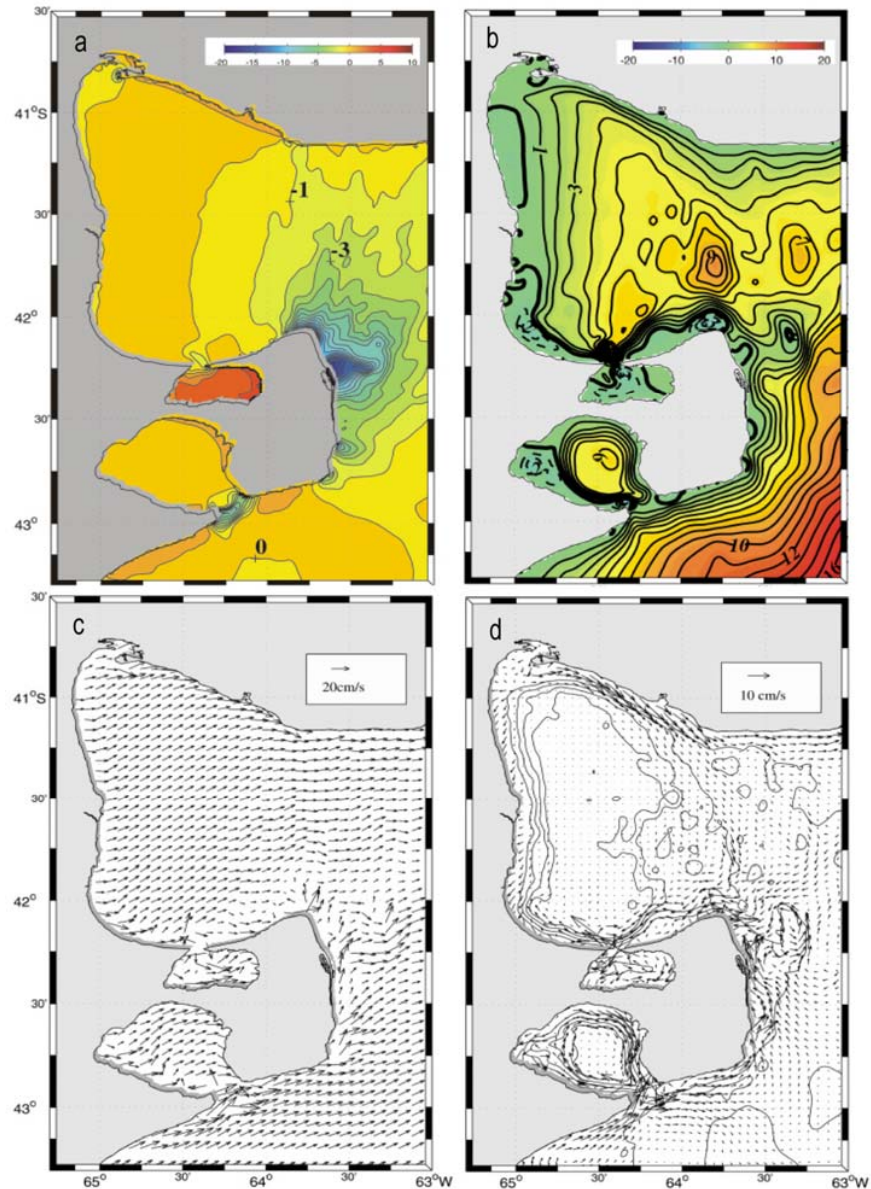
**Figure 6.** Sensitivity analysis to wind direction. Stream function based on vertical averaged velocities. a) N wind experiment (EN2), b) E wind experiment (EE2), c) S wind experiment (ES2).



**Figura 7.** a) Velocidades perpendiculares a la transecta A-A para el experimento EN2, b) balance de momento transversal (x) en una capa superficial, c) ídem en una capa de fondo, d) ídem para el promedio en la vertical.

