

## DINAMICA DE GRAN ESCALA DE PLUMAS POCO DENSAS

Elbio D. Palma<sup>\*\*</sup> y Lina E. Sitz<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup> Departamento de Física  
Universidad nacional del Sur  
Av. Alem 1250, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina  
e-mail: lsitz@uns.edu.ar

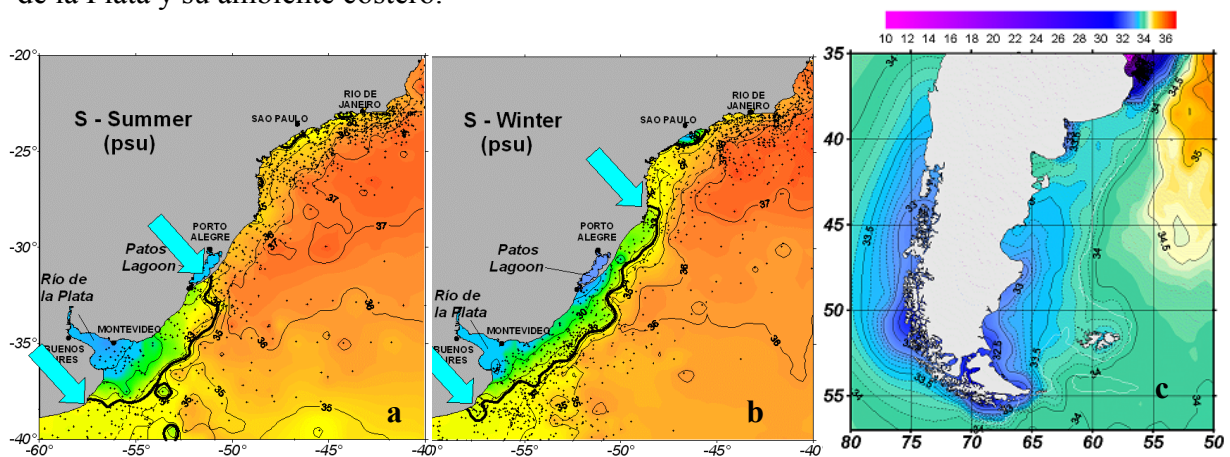
<sup>#</sup> Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET  
Complejo CRIBABB, Camino La Carrindanga Km. 7  
8000 Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina  
e-mail: uspalma@criba.edu.ar

**Palabras Clave:** Métodos numéricos, Descargas de agua dulce, Plumias flotantes.

**Abstract:** *Las grandes descargas de agua poco salinas provenientes del Río de la Plata y el Estrecho de Magallanes constituyen uno de los forzantes más relevantes para la dinámica oceánica sobre la Plataforma Continental Argentina. Adicionalmente, las plumas contribuyen a la distribución de sedimentos, nutrientes, contaminantes y también peces en etapa juvenil. No es accidental que las zonas pesqueras más importantes de la Plataforma Continental se superpongan con las áreas de drenaje de estas fuentes. Los mecanismos dinámicos que controlan la trayectoria y distribución de estas plumas de gran escala son todavía poco conocidos. En este trabajo se emplea un modelo numérico tridimensional con un esquema advectivo mejorado en la horizontal y un esquema de clausura turbulenta en la vertical para examinar la evolución, equilibrio y variabilidad de gran escala de plumas flotantes. El modelo se halla configurado en un dominio rectangular simple simulando una plataforma continental con topografía variable. El estudio extiende modelos numéricos previos mediante la inclusión de una gran descarga de agua dulce ( $20000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y forzante de vientos y marea. Los procesos físicos involucrados son analizados en términos de balances de cantidad de movimiento y salinidad.*

## 1 INTRODUCCIÓN.

Las plumas de baja salinidad, generalmente provenientes de descargas de ríos, constituyen un elemento dinámico de gran importancia en la circulación oceánica costera. Adicionalmente, las plumas contribuyen a la distribución de sedimentos, nutrientes, contaminantes y también peces en etapa juvenil. No es accidental que las zonas pesqueras más importantes de la Plataforma Continental del Océano Atlántico Sudoccidental se superpongan con las áreas de drenaje del Río de la Plata y el estrecho de Magallanes (Fig. 1). Los mecanismos dinámicos que controlan la trayectoria y extensión de estas plumas de aguas poco salinas son todavía poco conocidos. La pluma del Río de la Plata por ejemplo muestra importantes variaciones estacionales (Fig. 1a y b), a pesar de que la descarga media anual del río es prácticamente constante<sup>[1]</sup>. Se especula además, que durante años de grandes descargas (p.e, El Niño) la pluma debería alcanzar muy bajas latitudes; este fenómeno, sin embargo, no ha sido nunca observado. La pluma de Magallanes presenta un mínimo de salinidad en su núcleo y se especula sobre la existencia de una corriente superficial en concordancia con el mismo (Corriente Patagónica<sup>[2]</sup>, Fig. 1c). Estudios previos se han concentrado en el análisis de plumas superficiales, es decir sin contacto con el fondo<sup>[3]</sup> o de plumas con contacto de fondo pero sin forzante externo<sup>[4]</sup>. En este trabajo extenderemos estos resultados estudiando los principales factores físicos que afectan la dinámica de gran escala (lejos de la fuente) de descargas de aguas poco densas que se adhieren al fondo mediante el empleo de un modelo numérico tridimensional configurado en un dominio rectangular simple simulando una plataforma continental. Los parámetros físicos del modelo idealizado están basados en el Río de la Plata y su ambiente costero.



**Figura 1: Salinidad superficial obtenida de mediciones hidrográficas en la región de la descarga del Río de La Plata (a) Invierno (b) Verano, y Pluma de Magallanes (c)**

El artículo está organizado de la siguiente manera: luego de la Introducción, en la sección 2 se ofrece una descripción de las características del modelo y de las diferentes configuraciones que se emplearon en los experimentos numéricos. La sección 3 describe la circulación inducida en la plataforma por la descarga y los diferentes forzantes así como los correspondientes balances dinámicos y termodinámicos. El trabajo concluye con una discusión de los resultados experimentales en la sección 4.

## 2. CONFIGURACIÓN DEL MODELO.

El modelo empleado en las simulaciones es el Princeton Ocean Model (POM). Este modelo emplea una grilla de diferencias finitas en la horizontal y coordenadas sigma en la vertical y contiene un esquema de clausura turbulenta de segundo orden para el cálculo de los coeficientes de mezcla vertical. (para mas detalles ver<sup>[5]</sup>). Para nuestros experimentos numéricos modificamos el esquema advectivo original del modelo (diferencias centrales) y lo reemplazamos por un esquema advectivo positivo definido<sup>[6]</sup>. De esta manera, se evita la posibilidad de existencia de salinidades negativas, especialmente cerca de la desembocadura del río<sup>[7]</sup>. Los coeficientes de mezcla horizontal se mantienen constantes e iguales a  $A_H = 50 \text{ m}^2/\text{s}$  mientras que los coeficientes de viscosidad y difusividad verticales (mezcla vertical) se calculan empleando el esquema de clausura turbulenta de Mellor-Yamada<sup>[8]</sup>. El dominio del modelo es rectangular (120 x 150 celdas de tamaño 1.5 km x 3 km con resolución más fina en dirección transversal a la costa) con una pared impermeable en el lado oeste del dominio y tres bordes abiertos (Fig. 2a). La resolución es suficiente para resolver la escala característica de este problema, el radio de deformación interna de Rossby. Empleamos 15 niveles sigma en la vertical. El agua dulce se introduce uniformemente en las grillas que conforman la cabecera del estuario localizado en  $y = 95\text{km}$  siguiendo el esquema propuesto en<sup>[9]</sup>. Los parámetros físicos del modelo idealizado (topografía, amplitud de la marea, magnitud del viento y descargas) están basados en el Río de la Plata y su ambiente costero. Las condiciones de borde sobre tierra se implementan por medio de una máscara que asegura que la velocidad normal a la costa sea nula. En los tres bordes abiertos (sur, norte y este) las condiciones de borde abierta para el modo barotrópico, las velocidades internas y salinidad fueron seleccionadas siguiendo los resultados de Palma and Matano<sup>[10]</sup>.

