

MODELO HIDRODINAMICO DEL ESTRECHO DE MAGALLANES.

Maximiliano G. Sassi y Elbio D. Palma

Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, Bahía Blanca (8000), Buenos Aires, Argentina.

Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET, Florida 7000, Bahía Blanca (8000), Bahía Blanca (8000), Buenos Aires, Argentina.

mgsassi@criba.edu.ar, uspalma@criba.edu.ar

Keywords: Estrecho de Magallanes, Modelo Hidrodinámico, Simulación numérica.

Resumen. En este trabajo nos proponemos estudiar la estructura del transporte medio en la boca Atlántica del Estrecho de Magallanes y evaluar la importancia relativa de los mecanismos físicos que lo producen mediante la aplicación de un modelo numérico de circulación. El modelo simula la circulación generada por la marea en el Estrecho mediante la imposición de elevaciones prescriptas en ambas bocas oceánicas extraídas de mediciones costeras. El efecto remoto del viento se cuantifica mediante la inclusión de elevaciones residuales de la superficie libre a ambos lados del Estrecho estimadas por medio de modelos globales. El efecto local del viento se simula mediante la inclusión en la superficie de un viento de magnitud y dirección predominante en la región (Oeste). La influencia de la estratificación sobre la circulación se estudia incluyendo una variación vertical inicial de salinidad extraída de mediciones y forzando el modelo mediante una relajación (en la boca del Pacífico) a un valor de salinidad superficial observada. La estimación más realista del transporte se sitúa en $80000 \text{ m}^3/\text{s}$ y dirigido hacia el Atlántico. Las simulaciones muestran además que la acción dinámica local y remota del viento contribuye en mayor medida que la marea al transporte neto de aguas del Estrecho hacia la Plataforma Continental Argentina.

1 INTRODUCCION

Uno de los rasgos oceanográficos más importantes de la circulación oceánica superficial en la Plataforma Continental Argentina (PCA) es la presencia de una zona de baja salinidad ($S < 33.6$ partes por mil) que se extiende desde el Estrecho de Magallanes hasta las cercanías del Río de la Plata (Guerrero y Piola, 1997). Dado que el balance de evaporación menos precipitación de la plataforma no predice un aporte significativo de agua dulce durante el año, algunos autores han atribuido la existencia del mínimo de salinidad a la descarga de aguas diluidas provenientes del Estrecho de Magallanes (Krepper 1977; Krepper y Rivas, 1979). Estas aguas diluidas son transportadas luego por advección y difusión hacia el Nor-noreste formando en el centro de la plataforma una pluma de baja salinidad que ha dado en llamarse Corriente Patagónica (Brandford y Castello, 1971). De esta manera, la circulación termohalina (forzada por gradientes de densidad) superficial en la PCA interna y central se hallaría en parte controlada por la mezcla e intercambio de masas de agua producida en el área del Estrecho de Magallanes.

El Estrecho de Magallanes es una importante vía marítima de unos 570 km localizada en el extremo sur de América del Sur que conecta el Océano Pacífico Sur con el Océano Atlántico Sur (ver Figura 1). Como factores relevantes que regulan la hidrodinámica del Estrecho aparecen la geomorfología de la cuenca, particularmente sus estrechamientos en la zona Este; la fuerte influencia de la marea en la boca Atlántica; los fuertes vientos del Oeste y las diferentes características termohalinas de las aguas que ingresan al Estrecho por el Atlántico y el Pacífico. La boca del Pacífico se halla sometida a un exceso de precipitación anual cercano a los 5000 mm, lo que genera valores de salinidad superficial cercanos a 28 partes por mil. En la zona central, existen además importantes aportes de agua dulce, tanto fluviales como glacio-fluviales (Panella et al., 1991). Estas fuentes de aguas de baja salinidad serían luego transportadas por advección-difusión hacia la boca Atlántica y posteriormente alimentarían a la Corriente Patagónica.

Simulaciones de la circulación oceánica llevadas a cabo mediante modelos numéricos globales (Tokmakian et al., 1999) y observaciones satelitales de la elevación de la superficie libre del mar muestran un desnivel entre la boca del Pacífico (+0.10 m) y la boca del Atlántico (-0.08 m) que favorecería la existencia de un flujo medio hacia el Atlántico. Esta hipótesis no ha sido corroborada por mediciones posteriores o modelos, y al presente el flujo neto a través del Estrecho y por lo tanto su aporte a la PCA permanece como una incógnita. En este trabajo proponemos examinar las características hidrodinámicas de la circulación oceánica en el Estrecho de Magallanes mediante una simulación por computadora que emplea un modelo numérico tridimensional.

A tal fin se realizan una serie de experimentos idealizados considerando un estrecho recto con sucesivas complejidades geométricas y se comparan luego con experimentos realistas donde se considera una representación lo más fiel posible de la geometría del Estrecho de Magallanes. Las características geográficas más sobresalientes del Estrecho de Magallanes se concentran sobre la región oriental en los angostamientos Primera Angostura (PA), Segunda Angostura (SA) y hacia la boca sobre el Pacífico el angostamiento que denominaremos aquí Estrechamiento Oeste (EO). En los experimentos idealizados se pretende estudiar el efecto geométrico de los estrechamientos. En los experimentos realistas, al incluir una profundidad variable, se estudiarán también los efectos topográficos en conjunto con el efecto geométrico que impone la forma real del estrecho (orientación geográfica). Por último, se analiza el efecto de la estratificación y se realiza un estudio de sensibilidad a las variables más importantes.

El trabajo se divide en cuatro secciones, en la sección 2 se presenta una descripción de la

configuración del modelo y los campos forzantes, en la sección 3 se describen y discuten los resultados de las simulaciones y en la sección 4 se resume el trabajo y se presentan las conclusiones.

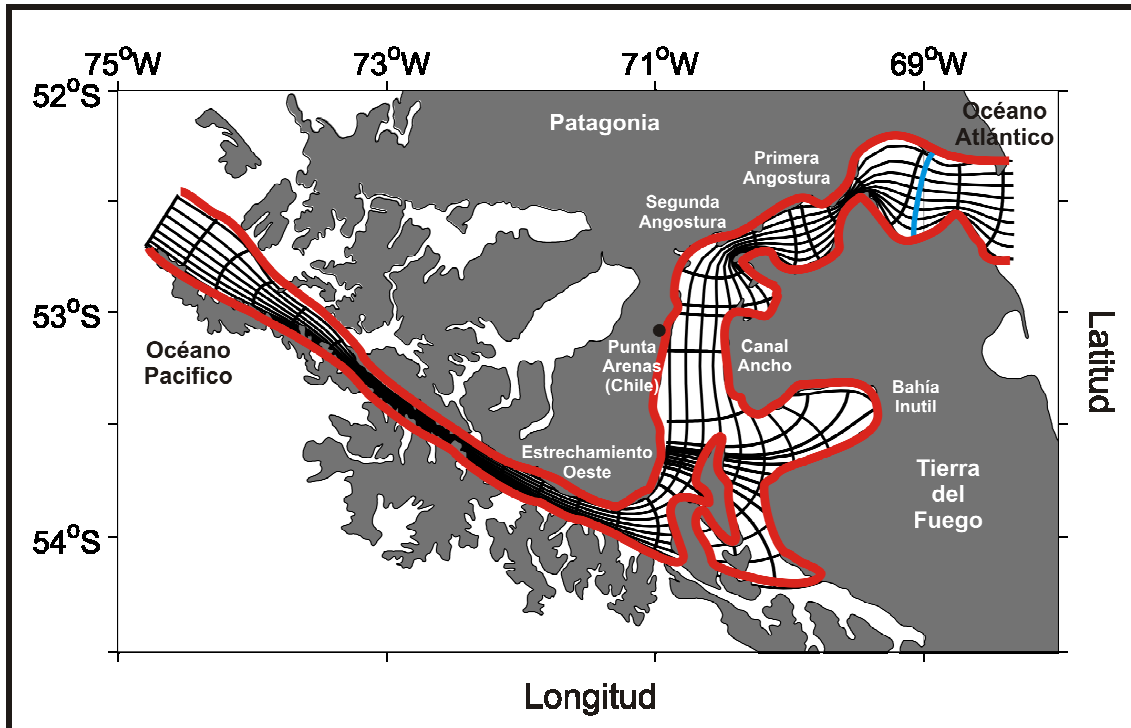


Figura 1: Mapa que muestra la ubicación geográfica del Estrecho de Magallanes y la grilla curvilínea empleada en el modelo numérico realista (solo se muestran 1 de cada 5 líneas de grilla). En rojo se indica aproximadamente el contorno del estrecho, en azul la transecta donde se calcula el transporte (Sección II).