**Figure 7.** a) Velocity trough the A-A transect from EN2, b) momentum balance on (x-direction) for the surface layer, c) idem for deep layer, d) depth averaged momentum balance.





**Figura 8.** Circulación media para el experimento forzado simultáneamente por mareas y vientos del O (EO3). a) Elevación de la superficie libre y vectores velocidad media, b) función corriente para las velocidades promediadas en vertical, c) vectores velocidad en superficie, d) vectores velocidad en el fondo.

**Figure 8.** Mean circulation for experiment forced with tides and westerly winds (EO3). a) Free surface elevations and mean velocities, b) stream function based on vertical averaged velocities, c) surface currents, d) bottom currents.

En el interior del GSM y GN y en aguas externas al golfo, las velocidades superficiales giran hacia el NE como indica la teoría de Ekman (Fig. 8c). En la zona de transición delimitada entre la boca del GSM y el frente de PV, en la boca del GN y GSJ, las velocidades se reducen en módulo y la dirección no es tan precisa debido a que el factor dominante es la advección no-lineal generada por rectificación topo-

gráfica de la onda de marea. Este efecto se aprecia claramente en el balance de cantidad de movimiento, donde la dinámica impuesta por marea modifica sustancialmente los términos de advección no-lineal y gradiente de presiones (Fig. 9a). Los flujos de fondo en el GSM muestran corrientes más intensas en la costa y más débiles en las zonas profundas del golfo (Fig. 8d), marcando el claro aporte de las corrientes

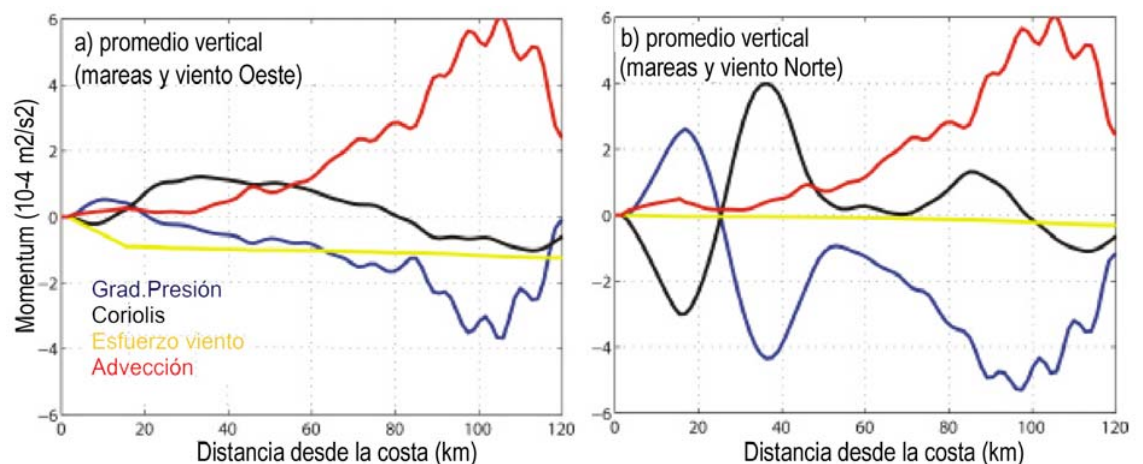
residuales de marea. Las corrientes de fondo en el GN tienen circulación de sentido horario indicando que el giro ciclónico medio se extiende sobre toda la columna de agua.