## 3. RESULTADOS.

En todos los casos estudiados y dada la magnitud de la descarga, la pluma ocupa la totalidad de la columna de agua y el frente de densidad se extiende desde la superficie al fondo. Este tipo de descargas entran en la categoría denominada *plumas advectadas desde el fondo*<sup>[4]</sup> debido a que las características físicas de la pluma se hallan controladas por la capa límite de fondo (ver discusión del caso base).

### 3.1. Caso base. Descarga sin forzante ( $Q = 20000 \text{ m}^3/\text{s}$ )

En este experimento numérico estudiaremos el comportamiento físico de la pluma generada por una descarga de  $20000 \text{ m}^3/\text{s}$  de salinidad 0 psu ubicada a 95 km del borde sur. La temperatura de la descarga es constante e igual a  $10^\circ\text{C}$ . El océano costero se inicializa con agua de temperatura ( $10^\circ\text{C}$ ) y salinidad homogénea (35 psu) y no hay forzante superficial o de mareas. El modelo se integra desde el reposo por 120 días, donde se considera que ha alcanzado un estado cuasi-estacionario (los balances de movimiento y salinidad muestran que las derivadas temporales locales son varios órdenes de magnitud menores que los términos dominantes del balance).

**Descripción del flujo:** Los resultados se resumen en las Figuras 2 y 3. Los paneles de la Fig. 2 se subdividen en cuatro gráficos. El gráfico que corresponde a la velocidad superficial tiene vectores velocidad cuyo color refleja la intensidad de la corriente, para valores entre 0 y 10

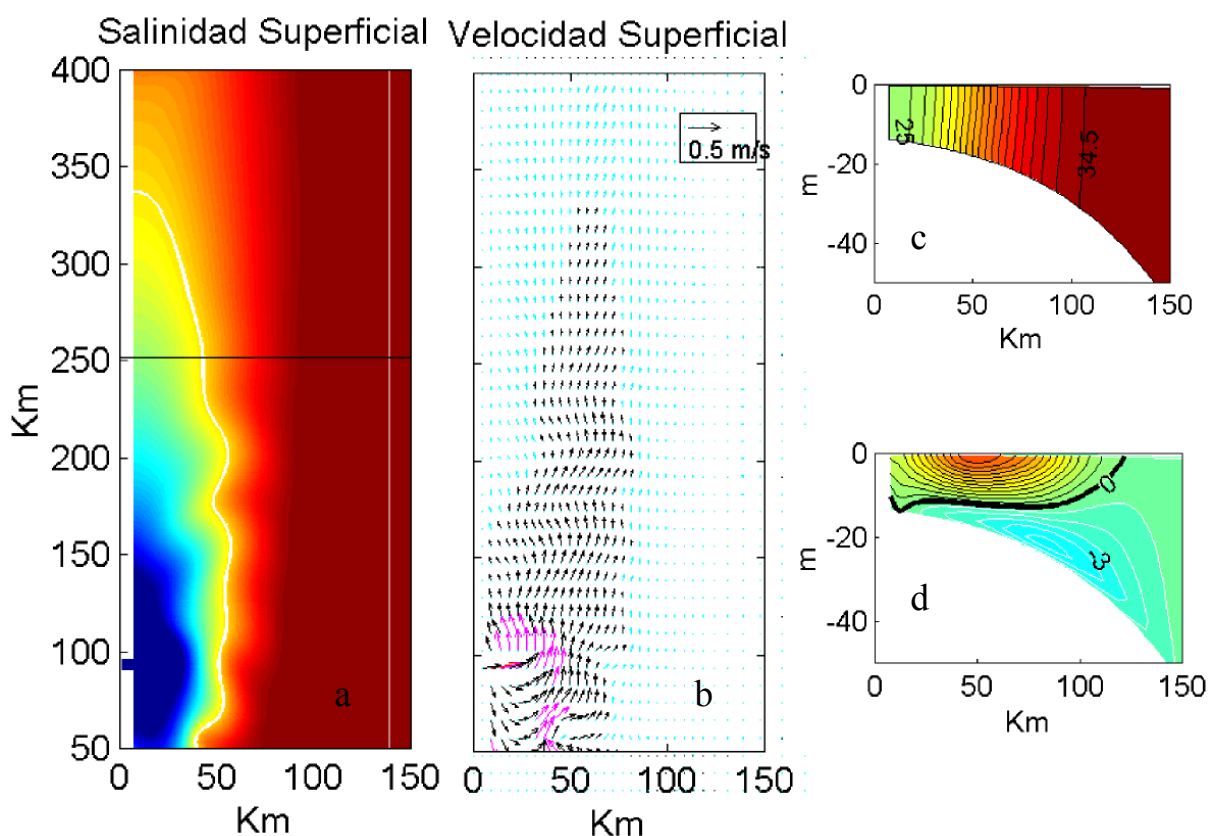


Figura 2: (a) salinidad superficial a los 120 días obtenida de una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y sin forzante, (b) Vectores velocidad superficial, (c) corte transversal de salinidad (indicado en línea negra en (a)), y (d) corte transversal de velocidad longitudinal. Más detalles sobre las figuras en el texto.

cm/s el color es celeste, para valores entre 10 cm/s y 30 cm/s el color es negro, para valores entre 30 cm/s y 40 cm/s el color es magenta y para valores mayores a 40 cm/s el color es rojo. El intervalo de contornos de la sección transversal de salinidad es 0.5 psu y el intervalo de contornos de la sección de velocidad longitudinal es de 2.5 cm/s. Los cortes transversales de salinidad y velocidad se realizan a lo largo de la línea negra indicada en la figura de salinidad superficial. Las líneas blancas en los gráficos de salinidad superficial resaltan el contorno de 27.5 ppt, que tomaremos como indicativo del alcance de la pluma para el instante considerado.

En la medida que ingresa el agua de río, se forma una protuberancia de agua poco densa la cual, afectada por la rotación terrestre se propaga rápidamente en el sentido de las ondas costeras para el hemisferio sur (hacia el norte en este caso) generando una corriente costera en la misma dirección. El ingreso continuo de estas aguas poco densas extiende el alcance de la pluma tanto en la dirección longitudinal (aguas abajo) como transversal a la costa (en adelante offshore). La situación no permanece en forma indefinida ya que el océano adyacente erosiona la flotabilidad y produce con el tiempo un desplazamiento finito de la pluma. Mediante el empleo de los balances de movimiento y salinidad trataremos de determinar la extensión de estas penetraciones. Para el caso que nos ocupa, el estado estacionario se alcanza aproximadamente a los 120 días con el límite offshore de la pluma a unos 100 km de la costa (Fig. 2a) y casi paralelo a la isobata de 40m. (Fig. 2c). En la vecindad de la descarga hay un giro en las corrientes superficiales (Fig. 2b) y un flujo hacia el norte que exhibe meandros generados por inestabilidades baroclínicas. Las regiones de máxima intensidad de corriente están asociadas con las regiones de máximo gradiente horizontal de densidad (frente) que se aprecian claramente en los cortes de salinidad (Fig. 2c) y velocidad longitudinal (Fig. 2d). La estructura vertical del campo de velocidades es típica de una corriente generada por descarga de agua dulce. Se presentan dos capas, con la capa superior fluyendo aguas abajo y la inferior aguas arriba. Estas características de la dinámica de una pluma no forzada están en concordancia con las descritas por modelos previos <sup>[4]</sup>.

**Balances de movimiento y salinidad:** A continuación analizaremos los mecanismos físicos dominantes de la dinámica y termodinámica de la pluma cuando se alcanza el estado cuasi-estacionario. Para ello emplearemos balances de salinidad y movimiento promediados en los últimos 30 días del experimento. El balance de movimiento puede resumirse en la forma:

$$\begin{aligned}
 x) \quad & \frac{\partial U}{\partial t} - fV + ADV_x + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} - DIF_x - \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] = 0 \\
 y) \quad & \frac{\partial V}{\partial t} + fU + ADV_y + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} - DIF_y - \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] = 0
 \end{aligned}$$

(1)    (2)    (3)    (4)    (5)    (6)    (7)

donde (1) es el término de tendencia temporal (tend), (2) es el término de Coriolis (cor), ADV incluye los términos no-lineales advectivos, (4) es el gradiente barotrópico de presiones (baropg), (5) es el gradiente baroclínico de presiones (bcpg), (6) es el término de mezcla horizontal, y (7) el término de mezcla (difusión) vertical (verdif). El balance de salinidad puede escribirse en la forma:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right]$$

(1)      (2)      (3)      (4)      (5)      (6)

donde (1) es el término de tendencia temporal (tend), (2) es el término de advección transversal (sax), (3) el término de advección longitudinal (say), (4) y (5) son los términos de difusión horizontal (sdx y sdy respectivamente), y (6) es el término de difusión vertical (sdz).

