UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Implementación de un Modelo Hidrodinámico Bidimensional para el Estudio de la Circulación en Fiordos

Héctor Verdejo Pinochet

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía:
Dr. Oscar Pizarro Arriagada

Comisión:
Dr. Manuel Castillo Silva, Dr. Dante Figueroa Martínez,
Dr. Elías Ovalle Miranda

Universidad de Concepción

Marzo de 2012

Índice general

1. Introdución **1**

2. Teoría **4**
- 2.1. Fiordos 4
- 2.2. Procesos físicos al interior del fiordo 5
- 2.3. Dinámica de circulación de fiordos 7
  - 2.3.1. Condiciones de borde 11

3. Método **13**
- 3.1. Diferencias finitas 13
  - 3.1.1. Aproximación de derivadas de primer orden 14
  - 3.1.2. Términos no lineales 14
- 3.2. Grilla 16
- 3.3. Restricciones en el paso temporal T 16

4. Resultados **18**
- 4.1. Descripción de la simulación 18
- 4.2. Resultados 19

5. Discusión **29**

6. Conclusiones **31**

7. Anexos **33**
- 7.1. Anexo I: Discretización de las ecuaciones 33
  - 7.1.1. Esquemas numéricos 33
  - 7.1.2. Fórmulas numéricas para las condiciones de borde . . . 38
- 7.2. Anexo II: Código 40
  - 7.2.1. main.f95 40

7.2.2. fjordparam.f95 44
7.2.3. sub.f95 46
7.3. Anexo III: ¿Cómo utilizar el modelo? 61

Índice de figuras

2.1. Esquema de los procesos físicos que ocurren al interior de un fiordo (Adaptación del esquema presentado en *Physics of mid-latitude fjords*[8]) . . . 7
2.2. Geometría utilizada en la implementación del modelo hidrodinámico propuesto por Kowalik & Murty (1993) [11]. La figura a) muestra un corte horizontal-vertical, b) muestra el ancho del canal. . . . 8

3.1. Esquema utilizado en la derivación del término advectivo. . . . 15
3.2. Esquema utilizado en la derivación del término difusivo 15
3.3. Grilla utilizada en la resolución de las ecuaciones del modelo. En rojo se muestra un punto de integración con índices j, l. . . 17

4.1. Resultados día 6 . . . 20
4.2. Resultados día 9 . . . 21
4.3. Resultados día 12 . . . 22
4.4. Resultados día 15 . . . 23
4.5. Resultados día 18 . . . 24
4.6. Resultados día 21 . . . 25
4.7. Resultados día 24 . . . 26
4.8. Resultados día 27 . . . 27
4.9. Resultados día 30 . . . 28

7.1. Estructrura utilizada en el modelo computacional (Esquema adaptado de *Kampf (2010)*[12]). En rojo se indica el nombre del archivo, en negro el tipo de archivo y en azul su función principal . . . 41

Agradecimientos

A mi familia por su apoyo incondicional: a mi abuela Margarita; mis padres Margarita y José Manuel; a mis hermanos Hugo, Reynaldo y Javier; a mis sobrinos Francisca, Nicolás, Matilda y Julieta; a mi cuñada Catherine. A los que no pudieron estar presentes: mi papá Hugo y mi abuelo Eduardo. A mis tíos, en especial a Eduardo y Patricia; a mis primos; a mis amigos; a mi compañera de vida María Paz por su amor y contención.

Al Departamento de Geofísica, administrativos y docentes, por la valiosa formación entregada durante estos años. En especial al profesor que guió este trabajo, Dr. Oscar Pizarro, por su contribución y apoyo en el desarrollo de esta habilitación profesional.

Especiales agradecimientos al Programa COPAS Sur-Austral de la Universidad de Concepción (CONICYT, PFB-31) por el financiamiento de este trabajo.

Dedicatoria

A la Patagonia indómita donde viví y crecí. Espero que este trabajo pueda contribuir al estudio y comprensión de su valioso medio ambiente.

Resumen

El estudio de la circulación de los fiordos chilenos es escaso, por lo que cobra relevancia la implementación de un modelo hidrodinámico que permita evaluar la relación entre forzantes y los procesos físicos que se desarrollan en su interior. En el presente trabajo se implementa un modelo hidrodinámico para el estudio de la circulación en fiordos basado en el modelo propuesto por Kowalik & Muty[11]. Este modelo describe aspectos relevantes de la circulación en fiordos, en particular se muestran los resultados obtenidos en una simulación donde la circulación estuarina es revertida producto de la acción del viento.

Capítulo 1

Introdución

Los fiordos son valles erosionados por la acción de antiguos glaciares. Ellos se localizan en áreas que fueron cubiertas por plataformas de hielo durante el Pleistoceno. Se presentan típicamente desde latitudes medias a altas en ambos hemisferios, a lo largo del denominado cinturón de fiordos [7].

La Patagonia chilena es una de las regiones de fiordos más extensa del mundo, abarcando desde los 41.5°S (Fiordo Reloncaví) a 55.9°S (Cabo de Hornos) cubriendo un área de 240,000 km^2[15]. La presencia de fiordos ha favorecido el desarrollo de la industria de la acuicultura en esta zona, debido a que sus aguas proporcionan óptimas condiciones, constituyéndose ésta en una de sus principales actividades económicas.

Sin embargo, en algunos fiordos el intercambio limitado de sus aguas con las aguas costeras externas, puede llevar a la acumulación de contaminantes o a la reducción del oxígeno disuelto hasta niveles críticos para el desarrollo de la acuicultura. En este contexto adquiere relevancia el conocimiento de los mecanismos que controlan la circulación y la mezcla al interior de los fiordos. Estos mecanismos juegan un papel central en la ventilación y en los tiempos de residencia y de renovación de las aguas al interior de un fiordo.

Actualmente el conocimiento de la circulación y la dinámica de los fiordos chilenos es muy limitado. Aunque estudios en este ámbito (basado tanto en observaciones como en modelos numéricos) realizados durante las últimas dos décadas han contribuido significativamente al conocimiento de estos ambientes, aún quedan muchas preguntas fundamentales por responder, antes de lograr el conocimiento suficiente que permita un manejo adecuado de los fiordos chilenos. El uso de modelos simples permite un mejor entendimiento de los diferentes mecanismos que son relevantes al interior de un fiordo. Con modelos simples es posible identificar algunas relaciones causa-efecto y además realizar simulaciones de diferentes escenarios, evaluando en forma preliminar las consecuencias que tendría para el fiordo posibles variaciones naturales o cambios introducidos por su propio uso.