Para el caso forzado por vientos del N (EN3, Tabla 1), disminuye levemente el transporte del giro anticiclónico NO en el GSM y se intensifica el giro ciclónico al SE y conexión con aguas de plataforma. En la boca del GSM aparecen los giros de recirculación anticiclónicos al NE de PV, mostrando una dinámica más intensa con respecto al EN2 (Fig. 10a). El giro al NO está controlado por el viento en balance geostrófico, entre el gradiente de presiones y Coriolis, mientras que hacia la boca del golfo, los términos advectivos no-lineales se amplifican gobernando la dinámica y equilibrándose con el gradiente de presiones (Fig. 9b). El GN adopta una circulación más dependiente de la topografía de fondo, donde la zona interna y profunda es dominada completamente por un giro ciclónico. El giro anticiclónico al NO generado por el viento queda reducido a zonas de baja profundidad cercana a la costa. En la zona de la boca del GN, al igual que en el GSJ, se observa una intensa dinámica gobernada por los giros de recirculación (cuádruplos) que genera la marea. El interior del GSJ tiene una débil circulación en comparación a la observada en la boca (Fig. 10a).

Al incluir la marea al caso de vientos del E (EE3), los giros anticiclónicos al NE de los golfos se

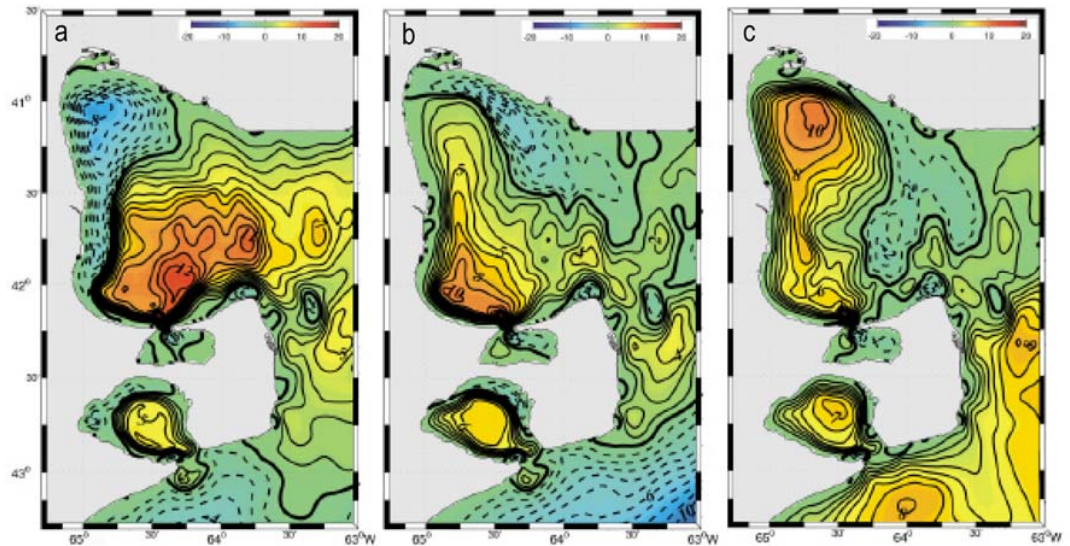
inhiben en parte, reduciéndose a la costa N y la circulación ciclónica logra una influencia mayor en el interior (Fig. 10b). En el caso de vientos del S (ES3), se muestra un gran dominio de los giros ciclónicos, principalmente en el GN donde queda enmascarado por completo el giro anticiclónico del caso forzado sólo por viento (Fig. 10c). Tanto para el caso EE3 como para el ES3, persisten las estructuras generadas por marea como cuádruplos y giros de cuenca y de recirculación.

Un análisis de los transportes de intercambio de las aguas del GSM con la plataforma, muestra que la marea (Fig. 11a, línea cian) impone un transporte máximo de 0,06 Sv a 40 km (mitad S), con ingreso por el S y egreso por el N. Los diferentes patrones de vientos influyen en las magnitudes del transporte pero no permiten modificar esta estructura general. Los vientos N y O son aquellos que inducen el mayor transporte a través de la boca (0,1 y 0,08 Sv), mientras que los vientos E y S logran reducir el transporte de egreso llegando a invertirlo cerca de la costa N (Fig. 11a, Figs. 10a y 10c). Los transportes a través de la transecta C-C en el GN indican que el giro ciclónico impuesto por marea (Fig. 11b, línea cian) entre los 30 y 60 km, es prácticamente invariable frente a los cambios de dirección del viento y transportan aprox. 0,06 Sv, mientras que en la costa O del golfo (de 0 a 30 km) los vientos N y O generan un transporte en sentido anticiclónico que transporta 0,03 Sv (Fig. 11b).