2 CONFIGURACION DEL MODELO

2.1 Modelo Numérico

Para alcanzar los objetivos propuestos emplearemos el Princeton Ocean Model (POM). Este modelo resuelve las ecuaciones primitivas de una esfera rotante empleando coordenadas curvilíneas en la horizontal y coordenadas sigma (que siguen la forma del terreno) en la vertical. La grilla espacial es de tipo escalonado Arakawa C (Durrán, 1999). Las variables de diagnóstico son los campos tridimensionales de velocidad, salinidad, energía cinética turbulenta y longitud de mezcla turbulenta (Blumberg and Mellor, 1987). Los coeficientes de mezcla vertical se calculan por medio de un esquema de clausura turbulenta de segundo orden (Mellor and Yamada, 1982).

Para aplicar el modelo numérico de POM al Estrecho de Magallanes se construyeron dos grillas ortogonales en coordenadas curvilíneas. La primera, utilizada en el experimento idealizado, representa un estrecho recto de una profundidad constante de 30 m con variaciones laterales correspondientes a la complejidad geométrica del Estrecho de Magallanes (PA, SA y EO). Las dimensiones de la grilla son de 570 km de largo y 30 km de ancho correspondientes a las dimensiones medias del estrecho. La grilla construida tiene 50 nodos en la dirección transversal y 100 nodos en la dirección longitudinal al estrecho. La segunda grilla, empleada en el experimento realista, consiste de una representación lo más fiel posible a las

dimensiones y características geométricas del estrecho. Tiene 50 nodos en la dirección transversal y 200 en la dirección longitudinal al estrecho lo que lleva a una resolución media de 2.5 km (longitudinal) y 1 km (transversal). El dominio computacional se extiende desde 75°W a 68°W y de 54°30'S a 52°S (ver [Figura 1](#)). En la zona de las angosturas la resolución máxima alcanza los 50 m. La grilla vertical tiene 15 niveles sigma [$\sigma = z/(H+\eta)$, H = profundidad, η = elevación de la superficie libre], distribuidos en la siguiente forma : 0.0, 0.011, 0.023, 0.045, 0.091, 0.132, 0.273, 0.364, 0.455, 0.545, 0.636, 0.727, 0.818, 0.909 y 1. La topografía para los experimentos realistas fue extraída del trabajo de [Panella et al. \(1991\)](#). La profundidad máxima alcanza los 1000 m en la región occidental. El paso de tiempo externo está limitado por el criterio CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) y se tomó igual a 1 seg. El paso de tiempo interno se fijó en 50 seg. La simulación se realizó con un procesador AMD Opteron de 2.5Ghz y el tiempo de cálculo fue de 30 días de simulación por cada día de cómputo.

Las condiciones de borde sobre tierra se implementan por medio de una máscara que asegura que la velocidad normal a la costa sea nula. El modelo tiene dos bordes abiertos sobre el Este y el Oeste. Las condiciones de borde abierta para el modo barotrópico y las velocidades internas fueron seleccionadas siguiendo los resultados de [Palma and Matano \(1998; 2000\)](#).

2.2 Campos forzantes

Los campos forzantes simulados en los experimentos tanto idealizados como realistas fueron tres:

Estrecho forzado por diferencias de nivel (forzante remoto del viento). La estructura global de los vientos en el Océano Pacífico y en el Océano Atlántico determina una circulación general que produce una sobre elevación del nivel del mar en ambas bocas del Estrecho. Debido a la falta de mediciones para calcular estas variaciones del nivel del mar, para estimar las diferencias de nivel entre el Océano Atlántico y el Pacífico recurrimos a los resultados del modelo numérico oceánico global POCM-4C. Este modelo representa el estado del arte en modelado oceánico y la calidad de sus resultados ha sido ampliamente contrastada con mediciones satelitales e hidrográficas ([Tokmakian et al., 1999](#)). Este modelo predice una elevación promedio anual de $\eta_e = 0.10$ m sobre el Pacífico y $\eta_e = -0.8$ m en el Atlántico. En este caso se emplea la condición de borde inicial $\eta_o = \eta_e$. Para estimar el valor de la velocidad media u_o se realiza un proceso de iteración de varias simulaciones comenzando con $u_o = 0$.

Estrecho forzado por Mareas. La marea constituye uno de los principales forzantes de la dinámica oceánica del sector Oriental del Estrecho de Magallanes ([Medeiros and Kjerfve, 1988](#)). En la entrada sobre el Océano Atlántico las mareas son semidiurnas con rangos de 7.1 y 9 m en cuadratura y sicigias, respectivamente. En Bahía Lomas-Posesión, sobre el borde Norte de la boca Atlántica, la marea sufre una amplificación con rangos que alcanzan los 10 m. Luego es atenuada a medida que pasa por las dos Angosturas. Esto explicaría el carácter mesomareal del Canal Ancho donde los rangos son de 1.2 y 1.8 m en cuadraturas y sicigias. El régimen macromareal que caracteriza el sector Oriental del estrecho está asociado a grandes corrientes de marea que logran su máxima intensidad en PA (4.5 m/s) y SA (3.0 m/s), aunque también se observan magnitudes similares en la entrada Atlántica (2.5 m/s) y en Canal Ancho (1.9 m/s). Las mareas se incorporan al borde abierto suponiendo para la condición de borde una elevación variable en el tiempo de la forma: $\eta_o = \eta_t = A \cos(\omega t - \phi)$ con $\omega = \omega_{M2}$, $A = 3.55$ m en la boca Atlántica y $A = 0.55$ m en la boca del Pacífico. La diferencia de fase entre ambas bocas se calculó siguiendo los resultados de [Medeiros and Kjerfve \(1988\)](#).

Estrecho forzado por Vientos (forzante local del viento). El Estrecho se caracteriza por vientos que soplan principalmente del tercer y cuarto cuadrante, 60 % del Oeste. Datos de la Estación Jorge Schyte del Instituto Patagonia muestra para la zona cerca de Punta Arenas (1985) un viento anual de 17 km/h, con máximos mensuales promedio de 22 km/h en Diciembre y Febrero y mínimos de 11 km/h durante Junio. Vientos fuertes de hasta 100 km/h son comunes en invierno y primavera, en concordancia con el flujo de masas de aire provenientes de la Antártida (Medeiros and Kjerfve, 1988). Los intensos vientos que caracterizan la zona son representados con la inclusión de un viento que actúa en dirección Oeste-Este y de velocidad constante e igual a la media anual.

También se analiza el efecto de incluir todos los forzantes actuando en forma simultánea. Esta condición es la más representativa ya que debido a la naturaleza no lineal del problema el efecto resultante no siempre es la suma de las contribuciones de cada uno por separado. Por último, en el experimento realista también se consideran los efectos de la estratificación inicializando el modelo con una distribución vertical de salinidad extraída de Panella et al. (1991) y relajando la salinidad superficial a valores medidos.

3 RESULTADOS

3.1 Experimentos Idealizados

Estos experimentos constituyen un primer acercamiento al modelado de la dinámica del Estrecho de Magallanes. El objetivo es corroborar los resultados obtenidos con un dominio computacional simplificado forzando al modelo con diferencias de nivel, viento, mareas y todos los forzantes juntos con las cuatro configuraciones geométricas asumidas: estrecho ideal (*E*), estrecho ideal con PA (*EP*), estrecho ideal con PA y SA (*EPS*) y estrecho ideal con PA, SA y EO (*EPSW*). Estos resultados se contrastan con modelos analíticos más simplificados donde los forzantes son diferencias de nivel (Pratt, 1991), diferencias de nivel y viento (Hannah, 1992) y mareas (Hendershott and Esperanza, 1971).