El objetivo general del presente trabajo es implementar un modelo hidrodinámico bidimensional para el estudio de la circulación en fiordos. Con este propósito se utiliza el modelo propuesto por Kowalik & Murty[11] el cual es resuelto utilizando el método de diferencias finitas. El modelo computacional (Anexos II, Sección (7.2)) se obtiene a partir de la forma discretizada de las ecuaciones y es escrito en Lenguaje FORTRAN.

En el Capítulo 2 se exponen las características de los fiordos junto con una revisión general de los distintos procesos físicos que ocurren en su interior. En la Sección (2.3) se presentan las ecuaciones que gobiernan la circulación en los fiordos. En el Capítulo 3 se realiza una breve descripción del método de diferencias finitas, mostrando las aproximaciones utilizadas en la discretización de las ecuaciones que componen el modelo. En la Sección (3.2) se describe la grilla utilizada y en la Sección (3.3) se expone la restricción del paso temporal asociado al esquema numérico utilizado. En el Capítulo 4 se muestran los resultados obtenidos en una simulación donde se estudian los efectos del viento en la circulación de las aguas al interior del fiordo. La simulación considera un flujo de agua dulce constante en la cabeza del fiordo y un viento que después de soplar durante varios días en una dirección hacia fuera del fiordo, se revierte abruptamente. El Capítulo

5 presenta la discusión de los principales resultados obtenidos. Finalmente, las conclusiones del presente trabajo son expuestas en el Capítulo 6. En el Anexo I se detalla la forma discretizada de las ecuaciones. El código fuente del modelo se muestra en el Anexo II. Los pasos necesarios para realizar una simulación utilizando el modelo se indican en el Anexo III (Sección (7.3)).

Capítulo 2

Teoría

2.1. Fiordos

Los fiordos son estructuras geológicas generadas por la acción de la erosión glaciar y parcialmente inundadas por agua de mar. Ellos se caracterizan por ser relativamente largos en comparación a su ancho y por estar delimitados por laderas profundas con pendientes pronunciadas. Comunmente, la profundidad en algunas regiones al interior del fiordo puede llegar a superar la profundidad de la plataforma continental adyacente. La mayoría de los fiordos poseen una constricción en la boca que está asociada a una abrupta reducción de la profundidad. Su origen está relacionado comúnmente a la acumulación de material producido por la erosión del antiguo glaciar (es decir, correspondería a la morrena terminal del glaciar). En inglés esta constrición se denomina sill y en el presente trabajo se utilizará este término para referirse a las constricciones de esta naturaleza[4].

Los fiordos son un tipo particular de estuarios ya que presentan importantes entradas fluviales. Estas comúnmente están concentradas en la cabeza del fiordo, pero pueden tener lugar en diferentes puntos a lo largo de la linea de costa.

El término cabeza es utilizado para describir la terminación interior del fiordo, mientras que boca representa la abertura que conecta el fiordo con el mar exterior[4] (Figura 2.1).

2.2. Procesos físicos al interior del fiordo

Al interior del fiordo ocurren distintos procesos físicos que resultan de la compleja interacción entre las características topográficas, la estratificación en densidad y los forzantes externos, es decir, entradas de agua dulce, mareas, viento, estructura vertical de temperatura y salinidad del mar adyacente (Figura (2.1)).

El aporte de agua dulce a los fiordos es principalmente de origen fluvial, y éste se encuentra frecuentemente concentrada en la cabeza del fiordo. La introducción de agua dulce en la cabecera genera un gradiente horizontal de densidad entre la cabeza y la boca, y consecuentemente un gradiente de presión en superficie cuya fuerza asociada apunta hacia la boca. Como resultado la corriente superficial se dirige hacia el exterior del fiordo. A medida que el agua cercana a la superficie (o capa de agua salobre) se desplaza hacia la boca, su salinidad aumenta producto de la mezcla con el agua de mar salada ubicada inmediatamente por debajo de la capa salobre (comúnmnete denominada capa intermedia en el contexto de la circulación estuarina). Esta mezcla vertical se denomina *entrainment* y describe un flujo neto de agua salada hacia la capa superior. La continuidad de la masa requiere de un flujo desde la boca hacia el interior del fiordo, el cual tiene lugar en la capa intermedia[5]. El sistema de circulación generado por estos flujos es conocido como circulación estuarina. Su intensidad es controlada por el aporte de agua dulce y por la fuerza del *entrainment* o mezcla vertical entra las capas superficial e intermedia. De esta modo los diversos procesos que controlan la mezcla vertical juegan un papel clave en la celda de circulación estuarina.

Las fluctuaciones periódicas de las corrientes asociadas a las mareas pueden ser altamente energéticas modulando la intensidad de la mezcla al interior de los fiordos y como consecuencia, pueden modificar la circulación estuarina en su interior[4]. A su vez, éstas pueden forzar intercambios cíclicos sobre el sill, dando origen a ondas internas que se propagan hacia el exterior y el interior del fiordo. Cuando estas ondas rompen contra el fondo generan turbulencia, contribuyendo a la mezcla diapicnica en las capas profundas del fiordo[16].

Los fiordos, al estar delimitados por pendientes pronunciadas, producen que el viento tienda a ser orientado a lo largo de su eje longitudinal. En condiciones estacionarias, si el viento sopla hacia la boca, el esfuerzo en superficie que genera el viento acelerará la capa superficial en esa dirección, intensificando el flujo superficial y reforzando la circulación estuarina. En el caso contrario, el esfuerzo del viento en superficie contribuirá a reducir el flujo superficial, afectando también la intensidad y profundidad del flujo intermedio de retorno (Hansen & Rattray, 1965; Winter, 1973). La gran estratificación termohalina que usualmente presentan los fiordos afecta significativamente la penetración del efecto del viento. En el trabajo de Farmer & Osborn (1976) [3] se muestra que eventos de viento hacia el interior del fiordo producen un engrosamiento de la capa superficial cerca de la cabeza y un aumento de la mezcla, que se hace más evidente lejos de ésta. Dyer [2] expone el trabajo de Pickard & Rodgers (1959) en el cual se plantea que vientos hacia el interior del fiordo pueden revertir la circulación superficial por un tiempo limitado, hasta que el gradiente de presión originado por la acumulación de agua en la cabeza reestablece la circulación estuarina. Eventos de viento hacia el exterior del fiordo producen una intensificación de la circulación estuarina como consecuencia del aumento en la mezcla vertical, pudiendo en algunos casos actuar como precursor de eventos de renovación de aguas profundas [6].