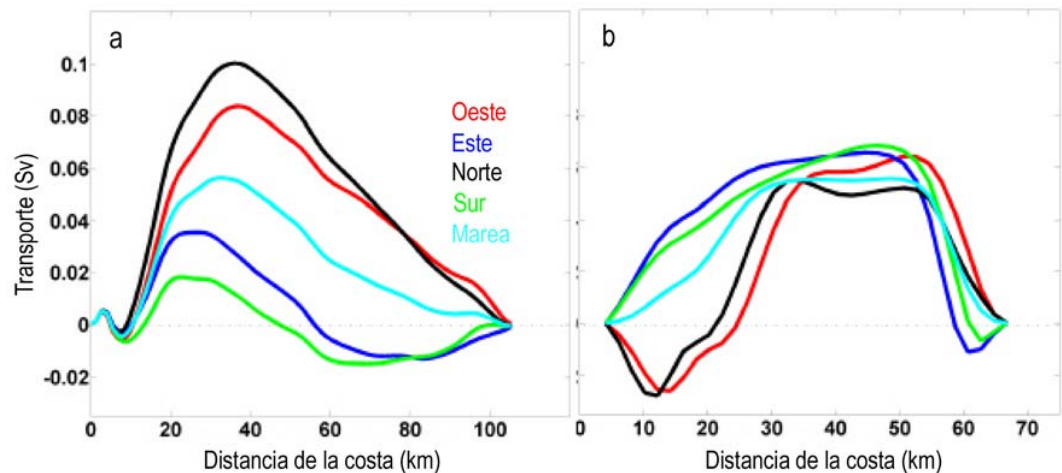
**Figura 9.** Balances de momento transversal (x) en la transecta A-A. a) Experimento EO3, b) experimento EN3.

**Figure 9.** Momentum balance in the x-direction at A-A transect. a) Experiment EO3, b) experiment EN3.



**Figura 10.** Función corriente para los experimentos. a) Viento N (EN3), b) viento E (EE3), c) viento S (ES3).

**Figure 10.** Stream function for the experiments. a) N wind (EN3), b) E wind (EE3), c) S wind (ES3).



**Figura 11.** a) Transporte a través de la boca del GSM (transecta B-B), b) transporte a través de una sección de corte el GN (transecta C-C).

**Figure 11.** a) Transport through the mouth of SMG (B-B transect), b) transport inside the NG (C-C transect).

## DISCUSIÓN

En este trabajo se analizó en detalle la respuesta barotrópica de los golfos norpatagónicos cuando son forzados por marea y vientos idealizados en superficie. Las comparaciones del modelo de mareas con mediciones existentes indican una buena concordancia con los valores de amplitud de la componente principal  $M_2$  y magnitud e inclinación de las elipses de marea.

La circulación inducida por viento del O en los tres golfos responde a un patrón general, separando cada

golfo zonalmente en dos giros, uno anticiclónico en el O y otro ciclónico en el E. En el caso del GSM el giro al E es el que se comunica parcialmente con la plataforma. En el caso de los golfos Nuevo y San José la comunicación con el exterior se halla muy restringida. La inclusión del efecto indirecto (disipación) producido por la marea genera flujos menos intensos sobre la costa en la plataforma exterior, lo que conduce a un menor intercambio entre el GSM y el exterior, y giros más débiles en el interior de los tres golfos. El flujo superficial consiste en campos asociados a la capa de Ekman y al campo de