Los resultados del modelo forzado por mareas (cotidales y coamplitudes) se observan en la Figura 2a para todas las configuraciones geométricas asumidas. En la configuración geométrica *E*, los dos puntos anfídromicos son virtuales y se sitúan hacia el borde superior del canal. La formación de los anfídromos está relacionada con la interacción entre la onda incidente y la onda reflejada en la boca Este y se halla descrito en Hendershott and Esperanza (1971). El corrimiento hacia el borde Oeste se debe a la fricción de fondo, mecanismo que no está representado en las derivaciones de Hendershott and Esperanza (1971). En el resto de las configuraciones se produce en el borde Este una amplificación de la onda debido mayormente a la interacción con la onda reflejada en PA. En *EP*, el estrangulamiento que provoca la geometría, sumado a la mayor fricción de fondo, producen un decaimiento en la amplitud de la onda de casi 4 m a aproximadamente 1.5 m. La posición de los anfídromos permanece constante aunque las cotidales se van corriendo progresivamente hacia el Oeste. En *EPS* se produce una amplificación de la onda de marea en la región comprendida entre las dos angosturas producto de la interacción entre las ondas incidentes y reflejadas, como consecuencia se observa una amplitud de aproximadamente 2.2 m. Al atravesar la SA la amplitud decae a 0.5 m producto del angostamiento y la fricción de fondo. En *EPSW* se produce un mínimo bien definido en la SA que no se observa en las demás configuraciones. Las sucesivas interacciones entre las ondas incidentes y reflejadas en cada angostamiento provocan un aumento en la distribución de la amplitud de marea en las regiones entre PA y SA y entre SA y EO.

La amplitud de la onda de marea en función de la posición en una sección longitudinal del estrecho resume la relevancia que tiene la dinámica mareal para cada configuración geométrica (ver Figura 2b). La mayor parte de la energía que la onda trae consigo desde el borde Este se pierde en la boca de PA por efectos de fricción de fondo y efecto geométrico de estrangulamiento (Medeiros and Kjerfve, 1988). Los efectos de amplificación se producen dentro y antes de las regiones entre los estrechamientos, producto de la interacción de las ondas de Kelvin incidentes y reflejadas.

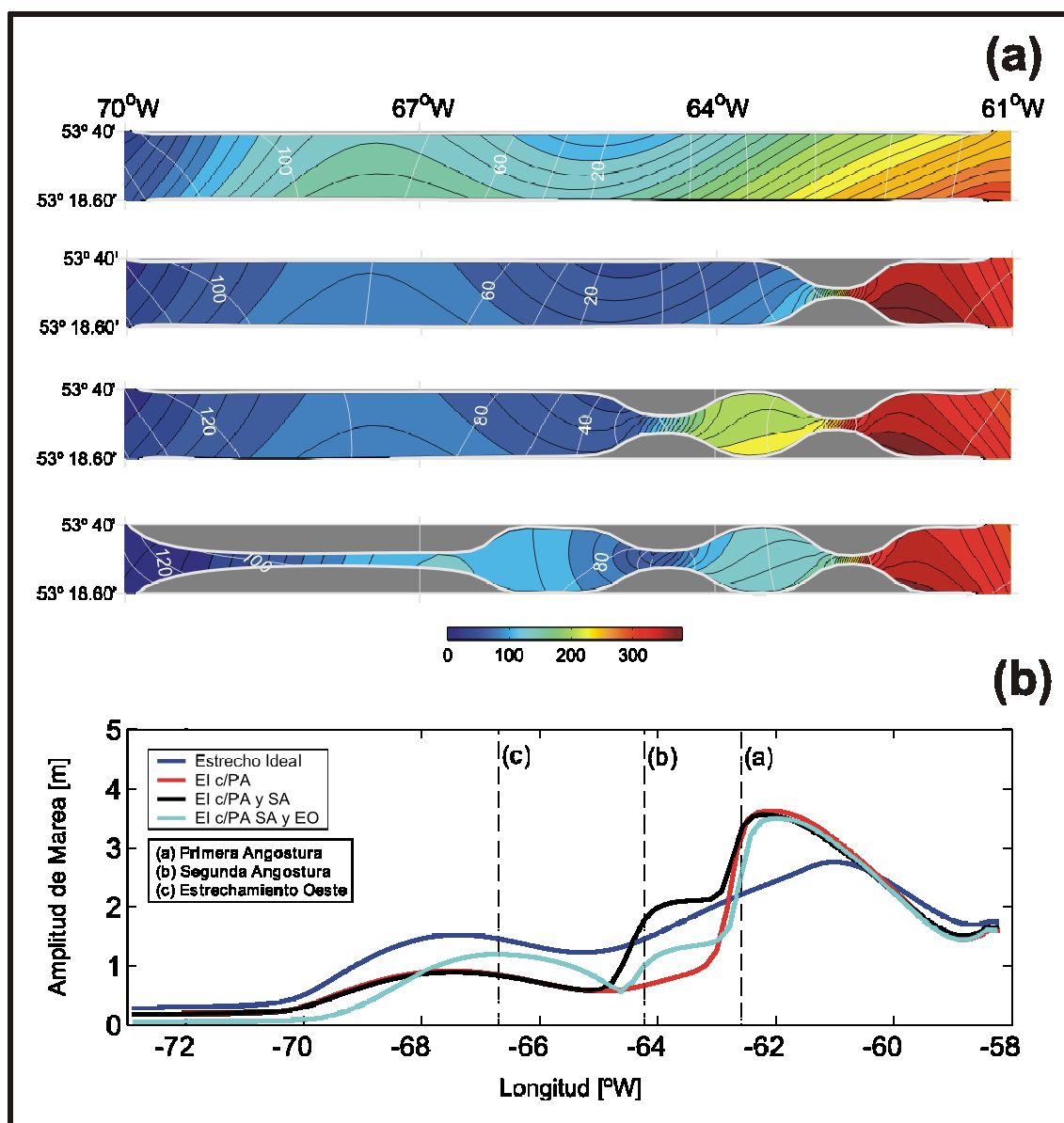


Figura 2: (a) Distribución espacial de la amplitud de marea y cotidales para las cuatro configuraciones asumidas, (b) amplitud de la onda de marea en una sección longitudinal al estrecho. En líneas punteadas se marca el inicio de cada uno de los estrechamientos.

La circulación media resultante que produce la imposición de las mareas en los bordes es en sentido Este-Oeste (ver Figura 3a). La distribución de la superficie libre presenta un decaimiento progresivo desde el borde Este hacia el borde Oeste en el experimento *E*. La inclinación de las isolíneas se debe a los efectos de rotación (Coriolis). En el experimento *EP*

se produce un brusco decaimiento luego de atravesar PA. Tanto en el experimento *EPS* como *EPSW* se observan máximos relativos entre los estrechamientos. Esto produce un decaimiento escalonado de la elevación de la superficie libre.

Cuando el estrecho se halla sometido a diferencias de nivel y vientos, la circulación es en sentido contrario, es decir de Oeste a Este (ver [Figura 3b](#) y [Figura 4a](#)). En *E* la distribución de la superficie libre concuerda con la estructura derivada de los modelos analíticos de [Pratt \(1991\)](#) y [Hannah \(1992\)](#), respectivamente. Esta distribución espacial se observa en los restantes experimentos en las regiones comprendidas entre el borde Oeste y los distintos estrechamientos. En el experimento forzado con diferencias de nivel, al atravesar cada uno de los estrechamientos se produce un decaimiento brusco de la elevación de la superficie libre. Esta situación no se repite en el experimento forzado por viento, debido a que el viento actúa en la superficie punto a punto en todo el dominio mientras que la diferencia de nivel es una condición impuesta en los bordes.

Al incluir todos los forzantes juntos se observa una circulación resultante de Oeste a Este (ver [Figura 4b](#)). De ello se deduce que el forzante de marea tiene relativamente poca importancia en la circulación resultante. Esto puede deberse al efecto de las constricciones, que provocan un decaimiento importante en la energía incidente desde la boca Este. Las elevaciones de la superficie libre permanecen relativamente constante entre el borde Oeste y PA. Allí es donde se produce la disminución de la elevación y un considerable aumento en las velocidades medias. La inclinación de las isolíneas de elevación en *E* es similar al caso de estrecho forzado por diferencias de nivel, sin embargo en los restantes experimentos, la distribución se asemeja más al experimento forzado por viento. De ello se podría inferir la relevancia que cada fenómeno tiene en la dinámica de este experimento.

Para estudiar el efecto de cada configuración geométrica del experimento idealizado y la influencia de cada uno de los forzantes considerados sobre el transporte de masa en la boca Atlántica, se calculó el transporte de masa en una sección de la boca Este del estrecho. La evolución temporal de esta variable a la salida de PA con todos los forzantes considerados para cada configuración estudiada se observa en la [Figura 5](#). Los valores positivos indican una circulación Oeste-Este. Se puede observar que a medida que el grado de complejidad de la configuración geométrica aumenta, los transportes obtenidos para cada caso disminuyen, esto se debe básicamente a la fricción de fondo y al efecto dinámico del estrangulamiento que imponen cada una de los estrechamientos.