Las figuras 3 a y d muestran el balance de salinidad cerca de la superficie y el fondo en una sección transversal a 150 km de la fuente. Los términos dominantes del balance en el fondo son la difusión vertical de sal (sdz) y el flujo advectivo offshore (sax) con la difusión horizontal (sdx + sdy) jugando un papel secundario, salvo en la región cercana a la costa. En la superficie, la advección aguas abajo (say) contribuye de manera más significativa al cierre del balance, sobre todo en zonas cercanas a la costa (donde el balance es predominantemente advectivo). Se aprecia que el término de variación temporal (tend) es prácticamente despreciable. Es interesante notar que flujo advectivo de sal es negativo en el fondo (Fig. 3d), con lo cual el ingreso de agua más salina advectada desde el océano compensa la difusión vertical de agua menos salina y se llega a un equilibrio donde la base del frente ya no se mueve offshore. Este resultado es consistente con los discutidos en <sup>[4]</sup> y <sup>[11]</sup>.

Los balances de cantidad de movimiento en estado estacionario (dirección transversal  $x$ ) muestran que la corriente costera está esencialmente en equilibrio geostrofico (Figs. 3b y e), con el gradiente barotrópico de presiones (baropg, sobre elevación del nivel del mar) balanceado por el término de coriolis (cor). En la capa de fondo el balance geostrofico se mantiene, pero el gradiente baroclínico de presiones (bcpg) contrarresta en parte el barotrópico y genera una corriente de fondo adversa (ver Fig. 3e) que se equilibra con difusión vertical verdiff (capa de Ekman de fondo). En la dirección longitudinal (paralela a la costa, dirección  $y$ ) el balance es cuasi-geostrofico en la superficie (la difusión vertical contribuye al balance, Fig. 3c) y sigue la dinámica de Ekman en la capa de fondo (la fricción vertical equilibra al término de Coriolis, Fig. 3f). Es interesante notar que la magnitud de los términos del balance que controlan el flujo longitudinal (Figs. 3b y d) es 5 veces mayor que la de aquellos que mantienen el flujo secundario transversal.

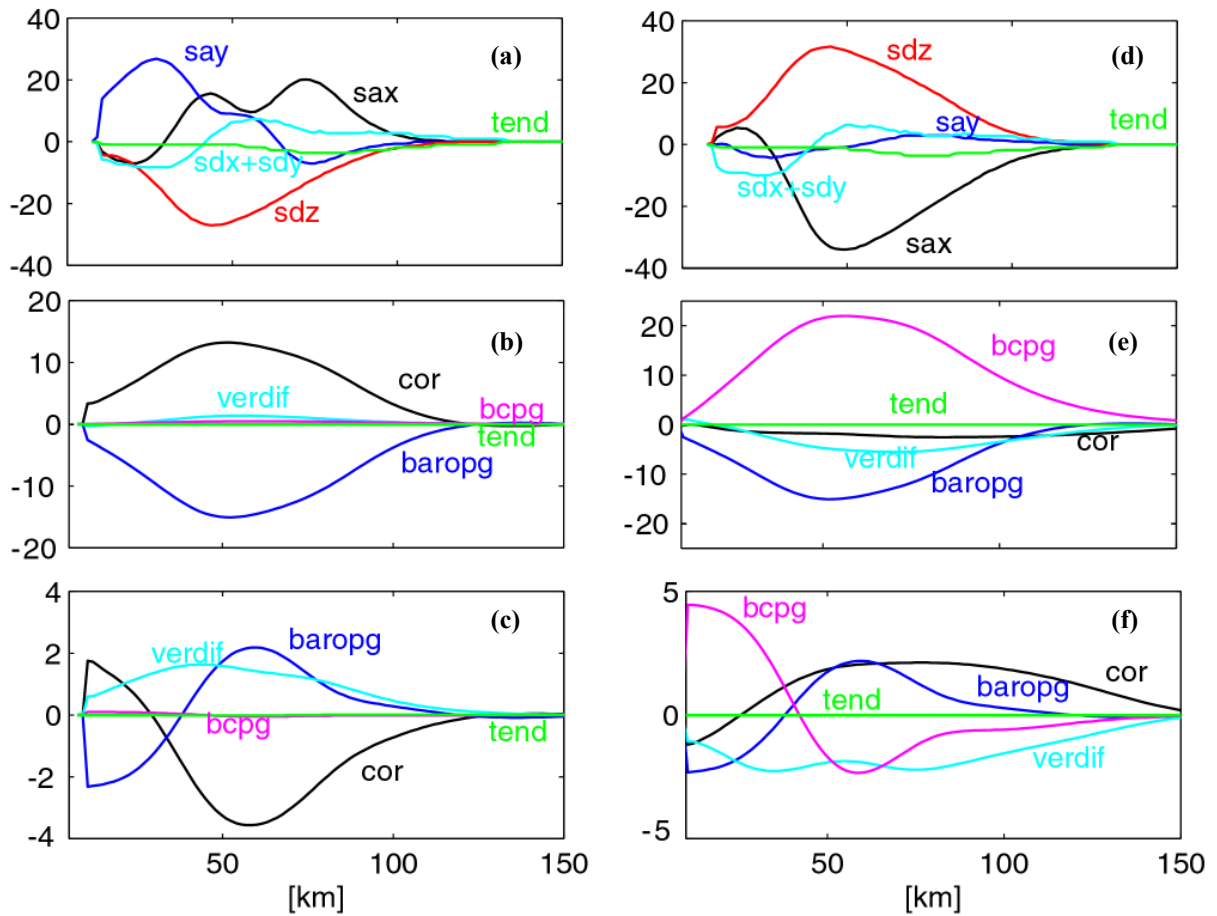


Figura 3: Balances de movimiento y salinidad en la sección transversal indicada en la Fig. 2 a los 120 días y obtenidos de una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y sin forzante. (a) Salinidad superficial (b) movimiento, componente  $x$  en superficie (c) movimiento, componente  $y$  en superficie, (d) salinidad de fondo, (e) movimiento, componente  $x$  en el fondo, (f) movimiento, componente  $y$  en el fondo. Las siglas corresponden a los términos de balance indicados por las ecuaciones (1) y (2).

### 3.2. Descarga con forzante de marea.

Es esperable que la presencia de la acción de la onda de marea modifique el balance dinámico de la pluma, principalmente mediante una intensificación de la fricción de fondo, del incremento en la mezcla vertical y la generación de velocidades advectivas residuales a través de no linealidades. Para estudiar estos efectos introdujimos además de la descarga de  $20000 \text{ m}^3/\text{s}$  un forzante de marea imponiendo una onda de Kelvin en el borde sur con una dependencia temporal sinusoidal (período igual a la componente lunar principal semidiurna  $M_2$ ) y una amplitud de 1.5 m.

**Descripción del flujo:** La figura 4 resume los resultados del experimento a los 120 días de integración. Concretamente, la marea incrementa la penetración aguas abajo y aguas arriba de la pluma y aumenta la penetración lateral (Fig. 4a, comparar con Fig. 2a). Adicionalmente, los meandros de la corriente superficial se reducen apreciablemente por aumento de la fricción turbulenta y el flujo se muestra más estable. (Fig. 4b). En este caso la estratificación horizontal tiene un gradiente mayor en la dirección  $x$  (fig 4c). Esta característica es coincidente con los resultados obtenidos en el estudio realizado por Chen *et al* [12].