presiones generado por el gradiente de elevaciones. En regiones profundas el flujo superficial gira hacia la izquierda respecto a la dirección del viento siguiendo la teoría de Ekman. El flujo de fondo presenta una estructura más compleja, donde se observan giros de recirculación ciclónicos en el GN y GSM, que confirman la hipótesis de que a excepción de las zonas S y N de la boca, las aguas del golfo por debajo de la capa de Ekman se hallan en buena medida aisladas de la plataforma exterior (Rivas & Beier, 1990). Los experimentos numéricos de sensibilidad a la magnitud del viento, muestran que ésta impacta directamente sobre la intensidad de la circulación generada, tanto en la distribución espacial como tridimensional. A mayor intensidad del viento se intensifican los giros anticiclónicos sobre la costa oeste e indirectamente los ciclónicos y el transporte a través de la boca y se profundiza la capa de Ekman afectada por los flujos superficiales.

Los experimentos de sensibilidad a la dirección del viento mostraron una estructura de circulación en los golfos en giros separados meridionalmente cuando los vientos son paralelos a la costa (N y S) y giros divididos zonalmente cuando los vientos son perpendiculares a la costa (O y E). Los vientos del N generan una intensa circulación en el GSM, siendo favorecidos por la extensa costa oeste del GSM, con transportes máximos en el giro anticiclónico NO y el ciclónico que conecta con la plataforma exterior.

La circulación forzada por vientos en el GN y GSJ, por su geometría podría asemejarse al comportamiento de grandes lagos, debido a la reducida conexión con el exterior. Csanady (1973) analizó el movimiento barotrópico inducido por vientos en el lago Ontario, encontrando una circulación media compuesta por dos giros. El autor atribuye esta distribución a los intensos “jets” costeros generados por el esfuerzo directo del viento (y en la misma dirección) y el retorno del flujo por las zonas profundas. De esta manera, para un viento O, el flujo medio debería ser hacia el E en las costas S y N y hacia el O en la zona más profunda, conformando dos giros uno anticiclónico al S y otro ciclónico al N. Exceptuando la capa de Ekman, este parece ser el patrón general de circulación reproducido por el modelo (Fig. 3b). Davies & Lawrence (1994) realizaron experimentos con vientos constantes en el mar de Irlanda incluyendo el efecto disipativo de la marea mediante una fricción de fondo calculada en base a las corrientes residuales de la componente  $M_2$ . Los autores encuentran efectos similares en cuanto a la reducción de las magnitudes de las corrientes generadas sólo por el viento y producido por la mayor penetración vertical de la energía del viento en profundidad, dependiendo de la turbulencia local generada por marea.

Los resultados son también consistentes con una modelización previa, que utiliza el modelo numérico POM forzado por vientos y desarrollado en un dominio más extendido y de menor resolución espacial (Tonini *et al.*, 2006). Los autores encuentran un patrón general de circulación dentro del GSM para vientos del O y del N (giros anticiclónicos en el E y ciclónicos en el O) que es similar al descrito en este trabajo, aunque los giros anticiclónicos son menos intensos y más extendidos zonalmente, mientras que los giros ciclónicos son más cerrados y con menor comunicación con la plataforma externa (Tonini *et al.*, 2006). Estas diferencias podrían estar asociadas a la menor resolución y por lo tanto, mayor suavizado batimétrico del modelo previo en particular, con respecto a una mejor representación de la región costera y de la boca del GSM. Por las mismas razones, los patrones de giro en los GN y GSJ son poco definidos y por lo tanto, no son analizados en el trabajo mencionado.