Por otra parte, se observa que el transporte generado por el viento siempre es el mayor y que el transporte debido a la marea es muy pequeño indicando una circulación Este-Oeste solamente en el experimento *EP*. El transporte debido a diferencia de elevación produce un valor del transporte neto menor que el producido por el viento pero mayor que el resto de los forzantes salvo en el experimento *E*. El valor de transporte más realista (debido a todos los forzantes actuando simultáneamente) es menor que el producido por viento solamente, sugiriendo que el efecto total de los forzantes no es simplemente aditivo debido a la dinámica no lineal del problema.

Es importante notar que el transporte estimado mediante modelos teóricos ([Hannah, 1992](#)) es de 0.3683 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) para el forzante de viento y de 0.1710 Sv para el forzante de diferencias de nivel. Los resultados del modelo numérico no-lineal, por otra parte, muestran para el caso de estrecho idealizado geoméricamente que los transportes varían entre 0.32 Sv (*E* forzado con viento) y 0.08 Sv (*EPSW* forzado con la suma de todos los forzantes). Esto demuestra que con la utilización del modelo numérico y considerando los efectos de fricción, debido a las configuraciones geométricas más relevantes, el transporte de masa se reduce en casi un orden de magnitud con respecto a los teóricos.

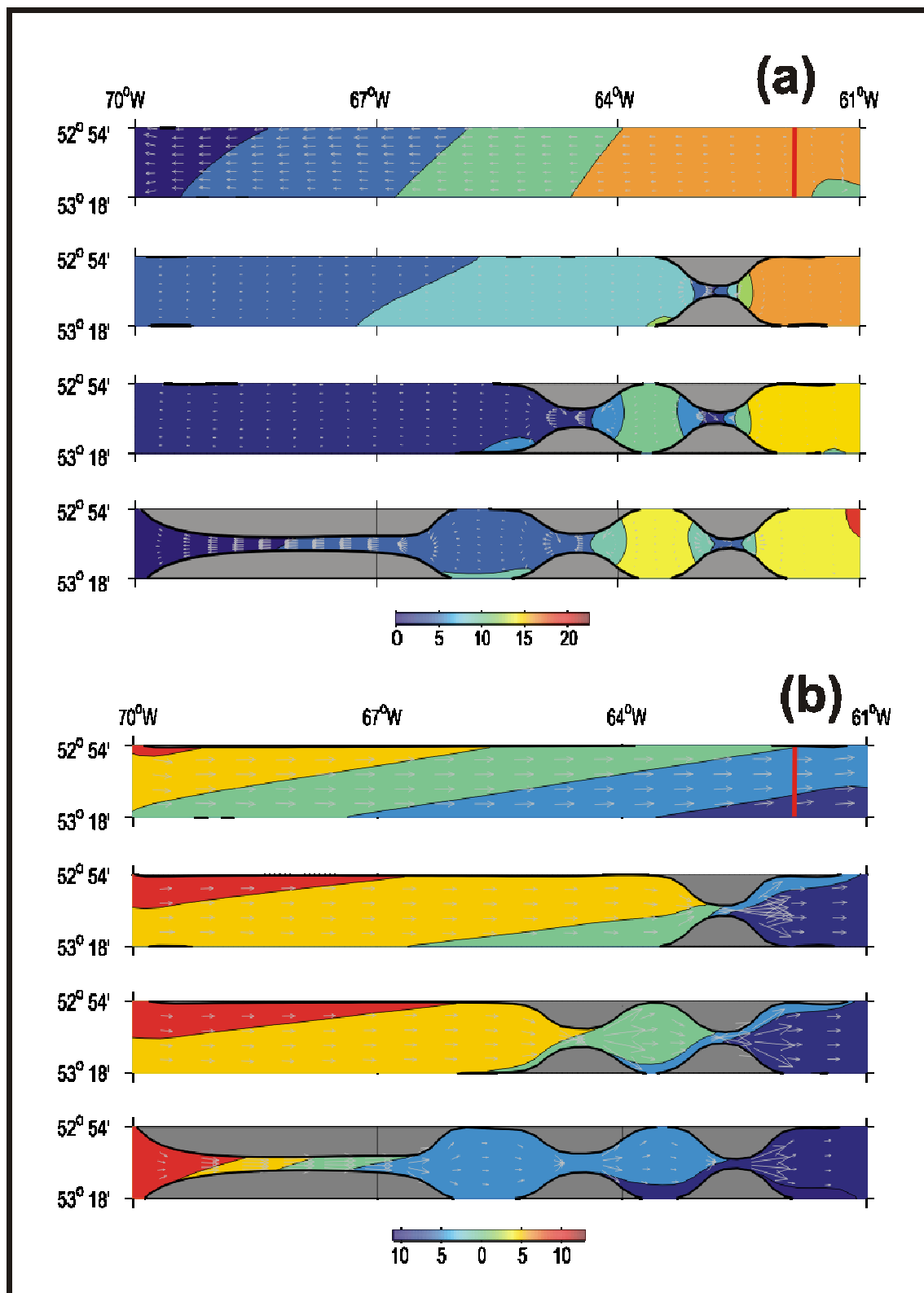


Figura 3: Distribución espacial de la elevación de la superficie libre y corrientes residuales para las cuatro configuraciones del experimento idealizado forzado con (a) mareas, (b) diferencias de nivel. La línea roja vertical en el panel superior indica la sección donde se calcula el transporte (sección I). El máximo vector corresponde a 0.70 m/s.

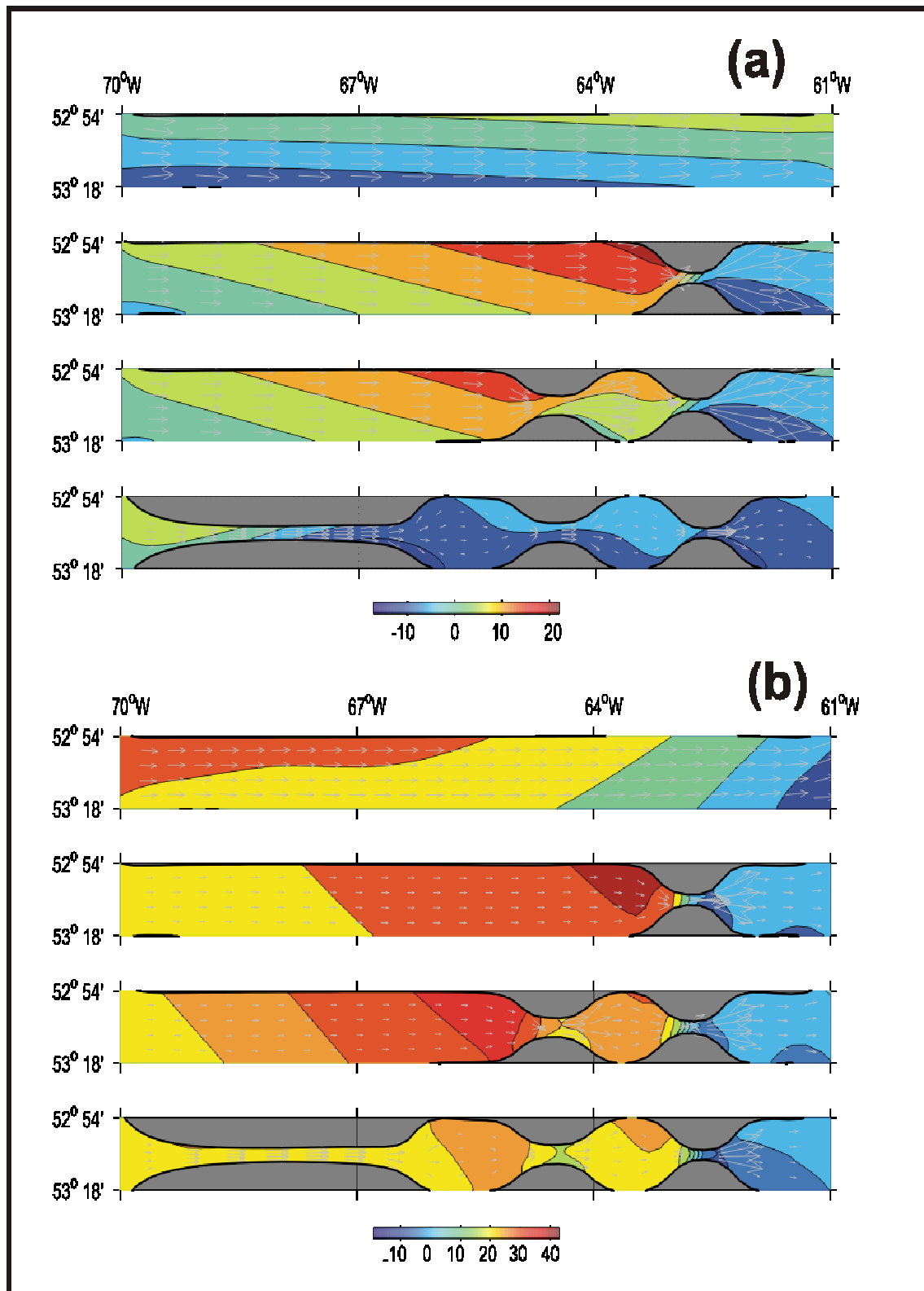


Figura 4: Distribución espacial de la elevación de la superficie libre y corrientes residuales para las cuatro configuraciones del experimento idealizado forzado con (a) viento y (d) todos los forzantes juntos. El máximo vector corresponde a 1.0 m/s.