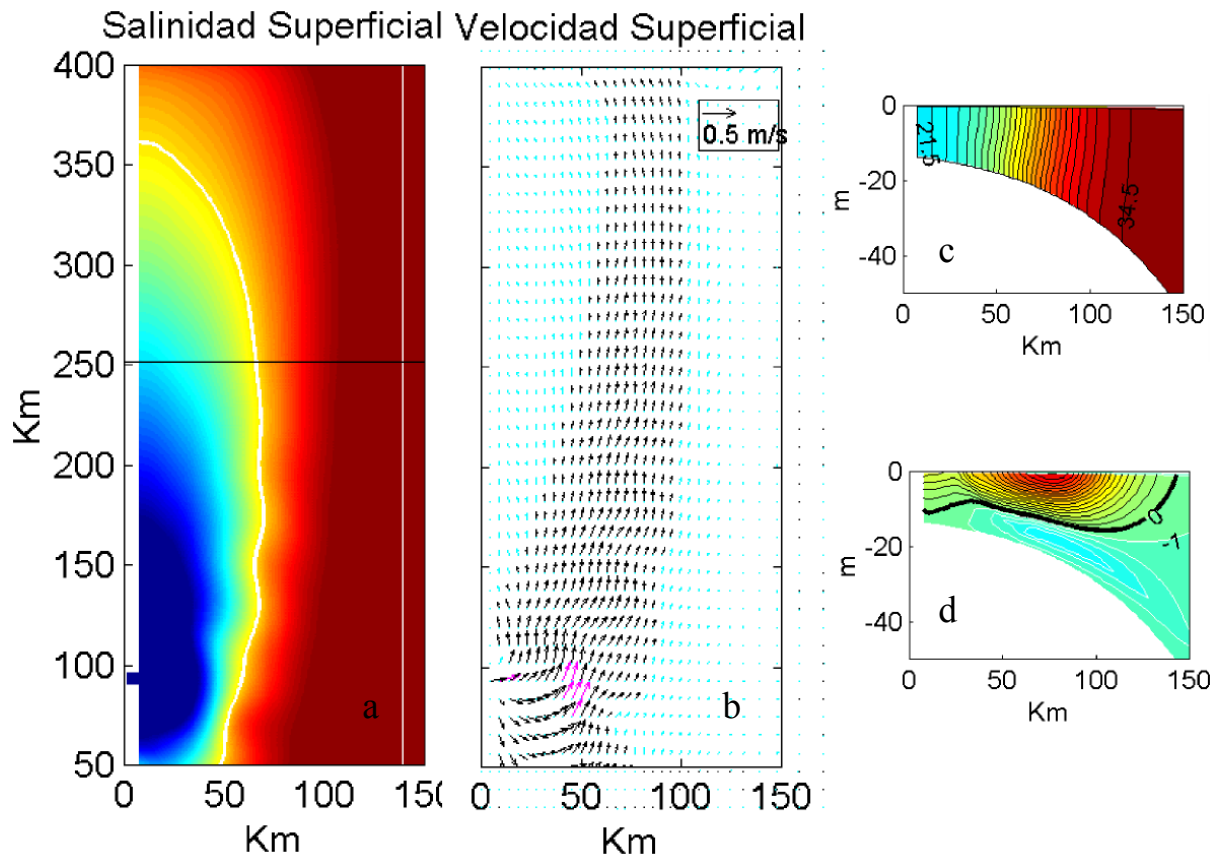


Figura 4: Idem a Fig. (2) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de marea de 1.5 m de amplitud en el borde sur.

**Balances de movimiento y salinidad:** En primer lugar, es interesante notar que el balance de salinidad de la pluma sigue siendo entre advección transversal y difusión vertical aunque con mayor extensión de la zona dominada por procesos advectivos en la superficie (Fig. 5a y d). Dado que se ha incrementado la mezcla vertical turbulenta, para mantener el balance, el frente de la pluma se mueve offshore (Fig. 4d). Este movimiento continúa hasta que la pendiente de fondo es lo suficientemente importante para generar un flujo advectivo de sal



hacia la costa, alcanzando de esta forma nuevamente el equilibrio alrededor de los 120 km de la costa. El balance de movimiento transversal ( $x$ ) muestra un incremento en el gradiente barotrópico de presiones, con el consiguiente aumento de la intensidad de la corriente costera longitudinal (Fig. 4d) y por lo tanto del alcance aguas arriba de la pluma. El balance de movimiento longitudinal ( $y$ ) sigue siendo cuasigeostrófico tanto en superficie como en fondo (Fig. 5c y f).

con importante contribución de la difusión vertical (comparar Figs. 3c y f con Figs. 5c y f)

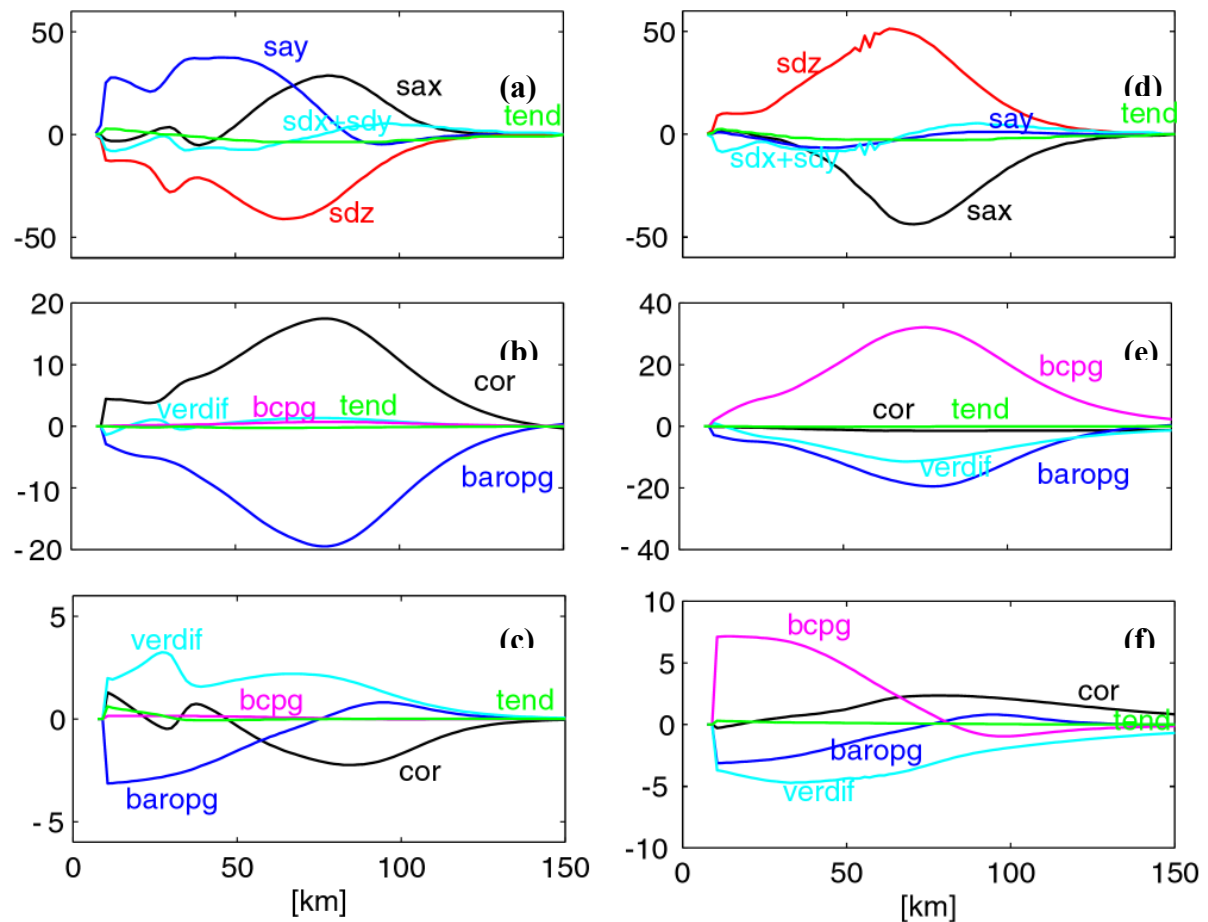


Figura 5: Idem a Fig. (3) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de marea de 1.5 m de amplitud en el borde sur.

### 3.3. Descarga con viento superficial

En esta serie de experimentos la descarga del río es idéntica a la empleada para el caso sin forzante ( $Q = 20000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) pero se incorpora en la superficie libre el forzante de viento.

Inicialmente consideraremos un viento uniforme en la dirección a lo largo de la costa proveniente desde el sur (favorable a la propagación de la pluma) y de magnitud 0.5 Pa y subsecuentemente un viento proveniente desde el norte (desfavorable) de la misma magnitud. También se examina el caso de un viento offshore (magnitud 2.0 Pa) que permitirá analizar el escenario de la descarga de Magallanes, donde el viento es predominantemente del oeste.