Una importante relación entre la topografía y el agua del fiordo es el aislamiento que genera el sill entre las aguas más profundas de la cuenca interior del fiordo y las aguas externas adyacentes. La dinámica de las aguas contenidas bajo la profundidad del sill (capa profunda) es de gran relevancia para la ecología del fiordo, dado que la intensidad de los intercambios con aguas costeras definen las condiciones de ventilación del fiordo en su conjunto. Los fiordos poco ventilados dan origen a aguas con bajo contenido de oxígeno. Entre los mecanismos precursores de intercambios de agua se encuentra: el forzamiento mareal, forzamiento meteorológico, procesos de mezcla que inducen gradientes de densidad a lo largo del sill, procesos que se desarrollan en la plataforma continental que desplazan agua densa por sobre el sill, y la circulación gravitacional profunda[4].

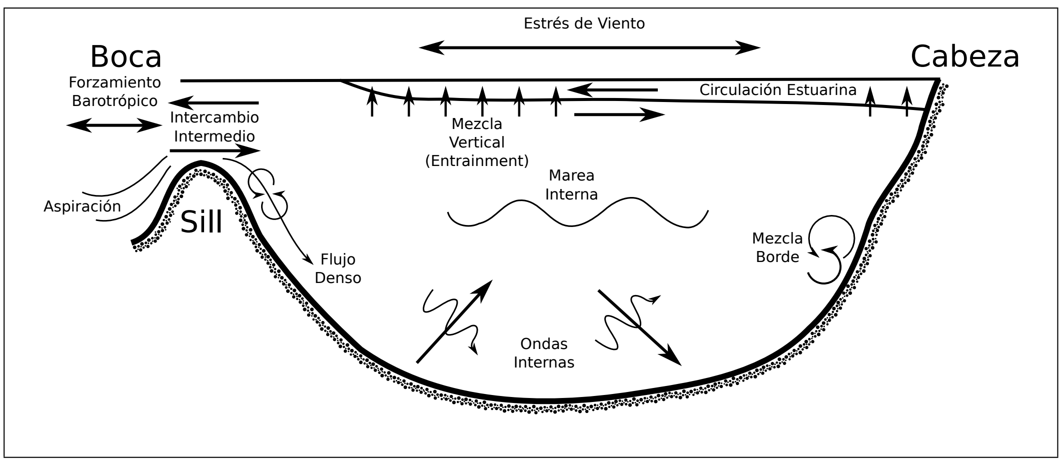

Figura 2.1: Esquema de los procesos físicos que ocurren al interior de un fiordo (Adaptación del esquema presentado en *Physics of mid-latitude fjords*[8])

2.3. Dinámica de circulación de fiordos

La comprensión de la dinámica de circulación en fiordos requiere un estudio de la variabilidad tridimensional del flujo, sin embargo, es posible realizar algunas simplicaciones que reducen el problema a uno bidimensional. Para esto se asume un fiordo de largo L, ancho b y profundidad H, donde $L > b > H$, el eje coordenado x es orientado a lo largo del eje longitudinal del fiordo, z es definido en sentido positivo desde la superficie del fiordo hacia arriba, como se muestra en la figura (2.2).

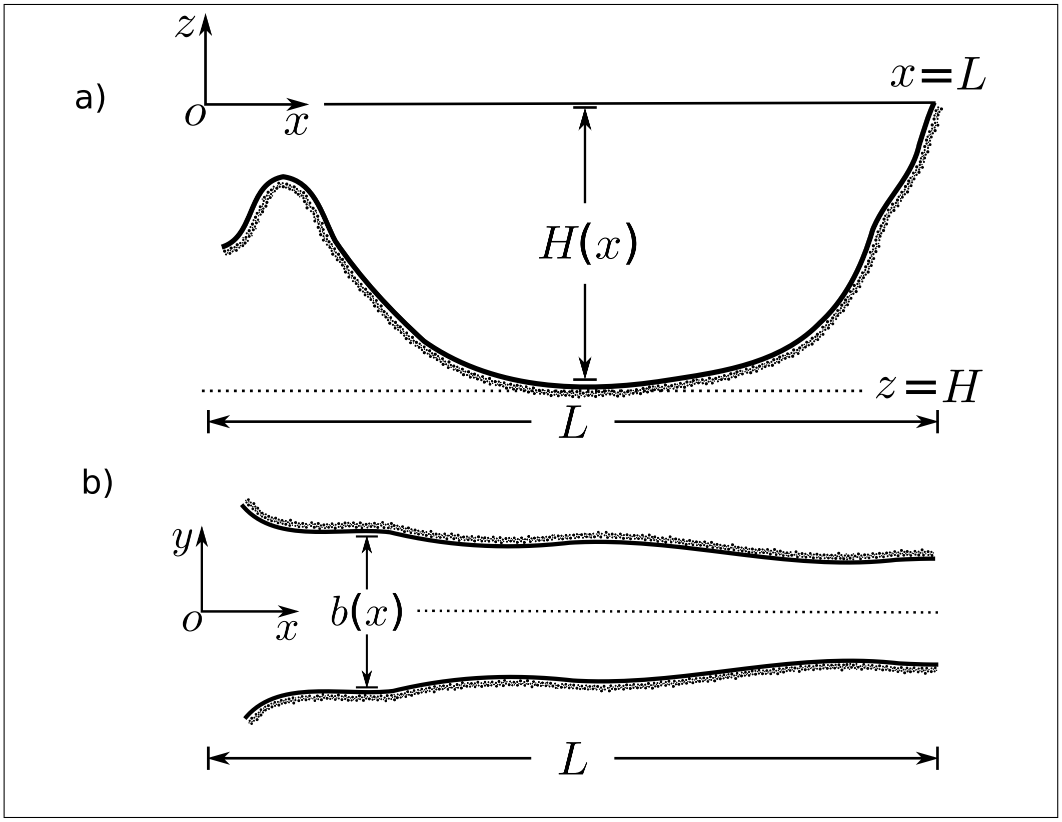

Figura 2.2: Geometría utilizada en la implementación del modelo hidrodinámico propuesto por Kowalik & Murty (1993) [11]. La figura a) muestra un corte horizontal-vertical, b) muestra el ancho del canal.

Considerando la geometría antes descrita $L \gg H$, por continuidad la velocidad vertical será mucho menor que la velocidad horizontal (cerca de dos órdenes de magnitud menor). Esta afirmación puede no cumplirse sobre el sill, donde la velocidad vertical puede experimentar cambios significativos en una corta distancia. Si el flujo es predominantemente horizontal y la aceleración vertical es pequeña en comparación con la aceleración de gravedad, la ecuación de momentum vertical puede reducirse a la ecuación hidrostática [11].