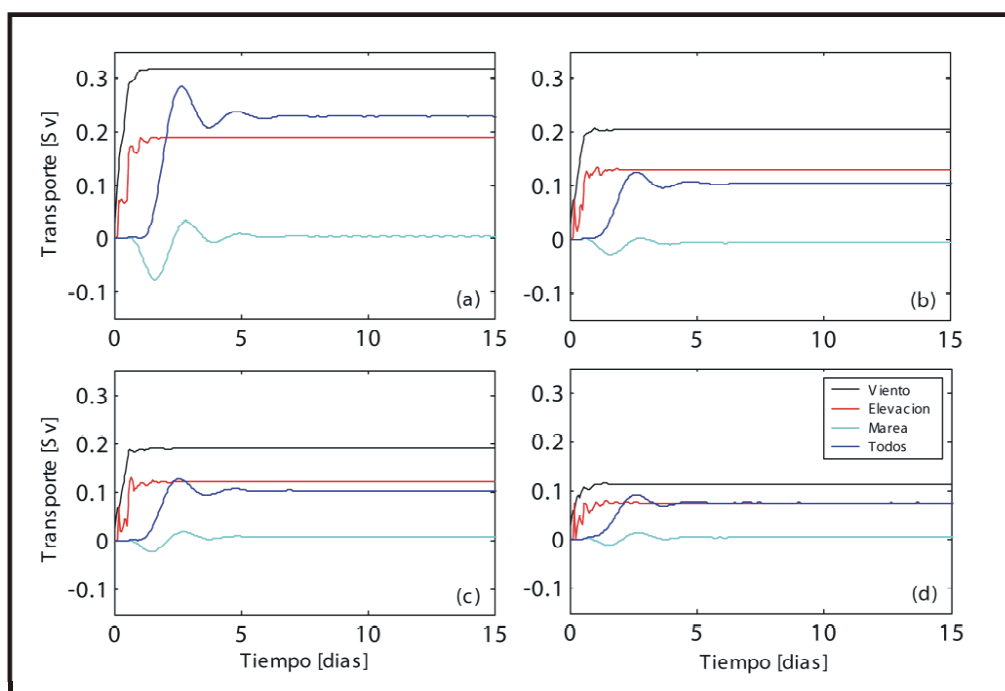


Figura 5: Evolución temporal del Transporte (en Sverdrups) en la sección I (ver Fig. 1) calculada para cada forzante y para cada configuración: (a) E, (b) EP, (c) EPS, y (d) EPSW.

3.2 Experimentos Realistas

Estrecho forzado por Mareas, Vientos y Diferencias de nivel. Cuando el estrecho se halla forzado por mareas y para la configuración realista de la Fig. 1 la distribución de cotidales y coamplitudes (ver Figura 6a) concuerda con las observaciones y modelos simplificados previos, ver Figura 4 de [Medeiros and Kjerfve, 1988](#)). Se observa un máximo en la amplitud (4 m) cercano a la boca Atlántica y un rápido decaimiento hacia el Oeste debido principalmente a los efectos de fricción de fondo y estrangulamiento. En PA se produce un decaimiento de la mitad de la amplitud (alrededor de 2 m), mientras que en SA (por ser un poco más ancho el estrechamiento) el decaimiento es más gradual alcanzando finalmente amplitudes de 1 m. Las fases aumentan progresivamente indicando un desfase de 120 grados (aproximadamente 4 hs) entre la entrada en el Atlántico y el Canal Ancho.

En los experimentos forzados con una diferencia de nivel entre ambos océanos, en la boca Atlántica se asume un nivel de -0.08 m y en la boca del Pacífico 0.10 m. y luego con un viento constante proveniente del Oeste. En los experimentos forzados por viento, la dirección del viento es uniforme (del Oeste) y velocidad del viento se asume constante y de 15 km/h.

Cuando el forzante es la diferencia de nivel se observa un valor máximo en la entrada del Pacífico correspondiente al nivel asumido. En la región occidental se tiene un progresivo decaimiento de la superficie libre hacia el Canal Ancho, donde se observan elevaciones casi nulas. Las isolíneas dentro de EO muestran un comportamiento similar a los resultados teóricos (ver Figura 6b). Es posible que la particular geometría de este canal sea un factor importante en el desarrollo de la estructura debido a que no se observa el mismo comportamiento en el resto de las regiones. En la entrada a SA y hacia la boca Atlántica se observa un decrecimiento escalonado a medida que se atraviesan ambos estrechamientos hasta llegar a la boca Atlántica donde la superficie libre asume el valor de borde.

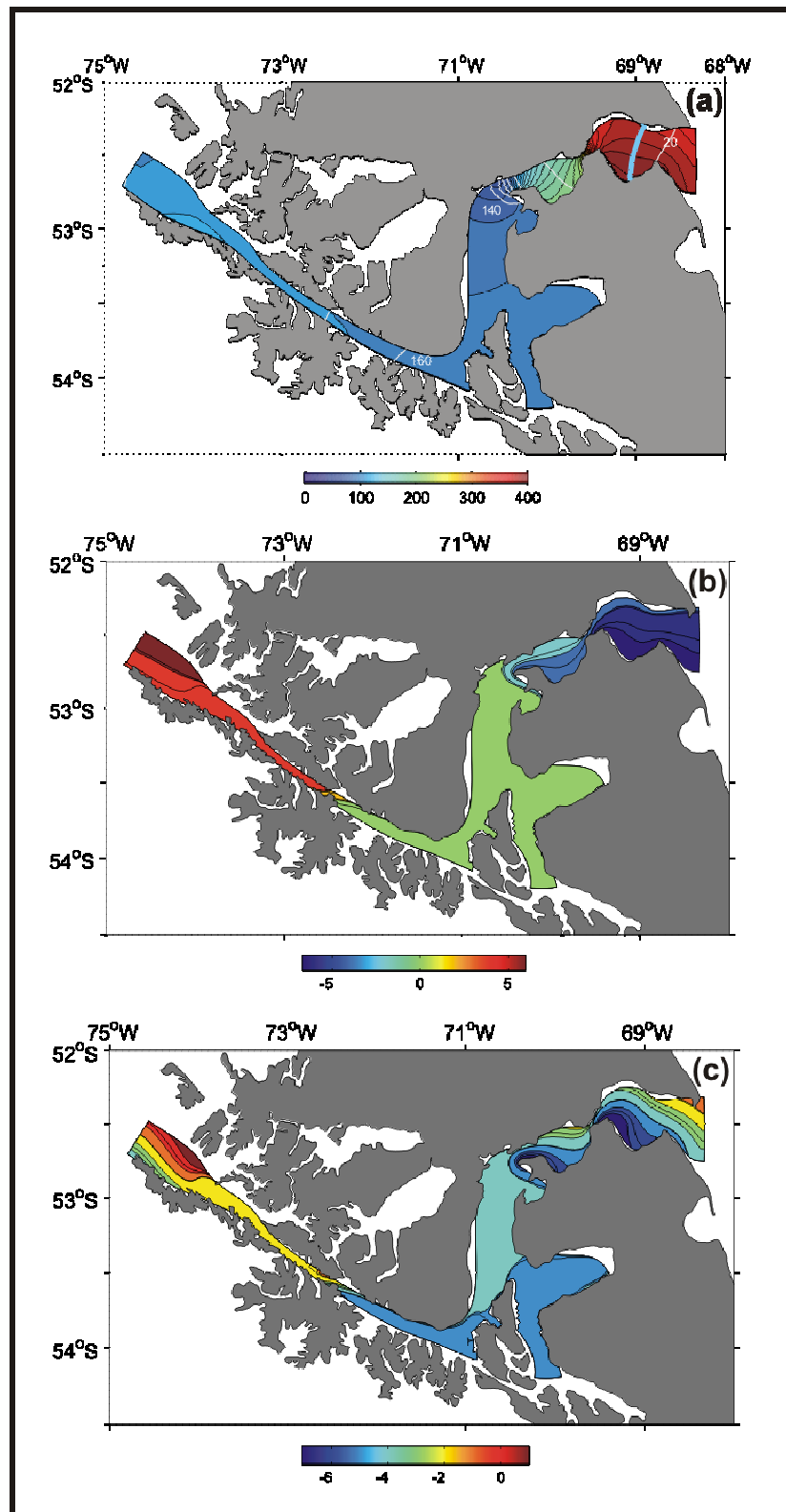


Figura 6: (a) Distribución espacial de la amplitud de marea y cotidales para el experimento realista forzado solo por mareas, (b) distribución espacial de la elevación de la superficie libre residual para el experimento forzado por diferencias de nivel y, (c) distribución espacial de la elevación de la superficie libre residual para el experimento forzado por viento del Oeste.