3.3.1. Viento desde el sur.

**Descripción del flujo:** Para este forzante la extensión de la pluma hacia el norte se incrementa comparada con el caso no forzado y se reduce significativamente la extensión offshore (Fig. 6a). El flujo hacia la costa en la capa de Ekman (superficial) reduce significativamente la extensión offshore de la pluma y además transporta agua de mayor salinidad en esa dirección. Tanto el aumento de la mezcla vertical como el ingreso de agua más densa colabora para aumentar el gradiente horizontal de salinidad cerca de la costa (Fig 6c) y reducir el gradiente vertical de velocidades característico de las descargas de baja densidad (Fig.6d, comparar con Fig. 2d).

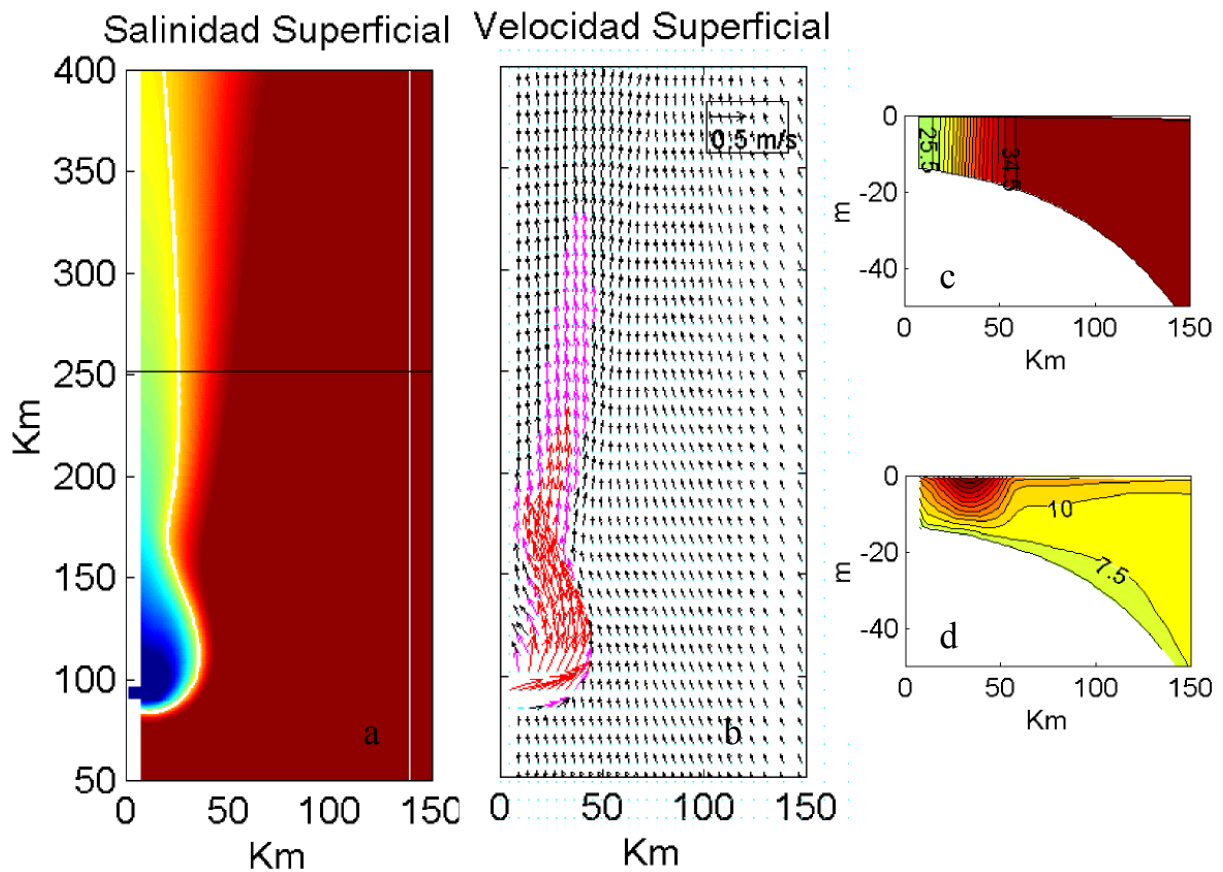


Figura 6: Idem a Fig. (2) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000$  m<sup>3</sup>/s y forzante de viento de 0.05 Pa desde el sur.

**Balances de movimiento y salinidad:** El balance de salinidad superficial es mayormente advectivo (flujo offshore de aguas poco densas es compensado con flujo hacia el norte de aguas mas densas), mientras que en el fondo el flujo advectivo transversal y la difusión horizontal compensan la difusión vertical (Fig. 7d). Es interesante notar que en ambos casos el flujo advectivo longitudinal es de signo contrario y de mayor magnitud que en el caso base. El cambio de signo se hace necesario para compensar el aumento del flujo advectivo transversal en la dirección offshore. El balance dinámico transversal (x) sigue siendo esencialmente geostrófico, pero la acción del viento, que apila agua sobre la costa, aumenta la contribución del gradiente barotrópico de presiones (comparar con Fig. 2b y d) y por lo tanto la velocidad superficial a lo largo de la costa (Fig. 6b) y el alcance longitudinal de la pluma. Como el efecto

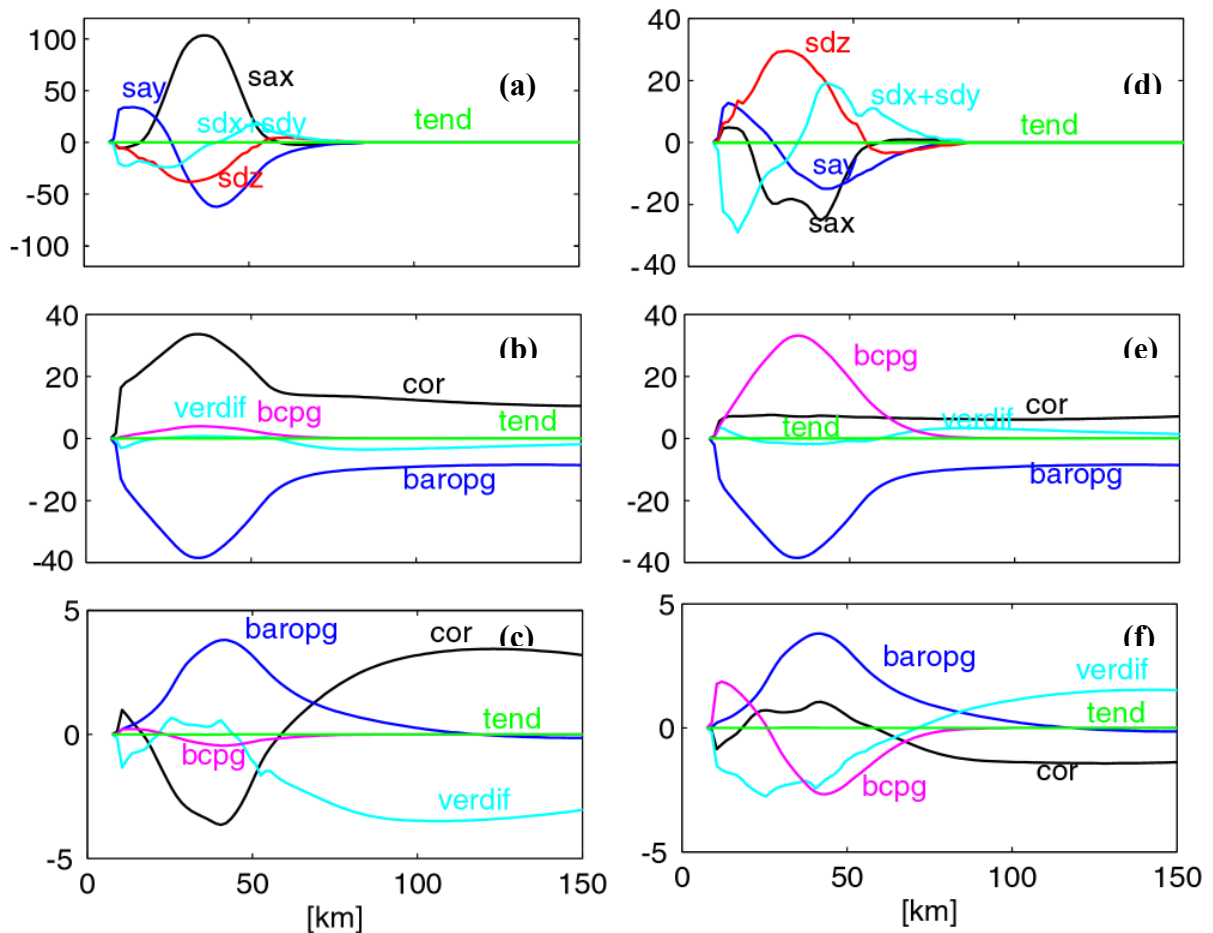


Figura 7: Idem a Fig. (3) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de viento de  $0.05 \text{ Pa}$  desde el sur.