Los efectos producidos por la rotación terrestre son despreciados considerando que el ancho del fiordo b es menor que el Radio de Rossby baroclínico ($\lambda = c/f$), donde c es la velocidad de propagación de ondas internas y f el parámetro de Coriolis[10].

La componente de flujo tranversal (flujo a lo largo del eje y) es despreciada promediando las ecuaciones de continuidad y momentum, de lo que se obtiene el modelo bidimensional (horizontal-vertical) descrito por Kowalik & Murty[11]. Finalmente las ecuaciones que gobiernan la circulación en el fiordo están dadas por:

- Ecuación de continuidad,

$$\frac{\partial bu}{\partial x} + \frac{\partial bw}{\partial z} = 0 \tag{2.1}$$

- Ecuación de momentum,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{b}\frac{\partial}{\partial x}ub + w\frac{\partial u}{\partial z} = g\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_z^{\zeta} \rho' dz + \frac{\partial}{\partial z}N_z\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{N_h}{b}\left(b\frac{\partial u}{\partial x}\right) \tag{2.2}$$

  donde g es la aceleración de gravedad, ρ_0 la densidad del agua dulce, N_z y N_h son los coeficientes de viscosidad turbulentos vertical y horizontal respectivamente.

- Ecuación de transporte de sal,

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{u}{b}\frac{\partial}{\partial x}Sb + w\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}D_z\frac{\partial S}{\partial z} + \frac{D_h}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(b\frac{\partial S}{\partial x}\right) \tag{2.3}$$

  donde D_z y D_h son los coeficientes de difusividad turbulenta vertical y horizontal.

- Nivel del mar (obtenido a partir de la integración sobre la profundidad de la ecuación de continuidad (2.1)),

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(b\int_{H}^{\zeta} udz\right) = 0 \tag{2.4}$$

- La densidad es calculada a partir de la salinidad,

$$\rho = \rho_0(1+\alpha S) \tag{2.5}$$

donde α es el coeficiente de contracción salina.

- A lo anterior se agrega una ecuación de difusión utilizada para determinar la edad virtual de las parcelas de agua siguiendo la aproximación de Kämpf (2010)[12],

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{u}{b}\frac{\partial}{\partial x}Ab + w\frac{\partial A}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}D_z\frac{\partial A}{\partial z} + \frac{D_h}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(b\frac{\partial A}{\partial x}\right) + 1 \tag{2.6}$$

la ecuación 2.6 permite estudiar la renovación de masas de agua al interior del fiordo.

- Los coeficientes turbulentos N_z y D_z son calculados utilizando la parametrización propuesta por Pakanowki & Phinlander (1981) [14] en la que éstos son considerados función del número de Richardson (Ri).

  La viscosidad turbulenta N_z es parametrizada como,

$$N_z = \frac{\nu_1}{(1+5Ri)^2} + \nu_0 \tag{2.7}$$

  La difusividad turbulenta D_z,

$$D_z = \frac{N_z}{(1+5Ri)} + D_{z0} \tag{2.8}$$

2.3.1. Condiciones de borde

El modelo descrito por las ecuaciones (2.1) - (2.6) es forzado por marea, viento, entrada de agua dulce e intercambios de sal con el mar adyacente. Para considerar estos forzantes y las restricciones dinámicas del modelo son utilizadas las condiciones de borde descritas a continuación.

- En la boca del fiordo ($x = 0$) las siguientes condiciones deben ser especificadas:

  El nivel del mar,

$$\zeta = \zeta_0(x = 0, t) \tag{2.9}$$

  La salinidad, definida como función de la profundidad y el tiempo,

$$S = S(x = 0, z, t) \tag{2.10}$$

- En la cabeza del fiordo ($x = L$) se debe definir:

  La velocidad de entrada de agua dulce a la capa superficial proveniente desde el río,

$$u = u(x = L, z = 0, t) \tag{2.11}$$

  La salinidad en la proximidad de la entrada del río,

$$S = S(x = L, z = 0, t) \tag{2.12}$$

- En la superficie del agua los flujos de salinidad normales a ésta deben ser cero,

$$D_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \tag{2.13}$$

El intercambio de momentum en superficie es debido al esfuerzo del viento (τ_w),

$$\rho N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_w \tag{2.14}$$

- Los flujos de salinidad normales al fondo deben ser cero. En la formulación numérica el fondo es aproximado por segmentos paralelos a los ejes horizontal y vertical, por tanto, a lo largo de la sección horizontal,

$$D_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \tag{2.15}$$

y a lo largo de la sección vertical,

$$D_h \frac{\partial S}{\partial x} = 0 \tag{2.16}$$

- En el fondo ($z = H(x)$) las velocidades horizontales y verticales deben ser cero.

$$u = w = 0 \tag{2.17}$$

Capítulo 3

Método

El sistema de ecuaciones descrito en la Sección (2.3) es resuelto utilizando el método de diferencias finitas, el cual es descrito a continuación. Una vez discretizadas las ecuaciones antes mencionadas se obtiene el modelo númerico, el que luego es transformado a un código computacional que permite simular la dinámica de circulación del fiordo. El modelo computacional fue escrito en Lenguaje **FORTRAN 90** (Anexo II, Sección (7.2)).

3.1. Diferencias finitas

El principio en el cual se sustenta el método de diferencias finitas es el que plantea que las derivadas de una función pueden ser aproximadas por una combinación lineal de los valores de la función en puntos del dominio. La función es evaluada en un conjunto discreto de puntos, los cuales conforman la grilla de integración (Sección (3.2)). A continuación se describen las derivaciones más generales que permiten discretizar las ecuaciones (2.1)-(2.8). Para un estudio acabado de este método se sugiere revisar LeVeque (2007) [13].

3.1.1. Aproximación de derivadas de primer orden

Sea $u(x)$ una función infinitamente diferenciable. Haciendo una expansión en series de Taylor para $u(x+h)$ se obtiene,

$$u(x+h) = u(x) + h\frac{\partial u}{\partial x} + h^2\frac{1}{2!}\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + h^3\frac{1}{3!}\frac{\partial^3 u}{\partial x^3} + O(h^4) \tag{3.1}$$

de igual forma relizando la expansión para $(x-h)$ se obtiene,

$$u(x+h) = u(x) - h\frac{\partial u}{\partial x} + h^2\frac{1}{2!}\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - h^3\frac{1}{3!}\frac{\partial^3 u}{\partial x^3} + O(h^4) \tag{3.2}$$

De la ecuación (3.1) la primera derivada de u puede ser aproximada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u(x+h) - u(x)}{h} + O(h) \tag{3.3}$$

de (3.2)

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u(x) - u(x-h)}{h} + O(h) \tag{3.4}$$

Luego en la discretización de los términos que involucren derivadas de primer orden en las ecuaciones (2.1) - (2.8) se utiliza (3.3) y (3.4).