La distribución de la superficie libre cuando el Estrecho se haya forzado por viento (ver

Figura 6c) presenta rasgos muy similares al caso ideal (ver Figura 4a). En la boca del Pacífico y región occidental se observa un decrecimiento de la superficie libre hacia el Este y la consecuente inclinación de las isolíneas debido al efecto de rotación. La sobre elevación varía desde casi 2 cm en la entrada a -4 cm en la región central. Allí no se observa ninguna estructura en particular, posiblemente porque la orientación del Canal Ancho es transversal a la dirección del viento. Entre las dos angosturas y Bahía Lomas-Posesión la estructura de la elevación se comporta igual al caso ideal lo cual se puede atribuir a la orientación del sector oriental respecto del viento.

La evolución temporal del transporte para los experimentos idealizados y realistas utilizando topografía variable es una medida de la influencia de la geometría y de cada forzante sobre el transporte medio en la boca Atlántica (ver Figura 7). El transporte obtenido en el experimento idealizado forzado con viento representa el límite superior del transporte (0.113 Sv). Las estimaciones hechas con el modelo realista siempre resultan menores que las obtenidas con los experimentos idealizados para todos los forzantes. Se puede observar nuevamente que el transporte utilizando todos los forzantes juntos es menor que la suma de cada uno de ellos y esto se debe principalmente a las interacciones no lineales y los efectos de fricción de fondo. El valor de transporte obtenido con todos los forzantes y geometría realista con topografía variable es 0.0816 Sv. Luego de analizar cada caso por separado se puede ver que el transporte estimado con métodos analíticos es efectivamente de un orden de magnitud mayor que para el caso más realista considerado hasta aquí.

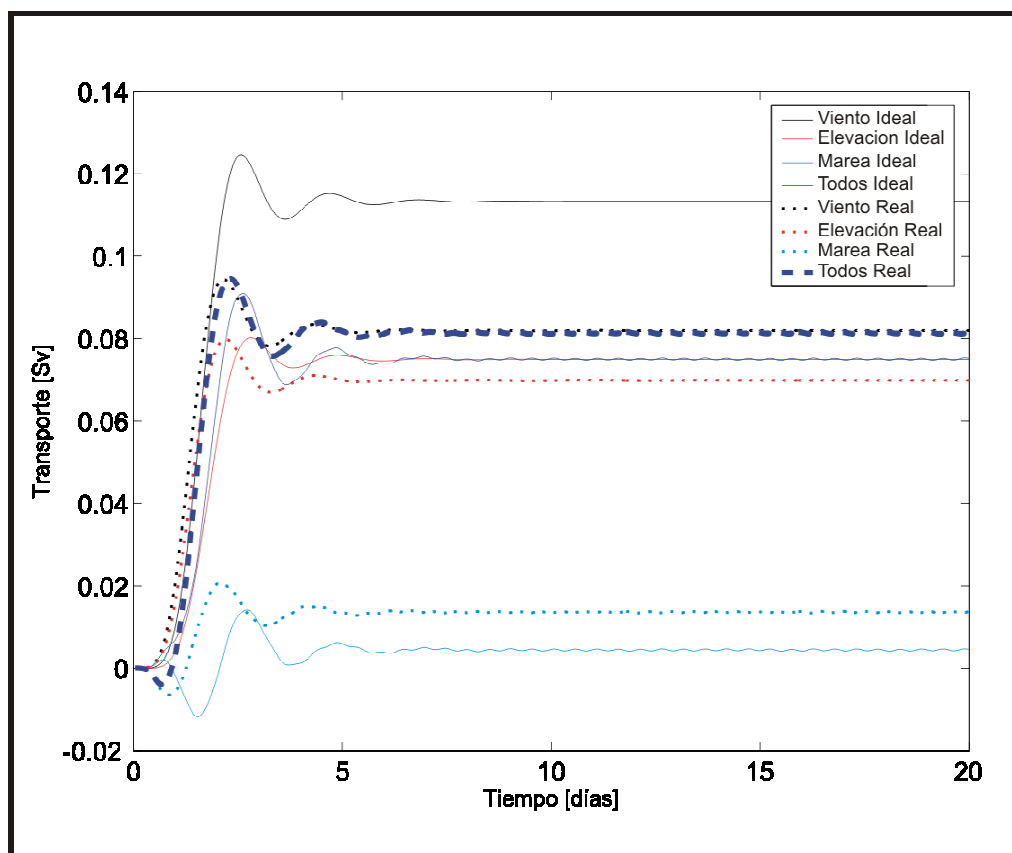


Figura 7: Evolución temporal del transporte a la salida de PA (sección I de la geometría ideal y sección II de la geometría realista) para todos los experimentos con geometría realista (real, topografía variable) y geometría ideal.

Estrecho forzado con distribución superficial de salinidad. El objetivo de este experimento es estudiar la circulación tridimensional en el Estrecho de Magallanes en el caso más realista de topografía variable, forzantes de viento, marea y sobre elevaciones incluyendo variaciones de salinidad. El modelo numérico es inicializado con una distribución de salinidad media en la vertical tomada de Michelatto et al. (1991). El modelo es forzado y sometido a una relajación permanente en la boca del Pacífico con una salinidad superficial de 28 ppm. De esta manera se espera modelar el ingreso continuo de agua menos salina desde el Pacífico. Las simulaciones se inician desde el reposo y se extienden por 60 días. El tiempo que toma el modelo para llegar a un estado cuasi-estacionario es de alrededor de 10 días.

La distribución longitudinal de salinidad resultante luego que el modelo alcanza el estado cuasi-estacionario (80 días) (ver Figura 8) muestra el efecto de las constricciones topográficas representadas por las dos Angosturas (400 km de la boca Oeste) e Isla San Carlos (200 km). Las intensas corrientes de marea y la poca profundidad de la región oriental es responsable de la mezcla vertical que homogeniza la región. La región central (Canal Ancho) presenta valores menores de salinidad, probablemente por el aporte de aguas continentales. El sector oriental presenta una fuerte estratificación.