Si adicionamos las corrientes residuales de marea, la circulación media queda en gran medida dominada por estas últimas como son los giros anticiclónicos al norte de PV, los cuadrupolos a la entrada del GSJ y GN y circulación ciclónica en el GSM y GN, producto de la rectificación de la onda de marea por variación de la topografía de fondo. A pesar que la magnitud de los vientos es importante (0,1 Pa), no alcanzan para modificar las estructuras impuestas por el forzante de marea. La mezcla por marea en la zona de estudio es muy intensa y en las regiones donde es máxima, el flujo superficial también es modificado. El transporte en la boca del GSM para el caso de marea (ET) muestra un máximo ingresando por el sur y egreso por el N, el cual se ve favorecido por el generado por viento N (EN3), produciendo un transporte máximo de intercambio, y vientos O (EO3). Los vientos del E y S reducen el transporte entre el GSM y la plataforma, debido a que generan circulación opuesta a la marea, resultando una circulación más aislada en el interior. En el caso del GN, la circulación en el interior generada por la marea (ET) muestra un sentido ciclónico que favorece el inducido por vientos del E y S, mientras que los experimentos del N y O, se oponen en la costa O generando un transporte en sentido anticiclónico.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la financiación de los siguientes proyectos de investigación: PICT04-25533 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica), PGI-240086 (UNS), PIP05-6138 (CONICET) y PIP09-112-200801-03072 (CONICET). Parte de este trabajo también ha sido realizado con la ayuda del

proyecto CRN 2076 otorgado por el Inter-American Institute for Global Change Research (IAI). El IAI es financiado por la US National Science Foundation (Grant GEO-0452325).

## REFERENCIAS

- Acha, E.M., W.H. Mianzan, R.A. Guerrero, M. Favero & J. Bava. 2004. Marine fronts and the continental shelves of Austral South America, physical and ecological processes. *J. Mar. Syst.*, 44: 83-105.
- Akaprahmian, R. 1991. Estudio de la circulación inducida por el viento en el Golfo San Matías aplicando el modelo COX/CIMA. Tesis de Licenciatura, Instituto Tecnológico de Buenos Aires, 38 pp.
- Amoroso, R.O. & D.A. Gagliardini. 2010. Inferring complex hydrographic processes using remote-sensed images: turbulent fluxes in the patagonian gulfs and implications for scallop metapopulation dynamics. *J. Coastal Res.*, 26(2): 320-332.
- Blumberg, A.F. & G.L. Mellor. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, Three-Dimensional coastal ocean models. N. Heaps (ed.). American Geophysical Union, 208 pp.
- Carreto, J.I., C.A. Verona, A.B. Casal & M.A. Laborde. 1974. Fitoplancton, pigmentos y condiciones ecológicas del golfo San Matías III. Instituto de Biología Marina de Mar del Plata, Informe N°10. Contribución 237, CIC Pcia. Buenos Aires, 10: 49-76.
- Csanady, G.T. 1973. Wind-induced barotropic motions in long lakes. *J. Phys. Oceanogr.*, 3: 429-438.
- Davies, A.M. & J. Lawrence. 1994. The response of the Irish Sea to boundary and wind forcing: results from a three-dimensional hydrodynamic model. *J. Geophys. Res.*, 99: 22665-22687.
- Framiñan, M.B., C.F. Balestrini, A.A. Bianchi, G. Demilio & A.R. Piola. 1991. Datos CTD y series temporales de velocidad, temperatura y conductividad en el golfo San Matías. Servicio de Hidrografía Naval, Argentina. Informe Técnico, 63: 39 pp.
- Gagliardini, D.A. & A.L. Rivas. 2004. Environmental characteristics of San Matías Gulf obtained from LANDSAT-TM and ETM+data. *Gayana, Concepción*, 68(2): 186-193.
- Glorioso, P.D. 1987. Temperature distribution related to shelf-sea fronts on the Patagonian shelf. *Cont. Shelf Res.*, 7(1): 27-34.
- Glorioso, P.D. & R.A. Simpson. 1994. Numerical modelling of the M2 tide on the northern Patagonian Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 14: 267-278.
- Glorioso, P.D. & R.A. Flather. 1997. The Patagonian shelf tides. *Prog. Oceanogr.*, 40: 263-283.
- Greenberg, D.A., J.W. Loder, & Shen, D.R. Lynch & C.E. Naimie. 1997. Spatial and temporal structure of the barotropic response of the Scotian shelf and gulf of Maine to surface wind stress: a model-based study. *J. Geophys. Res.*, 102: 897-915.
- Lynch, D.R. & C.E. Naimie. 1993. The  $M_2$  tide and its residual on the outer banks of the gulf of Maine. *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 2222-2253.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams, & A. Shchepetkin. 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Model.*, 3: 1-20.
- Mazio, C.A., W.C. Dragani, F.J. Caviglia, & J.L. Pousab. 2004. Tidal hydrodynamics in Golfo Nuevo, Argentina, and the adjacent continental shelf. *J. Coast. Res.*, 20(4): 1000-1011.
- Mellor, G.L. & T. Yamada. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20: 851-875.
- Moreira, D., C.G. Simionato, W.C. Dragani & M.N. Nuñez. 2009. Tidal and residual currents observations at San Matías and San José gulfs, northern Patagonian, Argentina. *J. Coast. Res.*, 25(4): 957-968.
- Palma, E.D., R.P. Matano & A.R. Piola. 2004a. A numerical study of the southwestern Atlantic shelf circulation: barotropic response to tidal and wind forcing. *Geophys. Res.*, 109, CO8014, doi:10.1029/2004JC002315.
- Palma, E.D., R.P. Matano, A.R. Piola & L.E. Sitz. 2004b. A comparison of the circulation patterns over the southwestern Atlantic shelf driven by different wind climatologies. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24303, doi: 10.1029/2004GL021068.
- Park, M.J., & D.P. Wang. 1994. Tidal vorticity over isolated topographic features. *Cont. Shelf Res.*, 14: (13/14), 1583-1599.
- Piola, A.R. & A.L. Rivas. 1997. Corrientes en la plataforma continental. In: E.E. Boschi (ed.). *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros*. INIDEP, 1: 119-132.
- Piola, A.R. & L.M. Scasso. 1988. Circulación en el Golfo San Matías. *Geoacta*, 15(1): 33-51.
- Rivas, A.L. 1989. Corrientes originadas por la acción del viento y la marea en el Golfo Nuevo. *Geoacta*, 16: 185-205.
- Rivas, A.L. & E.J. Beier. 1990. Temperature and salinity fields in the northpatagonic gulfs. *Oceanol. Acta*, 13: 15-20.