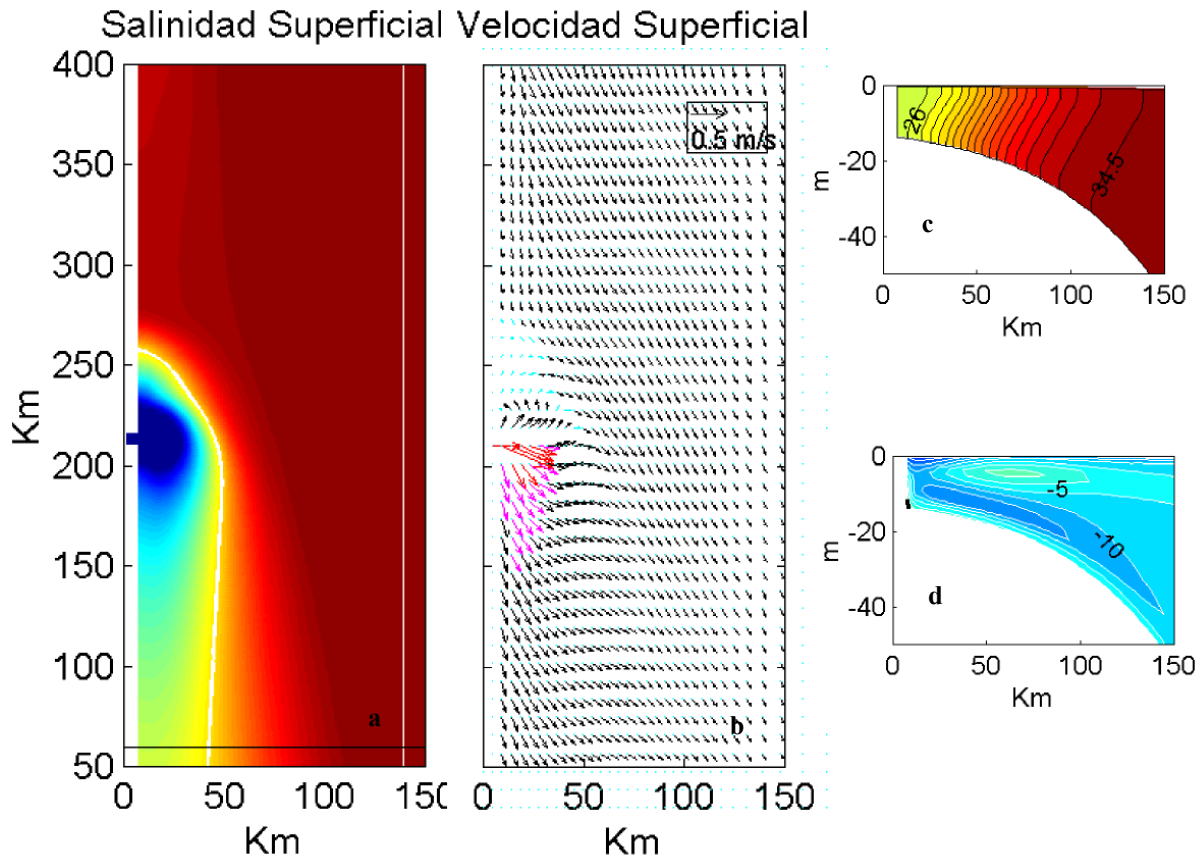
del gradiente barotrópico llega hasta el fondo, y el gradiente baroclínico es similar al caso no

forzado (Fig. 7f), la acción del viento previene la inversión de la velocidad en el fondo (Fig. 6d). De esta forma debe aparecer otro mecanismo físico que prevenga el movimiento offshore del frente de baja densidad. Este mecanismo es provisto en superficie por la fricción vertical (dinámica de Ekman, Fig. 7c) y en el fondo por el gradiente barotrópico de elevaciones en la dirección longitudinal (Fig. 7f), que induce un flujo hacia la costa en el fondo entre los 10km y 50 km. Aguas afuera del frente, la acción del viento predomina y tanto en superficie como en el fondo los balances reflejan la dinámica de Ekman con equilibrio entre la fricción vertical y coriolis (Fig. 7c y f). En la superficie esto produce la conocida rotación hacia la izquierda de la dirección del viento de los vectores velocidad (Fig. 6b).

### 3.3.2. Viento desde el Norte.

**Descripción del flujo:** En este caso la acción del viento presenta el mayor impacto sobre la dinámica de la pluma. Para el instante considerado la extensión de la pluma hacia el norte se reduce a un mínimo de aproximadamente 50 km de la fuente (Fig. 8a) mientras que el desplazamiento costa afuera se incrementa comparado con el caso no forzado (Fig. 8c). Es importante aclarar que para que esta comparación sea válida la sección transversal se realiza en este caso a 150 km *al sur* de la fuente. Este desplazamiento de la capa superficial se debe básicamente a la acción de las corrientes generadas por el viento, que en este caso tienen una importante componente offshore (Fig. 8b). Estas corrientes se oponen además al movimiento natural de la pluma hacia el norte e incrementan la mezcla vertical, lo que lleva a una reducción del gradiente transversal de salinidad y consiguientemente de la velocidad superficial del núcleo de la pluma (Fig. 8d). Aunque la distribución espacial de las corrientes muestra un flujo uniforme hacia el sur con un ángulo de aproximadamente 15° a la izquierda del viento, en la región de la desembocadura las corrientes de densidad modifican las corrientes producidas por el viento con el consiguiente aumento de intensidad en algunas regiones. La pluma muestra características del tipo mixto <sup>[4]</sup> (Fig. 8c), es decir intermedia entre una pluma superficial y otra atrapada por el fondo. Aunque la corriente a lo largo de la costa es hacia el sur en toda la sección, la interacción de las corrientes de densidad (que van hacia el norte) con las generadas por el viento hace que el máximo de velocidad (negativo) en la sección se encuentre en una capa intermedia (Fig. 8d).

**Balances de salinidad y movimiento:** Los balances de salinidad muestran que en este caso el equilibrio termodinámico de la pluma se establece entre la advección transversal de salinidad ( $sax$ ) y la difusión vertical ( $sdz$ ) tanto en la superficie como en el fondo (Fig. 9a y d). Esta característica es consecuencia de la estructura transversal del campo de velocidades generada por la dinámica de Ekman, donde el agua menos densa desplazada costa afuera por acción del viento (Fig. 9c) es reemplazada en la capa de fondo por agua más densa que proviene del océano abierto (Fig. 9f). Otra consecuencia de este balance es el aumento del gradiente vertical de densidad y consiguientemente de la mezcla vertical de sal ( $sdz$ ), que en este caso es casi un orden de magnitud mayor que el en caso no-forzado (comparar Fig. 3 y Fig. 9 paneles superiores).



**Figura 8: Idem a Fig. (2) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de viento de  $0.05 \text{ Pa}$  desde el norte.**

El balance de movimiento en la dirección transversal es cuasi-geostrófico en la superficie y cerca de la costa (coriolis es balanceado por la fricción y la elevación de la superficie) mientras que es esencialmente de Ekman en el fondo. La intensidad de la corriente superficial es mucho menor que la correspondiente al caso de viento desde el sur ya que en este caso el viento produce un movimiento offshore de la masa de agua en cercanías de la costa y por lo tanto un gradiente de presiones que se opone al generado por la descarga y (Fig. 9b y e, comparar con Figs. 7 b y e).