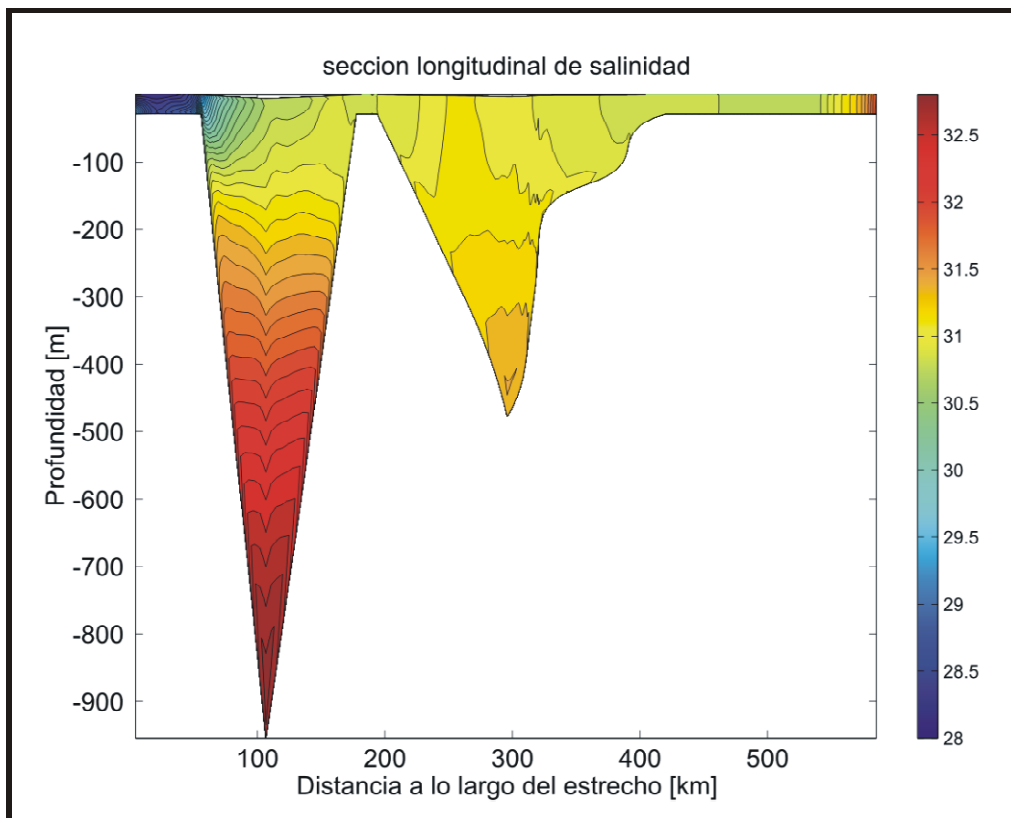


Figura 8: Distribución longitudinal de la salinidad en el Estrecho de Magallanes obtenida del modelo numérico realista a los 80 días de simulación.

La evolución temporal del transporte en la sección a la salida de PA permanece constante (0.0809 Sv) luego que el modelo corre aproximadamente durante 60 días (ver Figura 9). El transporte obtenido con el experimento estratificado (0.0809 Sv) es muy similar al valor del experimento no-estratificado obtenido utilizando todos los forzantes (0.0816 Sv). Esto podría deberse a que en la boca Atlántica, donde se calcula el transporte, los efectos de la estratificación sobre la circulación son débiles debido a la importancia que tiene

principalmente la marea y el viento en la superficie en homogeneizar casi completamente la columna de agua.

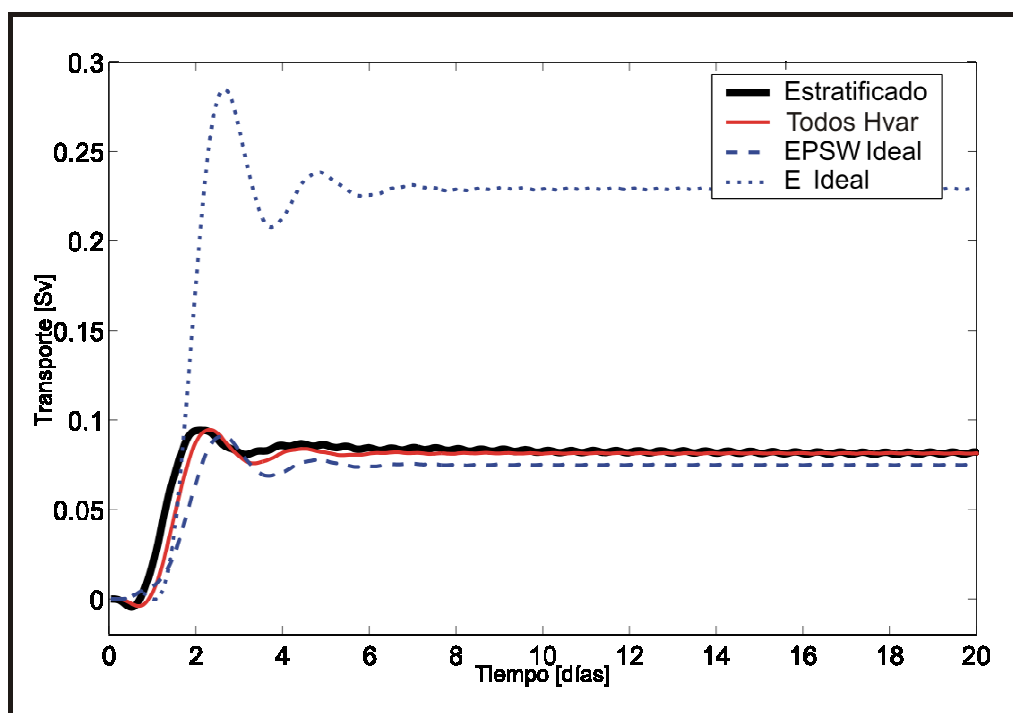


Figura 9: Evolución temporal del transporte (Sverdrups) en la salida de PA para el experimento forzado con todos los forzantes (topografía constante y variable, Hvar) y el experimento forzado con el mismo forzante y salinidad superficial (estratificado). En azul se presentan los resultados estimados con el experimento idealizado como límites superior e inferior.

Estudio de Sensibilidad. El objetivo de estos experimentos es realizar un estudio de la sensibilidad de los resultados del modelo (particularmente sobre el transporte en la salida Atlántica) ante incertidumbres en parámetros del modelo y/o magnitud de los forzantes. Se realizaron experimentos numéricos considerando variaciones del 100% en la magnitud de los forzantes y en la rugosidad del fondo (z_o), respectivamente. En cada experimento se dejan los forzantes como en el caso base (experimento con todos los forzantes y geometría realista con topografía variable, rugosidad de fondo $z_o = 2$ cm) variando solo una magnitud por vez. Se considera que el forzante de marea se conoce con suficiente precisión como para no incluir sus variaciones en este estudio.

Se obtuvo el transporte en la salida de PA estimado para los tres casos considerados anteriormente. Como base para la comparación se utilizaron los resultados de estrecho forzado con todos los forzantes juntos utilizando topografía variable (ver Figura 10). De esta manera se pueden construir límites para el transporte estimado en cada caso y poder acotar la respuesta a uno de los objetivos de la simulación, es decir, cuantificar el caudal de agua que ingresa desde el Estrecho de Magallanes a la Plataforma Continental Argentina. El valor de transporte en la boca Atlántica estimado con el experimento realista utilizando todos los forzantes juntos y topografía variable (caso base) es de 0.0816 Sv. Las diferencias más grandes resultan con la variación de las diferencias de nivel y el esfuerzo del viento. En el primer caso el transporte estimado con la mitad del forzante es de aproximadamente 0.0672 Sv y con el doble de 0.1162 Sv (disminución relativa de 18 % y aumento relativo de 42 %, respectivamente). Para el forzante por viento se tiene que el transporte es de 0.0648 Sv con la

mitad del forzante y 0.1135 Sv con el doble (disminuye un 20 % y aumenta un 39 %, respectivamente). El transporte estimado con la mitad de fricción arroja un límite superior de 0.0858 Sv y el estimado con el doble un límite inferior de 0.0770 Sv (una disminución y aumento equivalentes al 6%). Indicando que la fricción, por lo menos, a la salida de PA no representa un mecanismo al cual sea muy sensible el modelo.