- Rivas, A.L. 1997. Current meter observations in the Argentine continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 17: 391-406.
- Robinson, I.S. 1983. Tidally induced residual flows. In: B. Johns (ed.). *Physical oceanography of coastal and shelf seas*. Elsevier, Amsterdam, 321-356 pp.
- Romero, S.L., A.R. Piola, M. Charo & C.E. García. 2006. Chlorophyll-*a* variability off Patagonia based on Sea WiFS data. *J. Geophys. Res.*, 111, C05021, Doi: 10.1029/2005JC003244.
- Scasso, L.M. & A.R. Piola. 1988. Intercambio neto de agua entre el mar y la atmósfera en el Golfo San Matías. *Geoacta*, 15(1): 13-31.
- Shchepetkin, A.F. & J.C. McWilliams. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean. Model.*, 9: 347-404.
- Tonini, M, E.D. Palma, & A. Rivas. 2006. Modelo de alta resolución de los golfos patagónicos. In: A. Cardona, N. Nigro, V. Sonzogni & M. Storti (eds.). *Mecánica computacional XXV*, AMCA, Santa Fé, 25: 1461-1479.
- Tonini, M, & E.D. Palma. 2009. Circulación residual y vorticidad mareal en los golfos norpatagónicos. In: C.G. Bauza, P. Lotito, L. Parente & M. Vénere (eds.). *Mecánica computacional XXVIII*, AMCA, Tandil, 28: 2851-2867.

*Received: 25 October 2010; Accepted: 3 October 2011*