3.1.2. Términos no lineales

Los términos no lineales (e.g. advectivo, difusivo) requieren un tratamiento especial. Considerando la ecuación de advección,

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u\frac{\partial c}{\partial x} = 0 \tag{3.5}$$

luego (3.5) es discretizada según,

$$\frac{c_j^{m+1} - c_j^m}{T} + \frac{u - |u|}{2}\frac{c_{j+1}^m - c_j^m}{h} + \frac{u + |u|}{2}\frac{c_j^m - c_{j-1}^m}{h} + O(h, T) = 0 \tag{3.6}$$

considerando la grilla descrita en la figura (3.1) donde $u = 0{,}5(u_{j-1} + u_j)$, m es el índice temporal, j el índice espacial.

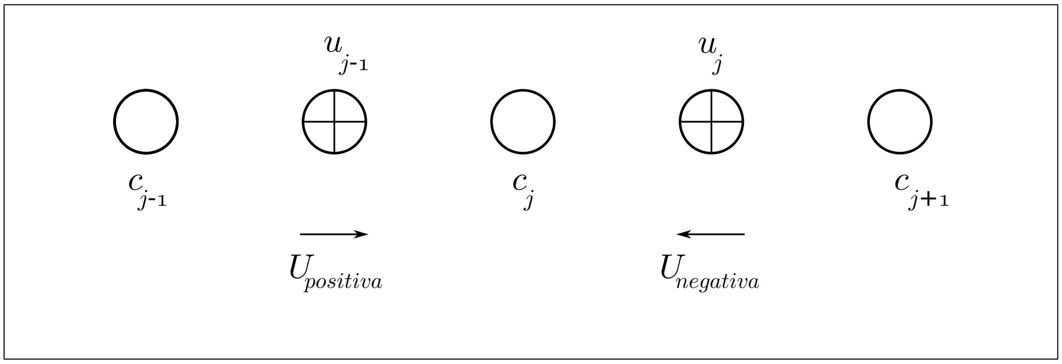

Figura 3.1: Esquema utilizado en la derivación del término advectivo.

La ecuación de difusividad,

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D\frac{\partial c}{\partial x}\right) \tag{3.7}$$

luego (3.7) es discretizada según,

$$\frac{c_j^{m+1} - c_j^m}{T} = \frac{D_{j+1}(c_{j+1}^m - c_j^m) - D_j(c_j^m - c_{j-1}^m)}{h^2} + O(T, h^2) \tag{3.8}$$

considerando la grilla descrita en la figura (3.2).

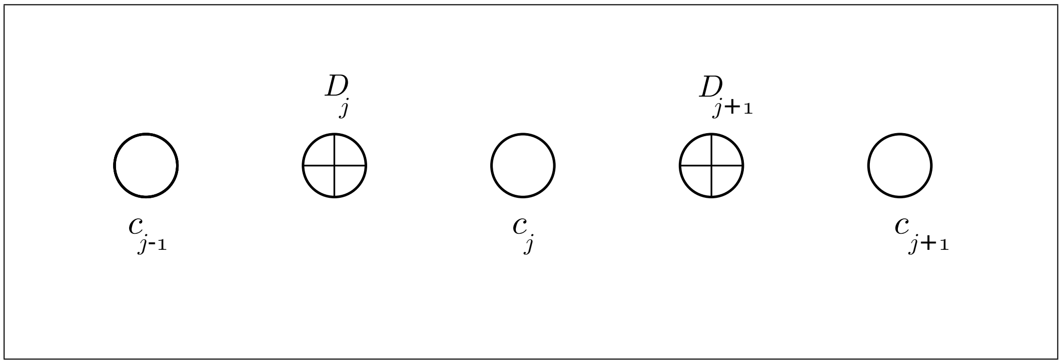

Figura 3.2: Esquema utilizado en la derivación del término difusivo

Luego los términos advectivos y disfusivos en las ecuciones (2.1) - (2.8) son discretizado utilizando (3.5) y (3.7). Los esquemas númericos que se obtienen utilizando las aproximaciones antes mencionadas son mostrados en Anexo I (Sección (7.1)).

3.2. Grilla

El sistema de ecuaciones (2.1) - (2.6) junto con las condiciones de borde expuestas en la Sección (2.3.1) son resueltas utilizando el método de diferencias finitas. Para este propósito es empleada la grilla C de Arakawa (Arakawa et al, 1977) [1]. Una de las ventajas que ofrece la utilización de esta grilla es que los términos de gradiente de presión y advectivos en la ecuación de momentum pueden ser calculados con el mismo orden de precisión numérica. En la grilla C las variables u, w y S son alojadas en distintos puntos, las variables escalares ρ y A son calculadas en los puntos de salinidad y en la superficie libre, el nivel del mar es calculado en los puntos de la velocidad vertical. En la Figura 3.3 se muestra la distribución de las variables.

3.3. Restricciones en el paso temporal T

El algoritmo númerico implementado para resolver las ecuaciones (2.1) - (2.6) (Anexo I, Sección (7.1)) es un algoritmo explícito que utiliza dos niveles temporales en el cálculo de las variables.

El paso temporal T está limitado por la condición CFL (Currant-Friedrichs-Lewy). Esta es una condición necesaria para la convergencia del algoritmo.