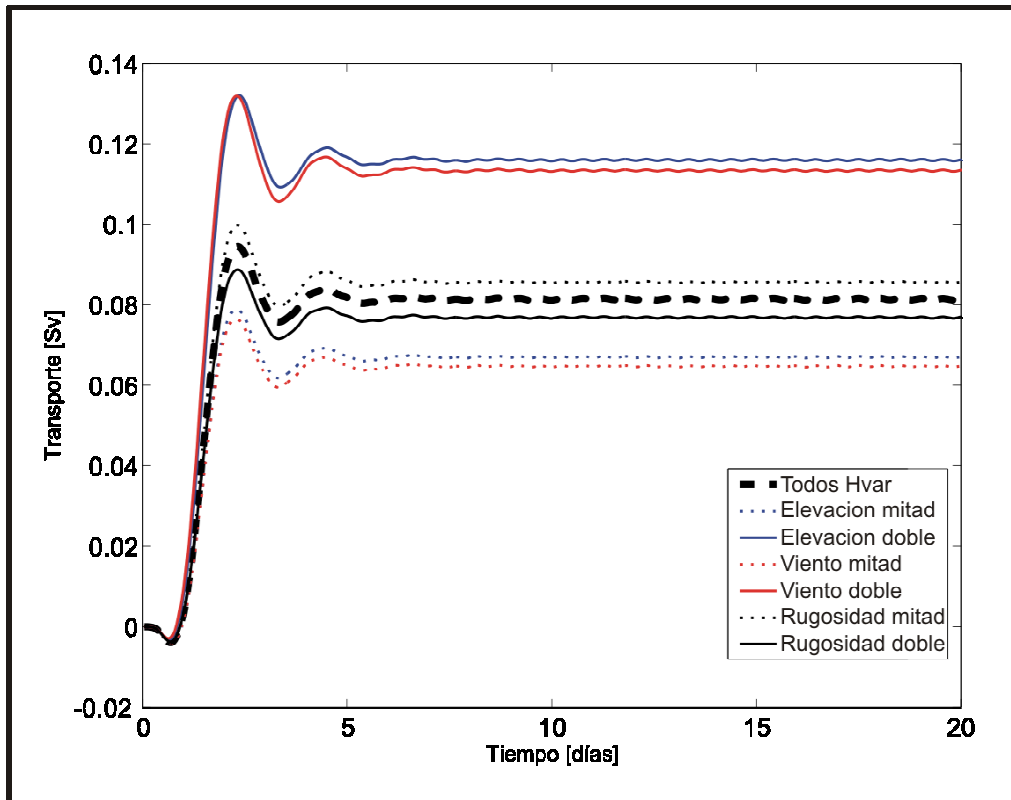


Figura 10: Transporte en la salida de la Primera Angostura estimado con la diferencia de elevación (línea azul), viento (línea roja) y rugosidad (línea negra) asumiendo el doble (línea llena) y la mitad (línea punteada) y tomando como caso base el experimento con todos los forzantes y topografía variable (línea a trozos negra).

4 CONCLUSIONES

En este trabajo se estudió la circulación oceánica en el Estrecho de Magallanes evaluando la importancia relativa de los mecanismos físicos que la generan mediante una simulación por computadora que emplea un modelo numérico tridimensional. Ante la ausencia de estudios teóricos o experimentales previos en el área de estudio, el análisis progresó mediante una serie de modelos de complejidad creciente: modelos teóricos, modelos numéricos simplificados y modelos numéricos que tienen en cuenta condiciones realistas de geometría de costa y topografía submarina. Se espera que los resultados de este estudio constituyan un punto de partida para diseñar tareas de campo y nuevos experimentos numéricos que permitan interpretar situaciones dinámicas más complejas en la región.

El modelo numérico simula la circulación generada por la marea en el Estrecho mediante la imposición de elevaciones prescriptas en ambas bocas oceánicas. El estudio conducido mediante los modelos simplificados muestra el efecto amortiguador de los angostamientos del Estrecho sobre la onda de marea. El efecto geométrico que imponen las angosturas sumado a los efectos de fricción resulta en el estrangulamiento de la onda de marea y consecuente

decaimiento de la amplitud. En la simulación realista las amplitudes muestran un rápido decaimiento desde la boca Atlántica en dirección a lo largo del Estrecho. A la salida de SA la amplitud es de menos de 1 m. Estos resultados concuerdan con los reportados por [Medeiros and Kjerve \(1988\)](#). Las mayores velocidades residuales se localizan en PA y SA y producen la mayor disipación de energía de la onda incidente. El transporte neto producido por la marea es del orden de $13000 \text{ m}^3/\text{s}$ hacia el Atlántico.

El efecto remoto del viento se cuantifica mediante la inclusión de elevaciones de la superficie libre a ambos lados del Estrecho. En modelos altamente idealizados el transporte llega a 0.171 Sv ($1\text{Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Aunque la distribución de elevaciones es similar a estudios teóricos, el valor del transporte neto es de 0.0699 Sv , menor que el obtenido en cálculos analíticos. En los modelos idealizados, la inclusión de las diferentes constricciones modifica el patrón de circulación con respecto al caso de un estrecho de ancho constante. La inclusión progresiva de restricciones geométricas modifica el valor anterior hasta llegar a 0.0749 Sv para el caso geométrico más complejo. Se observa que el patrón de circulación depende en gran parte de la interacción con la fricción de fondo y los angostamientos. Este patrón se mantiene en la simulación con geometría y topografía realista. Los transportes calculados sin considerar la geometría o topografía submarina son mayores que en el caso realista.

El efecto local del viento se simula en el modelo mediante la inclusión en la superficie de un viento constante de magnitud igual a 15 km/h (el viento predominante es del Oeste con una velocidad de 15 km/h). En modelos altamente idealizados el transporte estimado alcanza los 0.382 Sv mientras que en el experimento idealizado disminuye de 0.33 Sv con la geometría más simple hasta 0.1134 Sv con la inclusión de todas las angosturas. En el caso de este forzante el transporte en la boca y el patrón de circulación resultante se encuentra afectado por la geometría del estrecho. Las sobreestimaciones en el experimento idealizado se deben probablemente a la orientación del canal en la misma dirección del viento, mientras que en el experimento realista, la geometría asume diferentes orientaciones y la dinámica es más compleja.

Resumiendo, el estudio numérico demuestra que estimaciones del transporte basadas en modelos teóricos o excesivamente simplificados pueden sobreestimar en gran medida su magnitud. La acción dinámica del viento tanto local como remoto y la inclusión de una geometría realista contribuyen a la estructura espacial de la circulación en el Estrecho y al transporte neto en mayor medida que la marea. El efecto dinámico de la marea se concentra en la región Oriental, donde aumentan considerablemente la no-linealidad del flujo y la mezcla vertical, que homogeniza totalmente la columna de agua. Esta homogeneización se aprecia con mayor claridad en el experimento que incluye de estratificación ya que no se modifica significativamente el valor del transporte medio en el sector oriental del Estrecho comparado con las simulaciones no estratificadas. Estudios de sensibilidad sobre la fricción de fondo y la magnitud del viento y las diferencias de nivel a ambos lados del Estrecho muestran que los resultados son relativamente sensibles a esos parámetros, siendo los resultados más sensibles a variaciones en la diferencia de nivel y magnitud del viento y menos a las variaciones de la fricción de fondo.

REFERENCIAS

- A. F. Blumberg and G. L. Mellor. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Sci. Ser., Vol. 4, (N. Heaps Ed.), American Geophysical Union, Washington DC, 1-16, 1987.

- W. Brandhorst y J. P. Castello. Evaluación de los recursos de anchoita (*Engraulis anchoita*) frente a Argentina y Uruguay. I. Las condiciones oceanográficas. *Proy. Des. Pesq. FAO, Publicación 29*, 1971.
- D. Durran, *Numerical Methods for Wave Equations in Geophysical Fluid Dynamics*, Springer, 1999.
- R. A. Guerrero y A. R. Piola. Masas de agua en la plataforma continental, en: *El mar Argentino y sus recursos pesqueros*, Volume 1, E.E. Boschi (Ed.), pp. 119-132, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina, 1997.
- C. G. Hannah. Geostrophic control with wind forcing: application to Bass Strait. *J. of Phys. Oceanogr.*, 22:1596-1599, 1992.
- M. C. Hendershott and A. Esperanza. Co-oscillating tides in long, narrow bays; the Taylor problem revisited, *Deep-Sea Research*, 18:959-980, 1971.
- C. M. Krepper. Difusión del agua proveniente del Estrecho de Magallanes en las aguas de la plataforma continental. *Acta Oceanographica Argentina*, 1(2): 49-65, 1977.
- C. M. Krepper y A. L. Rivas. Análisis de las características oceanográficas de la zona austral de la Plataforma Continental Argentina. *Acta Oceanographica Argentina*, 2(2):55-82, 1979.
- C. Medeiros and B. Kjerfve. Tidal characteristics of the Strait of Magellan, *Cont. Shelf Res.*, 8:947-960, 1988.
- G. L. Mellor and T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20:851-875, 1982.
- A. Michelato, Accerboni E. and P. Berger. Current meter observations in the eastern and central sector of the Strait of Magellan. *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, Vol. IX, 2-3: 261-271, 1991.
- E. D. Palma and R. P. Matano. On the implementation of passive open boundary conditions for a General Circulation Model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*, 103:1319-1341, 1998.
- E. D. Palma and R. P. Matano. On the implementation of passive open boundary conditions for a General Circulation Model: The three dimensional case. *J. Geophys. Res.*, 105: 8605-8627, 2000.
- S. Panella, A. Michelato, R. Perdicaro, G. Magazzú, F. Decembrini, and P. Scarazzato, 1991. A preliminary contribution to understanding the hydrological characteristics of the Strait of Magellan : Austral Spring 1989. *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, Vol. IX, 2-3:107-126, 1991.
- L. J. Pratt. Geostrophic versus critical control in straits. *J. of Phys. Oceanogr.*, 21:728-732, 1991.
- R. Tokmakian and P. G. Challenor. On the joint estimation of model and satellite sea surface height anomaly errors, in *Ocean Modell.*, 1: 39-52, 1999.