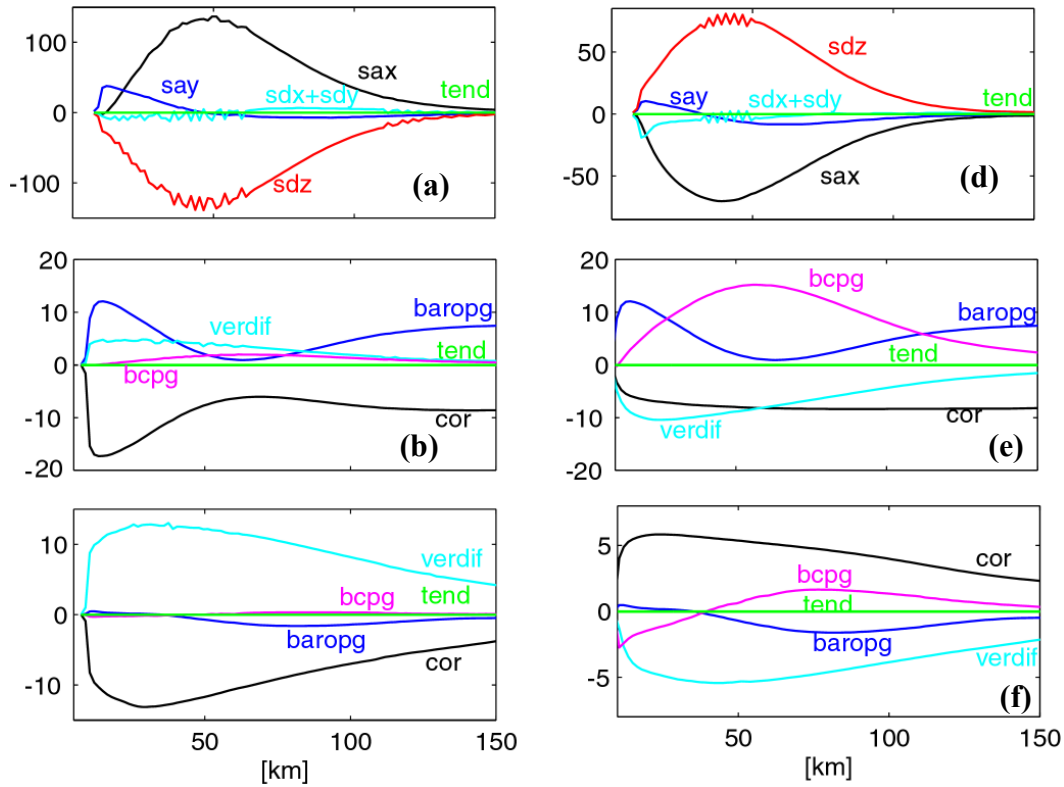


Figura 9: Idem a Fig. (3) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de viento de  $0.05 \text{ Pa}$  desde el norte.

### 3.3.3. Viento del oeste (offshore).

**Descripción del flujo:** El alcance longitudinal de la pluma se ve un poco disminuido respecto al caso base (Fig. 10a) pero es sin embargo mucho mayor que en la situación (3.3.2) ya que las corrientes superficiales favorecen en este caso el movimiento de la pluma hacia el norte (Fig. 10b). La situación dinámica cerca de la costa es similar a la que produce el viento desde el norte (3.3.2) debido a que el desplazamiento de la masa de agua superficial offshore genera surgencia en la costa que homogeneiza la columna de agua, aumenta el gradiente horizontal de salinidad y desplaza transversalmente el frente hacia mayores profundidades (Fig. 10 c y d).

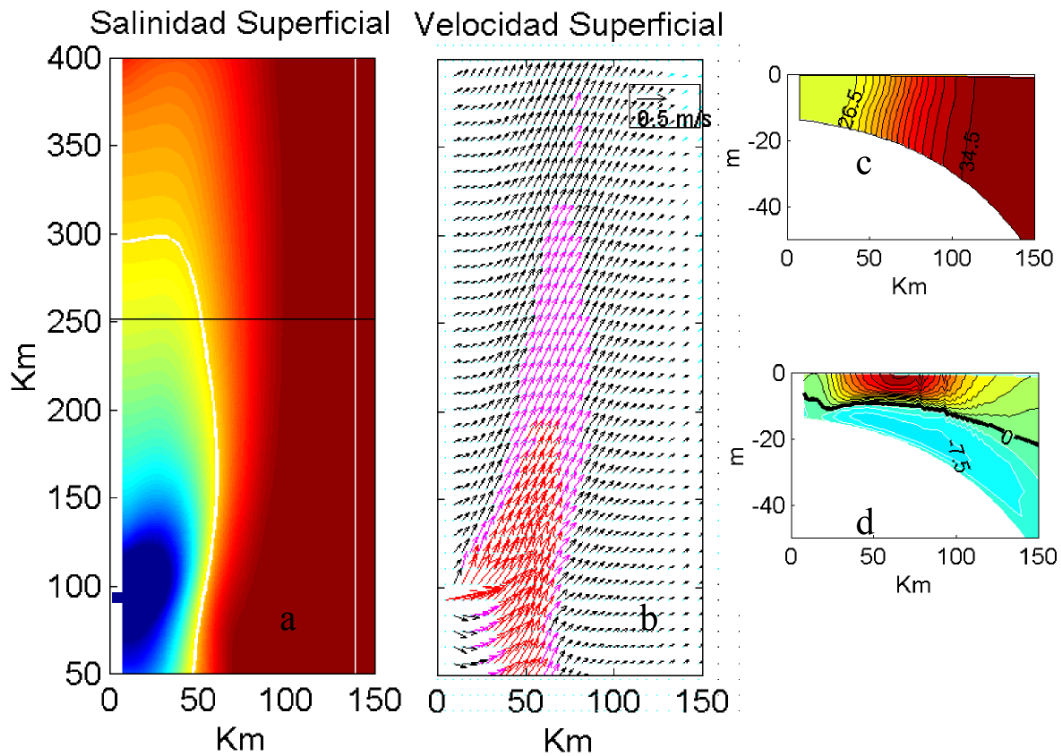


Figura 10: Idem a Fig. (2) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de viento de  $2.0 \text{ Pa}$  desde el oeste.

Balances de salinidad y movimiento: El balance de salinidad en la sección transversal considerada es similar al caso de forzante desde el norte, con la advección transversal equilibrando la difusión vertical y con poca contribución de la advección longitudinal en superficie y fondo (Fig. 11 a y d). El balance dinámico en la dirección transversal (x) muestra el desarrollo de un intenso flujo hacia el norte en la capa superficial (verdif equilibra a cor) con un máximo desplazado de la costa (Fig. 11b). Por otro lado, balance dinámico en la dirección longitudinal (y) es esencialmente de Ekman en superficie y fondo (Figs. 11 c y f) y mantiene una circulación transversal en dos capas, flujo hacia el océano en la capa superficial y flujo compensatorio hacia la costa en el fondo. Esta celda de circulación intensifica el gradiente transversal de salinidad (por mezcla convectiva en la región cercana a la costa) e induce a través del gradiente baroclínico de presiones (Fig. 11b) una intensificación sustancial de las velocidades longitudinales superficiales en el núcleo de la pluma (Fig. 10b).