$$T \leq \frac{h}{\sqrt{2gH}} \tag{3.9}$$

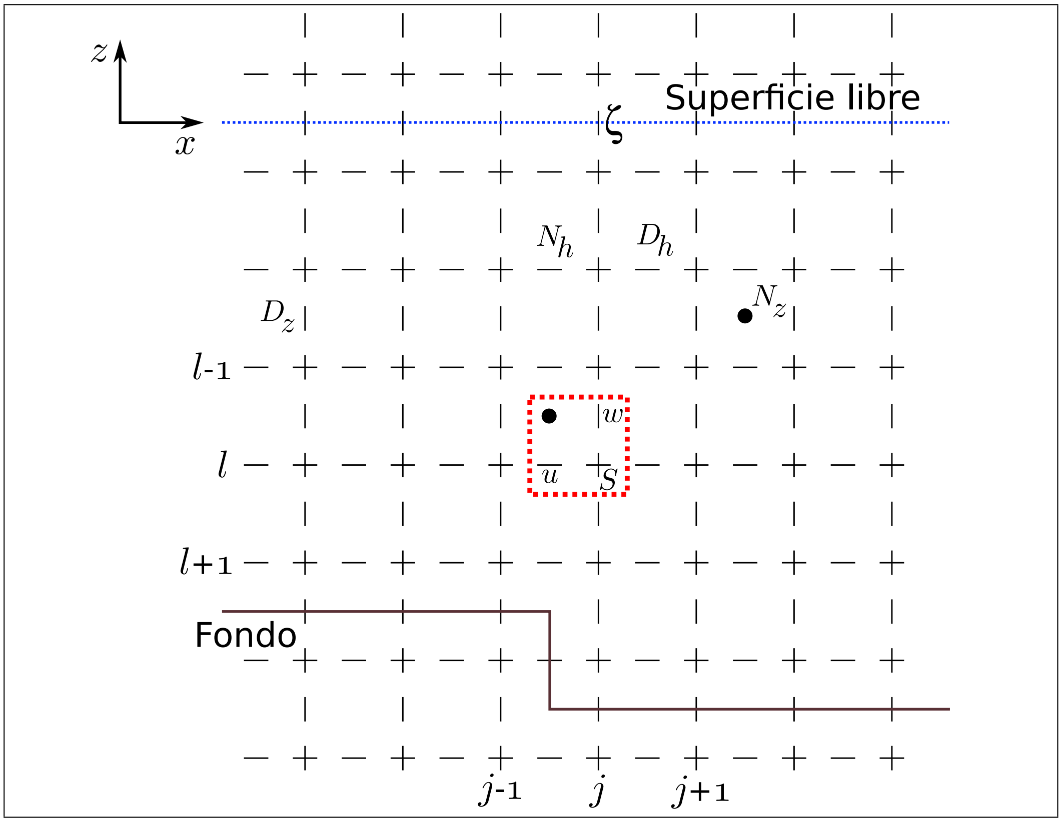

Figura 3.3: Grilla utilizada en la resolución de las ecuaciones del modelo. En rojo se muestra un punto de integración con índices j, l.

donde h el paso espacial horizontal y H la profundidad máxima del fiordo.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Descripción de la simulación

El propósito de la presente simulación es observar los efectos del viento en la circulación del fiordo. Para esto se considera un fiordo de 80 km de largo, 3 km de ancho y una profundidad máxima de 300 m. El sill se encuentra aproximadamente a 16 km de la boca del fiordo a una profundidad de 100 m. La simulación contempla un periodo de 30 días.

Se considera una velocidad de entrada de agua dulce en la cabeza del fiordo igual a 0.05 m/s (equivalente a un caudal de 750 m^3/s). El forzamiento mareal tiene una amplitud de 0.45 m y un periodo de 12h.

El experimento considera un estrés de viento dirigido hacia la boca del fiordo, su magnitud se incrementa de forma lineal entre 0 y 0.01 Pa durante la primera semana de simulación y es mantenida constante hasta el día 21. A partir de este momento el viento cambia de dirección y comienza a soplar en dirección contraria, es decir, hacia la cabeza del fiordo, con una magnitud de 0.02 Pa. Este viento es mantenido de forma contante los 9 días restantes de simulación. En el cuadro (4.1) se resumen los parámetros empleados en la presente simulación.

Parámetro	Magnitud	Descripción
T	1s	Resolución temporal
h	250 m	Resolución espacial horizontal
hz	5m	Resolución espacial vertical
u0	-0.05 m/s	Velocidad entrada de agua dulce
τ_w	-0.01 – 0.02 Pa	Estrés de viento
A	0.45 m	Amplitud forzamiento mareal
T_{marea}	12 h	Periodo forzamiento mareal

Cuadro 4.1: Parámetros utilizados en la simulación

4.2. Resultados

Las figuras que se exhiben a continuación muestran los resultados que se obtienen de la simulación antes descrita. En la esquina superior izquierda se encuentra el perfil de velocidad horizontal u, en la esquina inferior izquierda el campo de velocidad horizontal u, el campo de velocidad vertical w en la esquina inferior derecha y el campo de salinidad S en la esquina superior derecha (estos valores corresponden a promedios mareales). El punto desde donde se extrae el perfil de velocidad horizontal aparece destacado como un triángulo negro en la parte superior de los gráficos de los campos u, w y S.