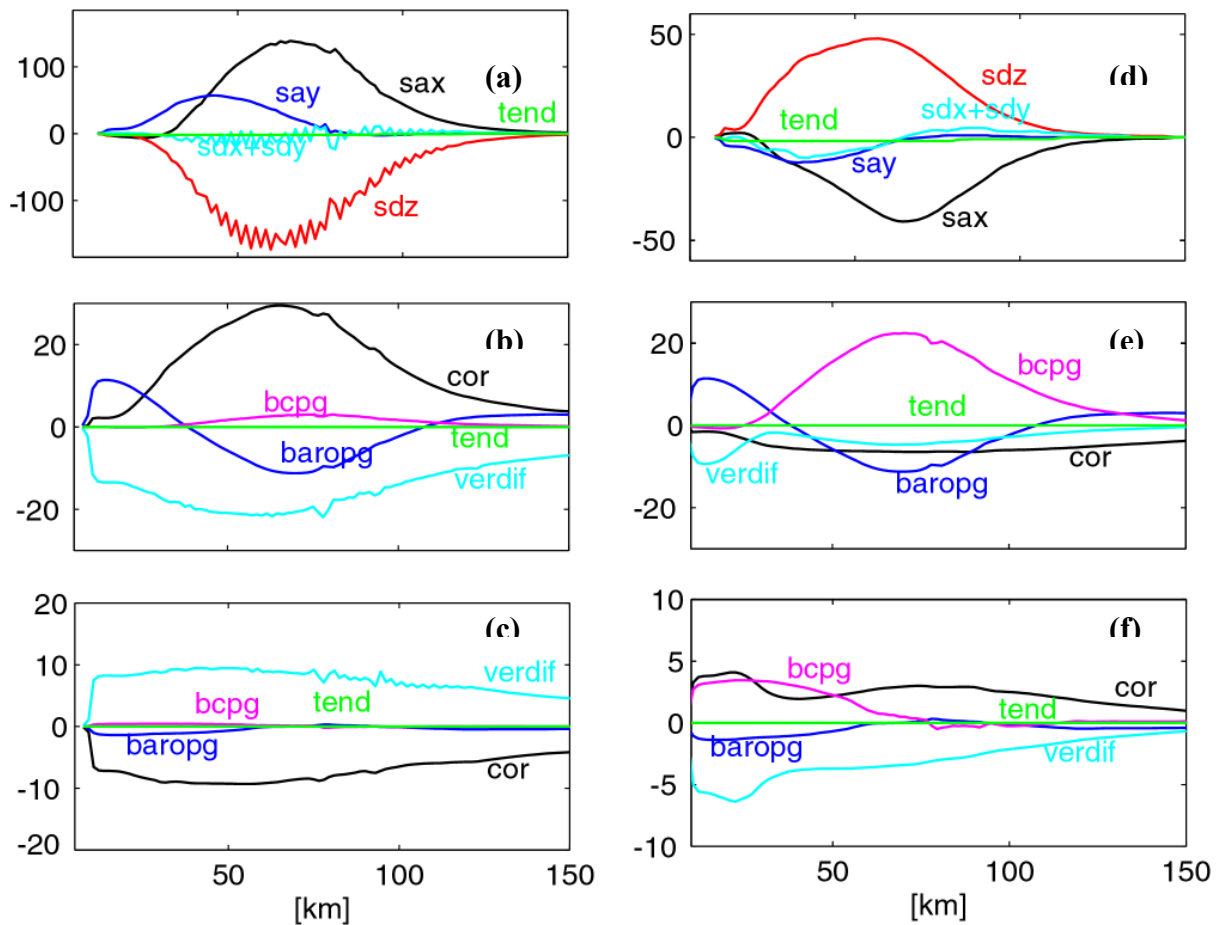


Figura 11: Idem a Fig. (3) pero los resultados corresponden a una simulación con descarga  $Q=20000 \text{ m}^3/\text{s}$  y forzante de viento de  $2.0 \text{ Pa}$  desde el oeste.

#### 4. CONCLUSIONES

En este artículo se estudiaron los mecanismos forzantes que afectan el desarrollo, evolución y variabilidad de una gran descarga de agua poco densa sobre la plataforma continental mediante el empleo de un modelo numérico. Los parámetros físicos del modelo están basados en el Río de la Plata y su ambiente oceanográfico y mas allá de su idealización los resultados capturan aspectos del comportamiento estacional reportado en la literatura.

Los resultados pueden resumirse de la siguiente manera:

- El comportamiento dinámico de plumas flotantes se halla fuertemente influenciado por los forzantes externos, principalmente vientos y mareas. Los resultados numéricos muestran



una gran dependencia de la penetración longitudinal y transversal de la pluma con el viento superficial. Los experimentos realizados con la descarga no forzada muestran que la extensión transversal de la pluma está regulada por un balance entre el flujo advectivo de sal perpendicular a la costa y la difusión vertical. La inclusión de forzante externo modifica este balance dinámico de diversas formas.

- Vientos en la dirección del movimiento natural (no forzado) empujan la pluma hacia la costa reduciendo su difusión aguas afuera y aumentando su alcance aguas arriba (situación de invierno para el Río de la Plata, Fig. 2b), mientras que vientos opuestos reducen el alcance longitudinal y aumentan la difusión transversal (situación de verano, Fig. 2c). En ambos casos el alcance costa afuera se ve reducido por la pendiente de la topografía de fondo y la corriente superficial presenta un máximo cerca de la costa. Además de regular el desarrollo espacial de la pluma, la dirección del viento también afecta el espesor de la capa de mezcla, presentando las corrientes superficiales en la región de la pluma mayor variabilidad que en la zona exterior a la misma. La variación estacional de los vientos influenciará de esta manera la remoción de aguas de baja salinidad de la plataforma interna. Para la Plataforma Argentina se espera una gran remoción de aguas del RDP durante la primavera/verano donde el viento medio es característicamente desde el NE.
- El efecto de la marea sobre la pluma se manifiesta en el aumento de la mezcla vertical, principalmente a través de un incremento en la fricción de fondo y un aumento en la advección de la pluma generada por corrientes residuales. Los resultados numéricos muestran que la marea aumenta la penetración aguas arriba y aguas abajo de la pluma y aumenta el desplazamiento aguas afuera (Fig. 2e). De esta manera la marea genera efectos detectables aun que moderados en la dinámica de la pluma .
- Los vientos de dirección offshore (transversales a la costa) producen mayor expansión de la pluma costa afuera, y generan un mínimo de salinidad y máximo de velocidad superficial en zonas intermedias de la Plataforma. Esta situación es la que prevalece en la pluma de Magallanes (Fig 2d).

La teoría indica que durante años de caudal alto, gracias a la mayor disponibilidad de agua dulce, se produciría una marcada alteración del ecosistema costero del Río de la Plata debida al aumento en la extensión de las aguas de baja salinidad. Sin embargo, los datos históricos disponibles indican que la extensión de aguas diluidas no aumenta durante esos períodos, sino que la misma disminuye. Resultados obtenidos con experimentos adicionales (no presentados) demuestran que aún para una descarga alta (60000 m<sup>3</sup>/a) similar a la observada en años Niño pero con vientos desfavorables (predominantes durante esos períodos) la extensión de la pluma hacia el norte se ve reducida respecto a años normales. Contrariamente con bajos caudales (12000 m<sup>3</sup>/s) pero vientos favorables, la extensión de la pluma es mayor a la esperada teóricamente.

## 5. REFERENCIAS

- [1] Piola, A. R., O. O. Moller y E. D. Palma, El impacto del Plata sobre el Océano Atlántico, *Revista Ciencia Hoy*, **14** 228-237, (2004).
- [2] Piola, A. R. y A. Rivas, Corrientes en la Plataforma Continental, en *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros*, 1, Publicación INIDEP, 119-132, (1997).
- [3] Garcia Berdeal I., B.M. Hickey and M. Kawase, Influence of wind stress and ambient flow on a high discharge river plume, *J. of Geophys. Res.*, **107** doi:10.1029/2001JC000932, (2002).
- [4] Yankovsky A. E. and Chapman, D. C., A Simple Theory for the Fate of Coastal Discharges, *J. Phys. Oceanogr.* **27** 1386-1401 (1997).
- [5] Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-dimensional Coastal Ocean Models, Coastal and Estuarine Sci. Ser. 2*, (ed. N. Heaps), American Geophysical Union, Washington DC (1987).
- [6] Smolarkiewicz, P. K. and W. W. Grabowski, The multidimensional positive definite advection transport algorithm, *J. Comput. Phys.*, **86** 355-375, (1990).
- [7] Fong, D. A., and W. R. Geyer, The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume, *J. Phys. Oceanogr.* **32** 957-972 (2002).
- [8] Mellor, G. L., and T. Yamada, Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geo. Space Phys.*, **20** 851-875, (1982).
- [9] Kourafalou, V. H., L.-Y. Oey, J. D. Wang, and T. N. Lee, The fate of river discharge on the continental shelf. 1. Modeling the river plume and the inner shelf coastal current, *J. of Geophys. Res.*, **101** 3415-3434, (1996).
- [10] Palma, E.D., and Matano R. P., On the implementation of open boundary conditions for a General Circulation Model : The three dimensional case. *J. of Geophys. Res.*, **105** 8605-8627, (2000).
- [11] Chapman, D. C., and S. J. Lentz, Trapping of a coastal Density Front by the Bottom Boundary Layer, *J. Phys. Oceanogr.* **24** 1464-1479 (1994).
- [12] Chen, Ch, and L. Zheng, J. O. Blanton, Physical processes controlling the formation, evolution, and perturbation of the low-salinity front in the inner shelf off the southeastern United States: a modeling study, *J. Phys. Research* . **104** 1259-1288 (1999).