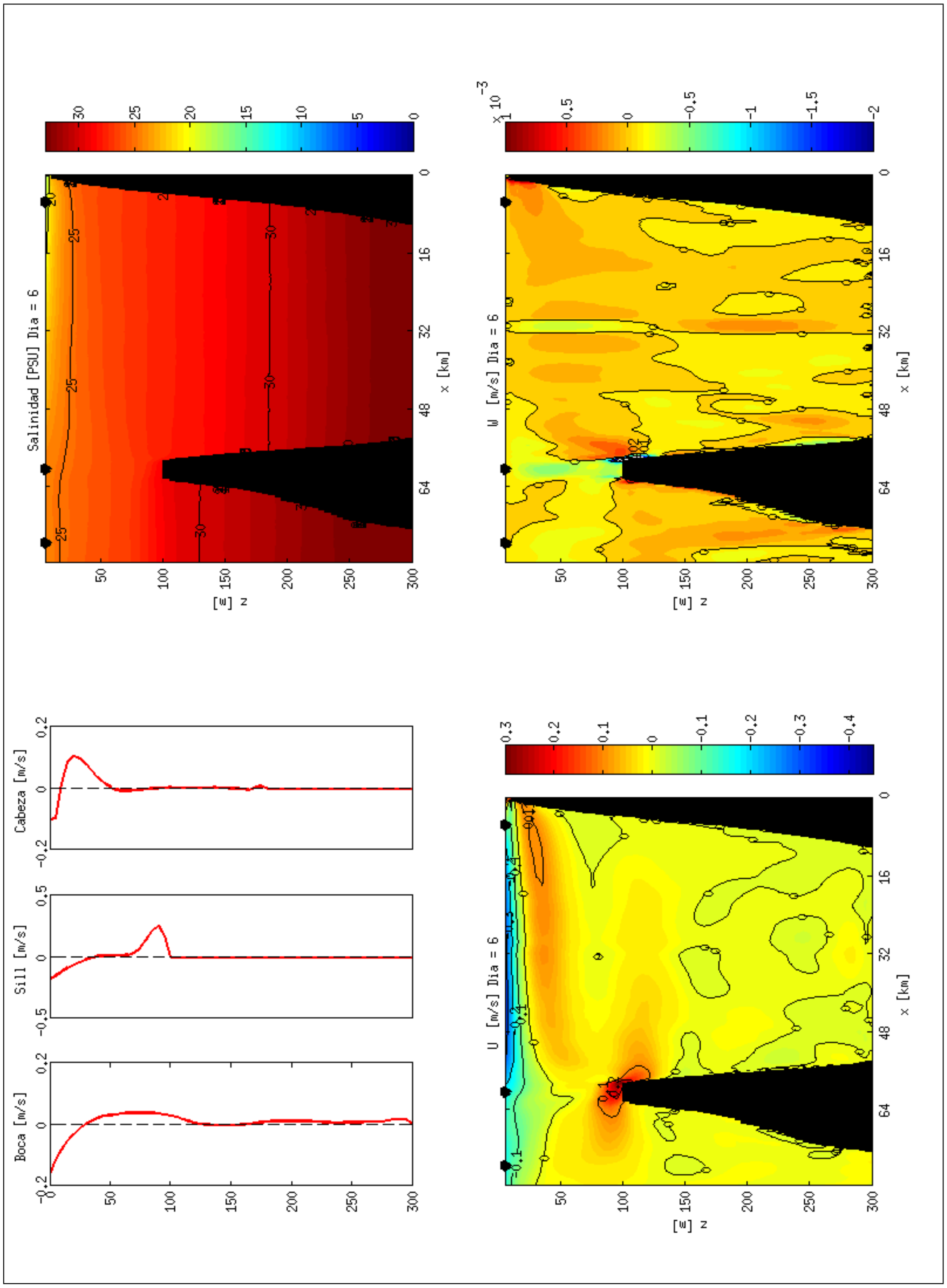

Figura 4.1: Resultados día 6

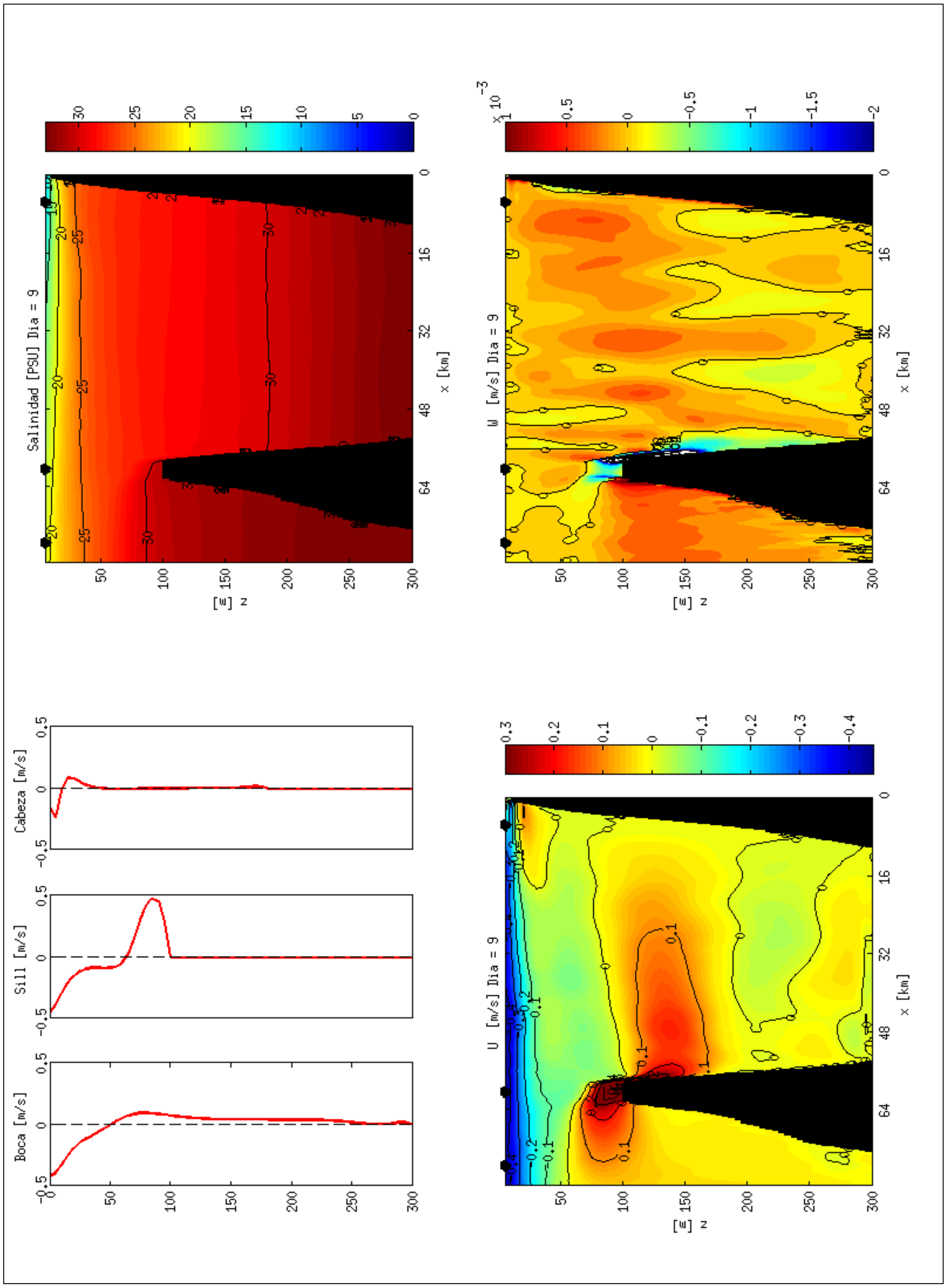

Figura 4.2: Resultados día 9

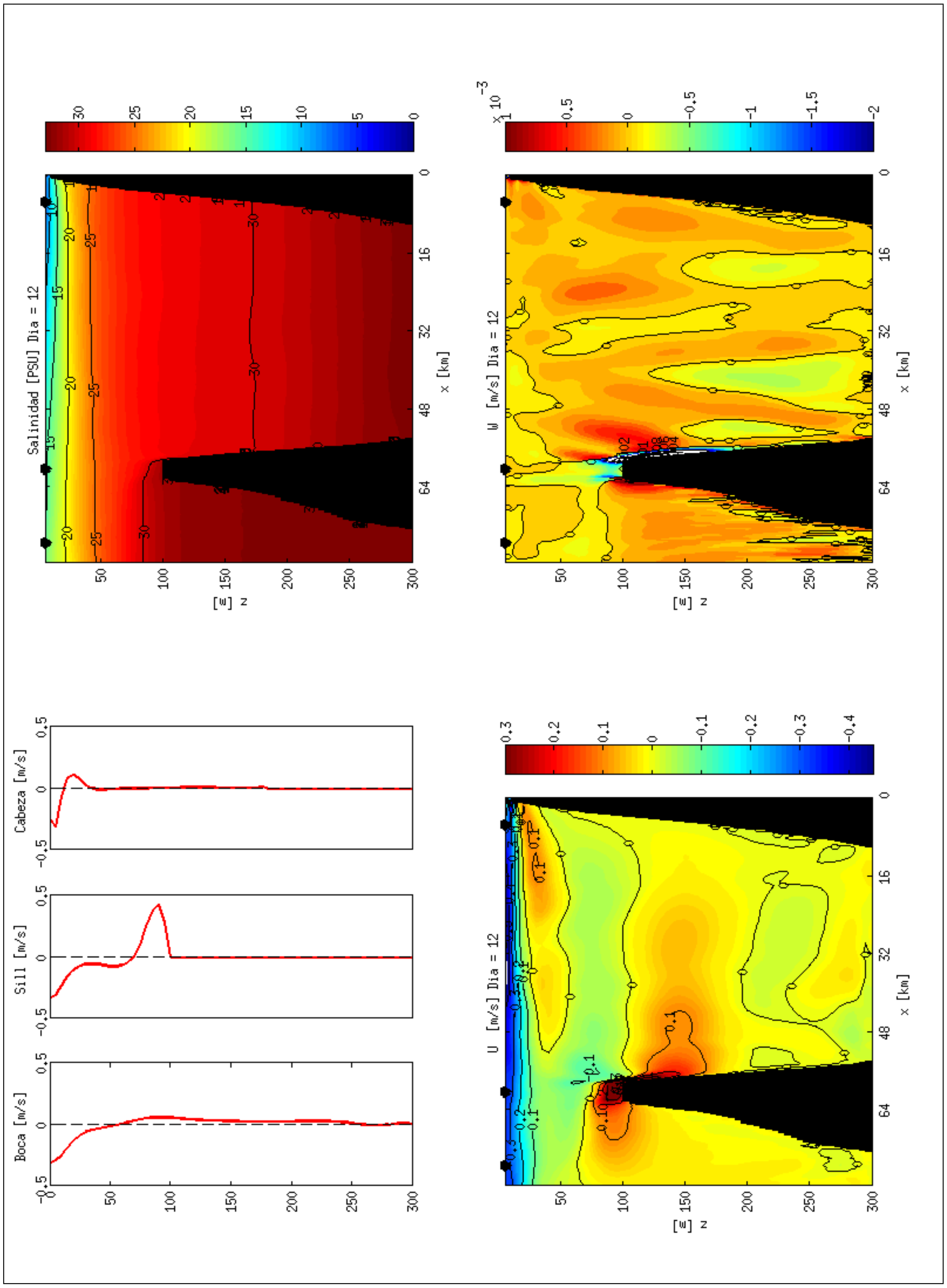

Figura 4.3: Resultados día 12

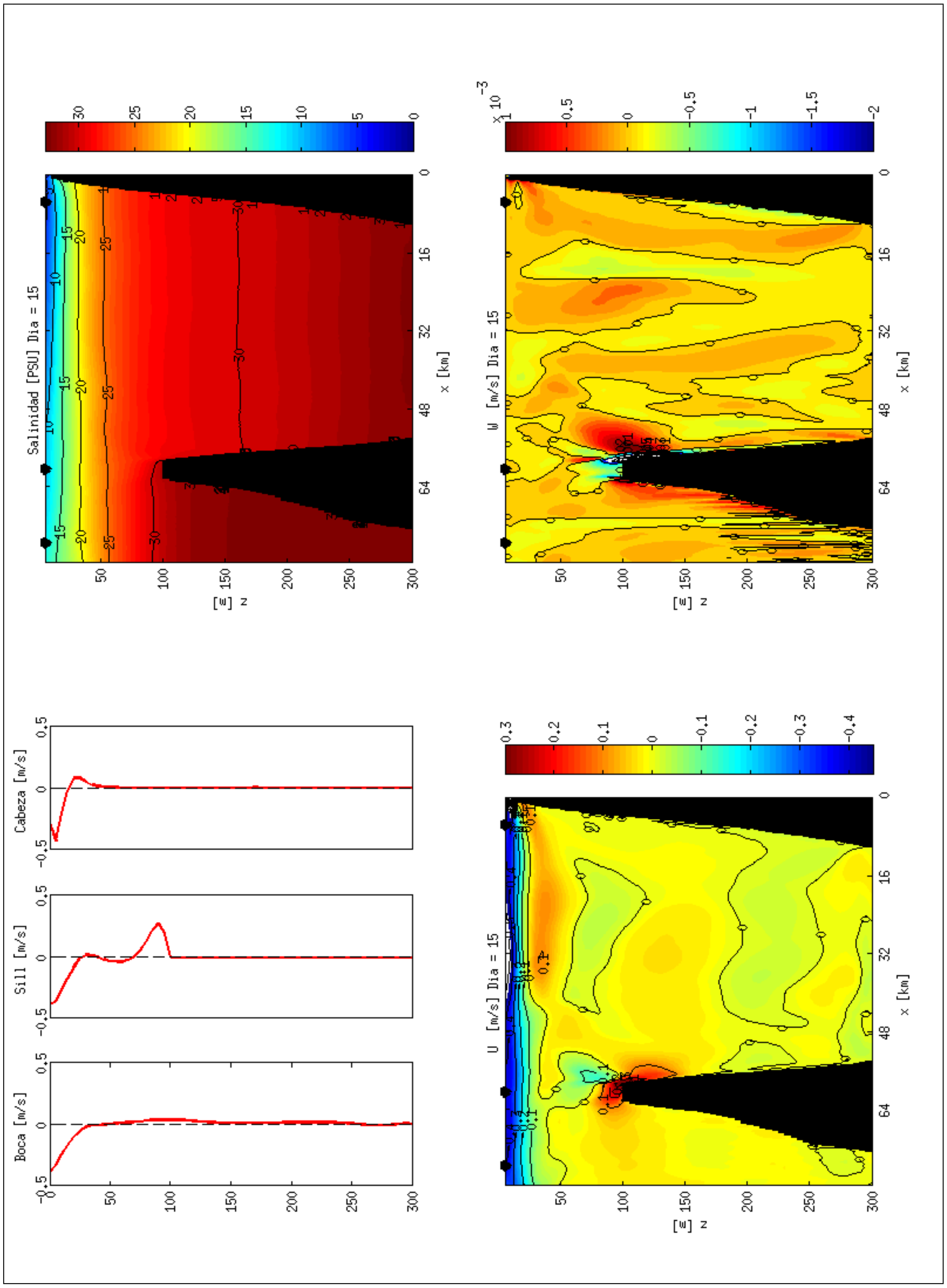

Figura 4.4: Resultados día 15

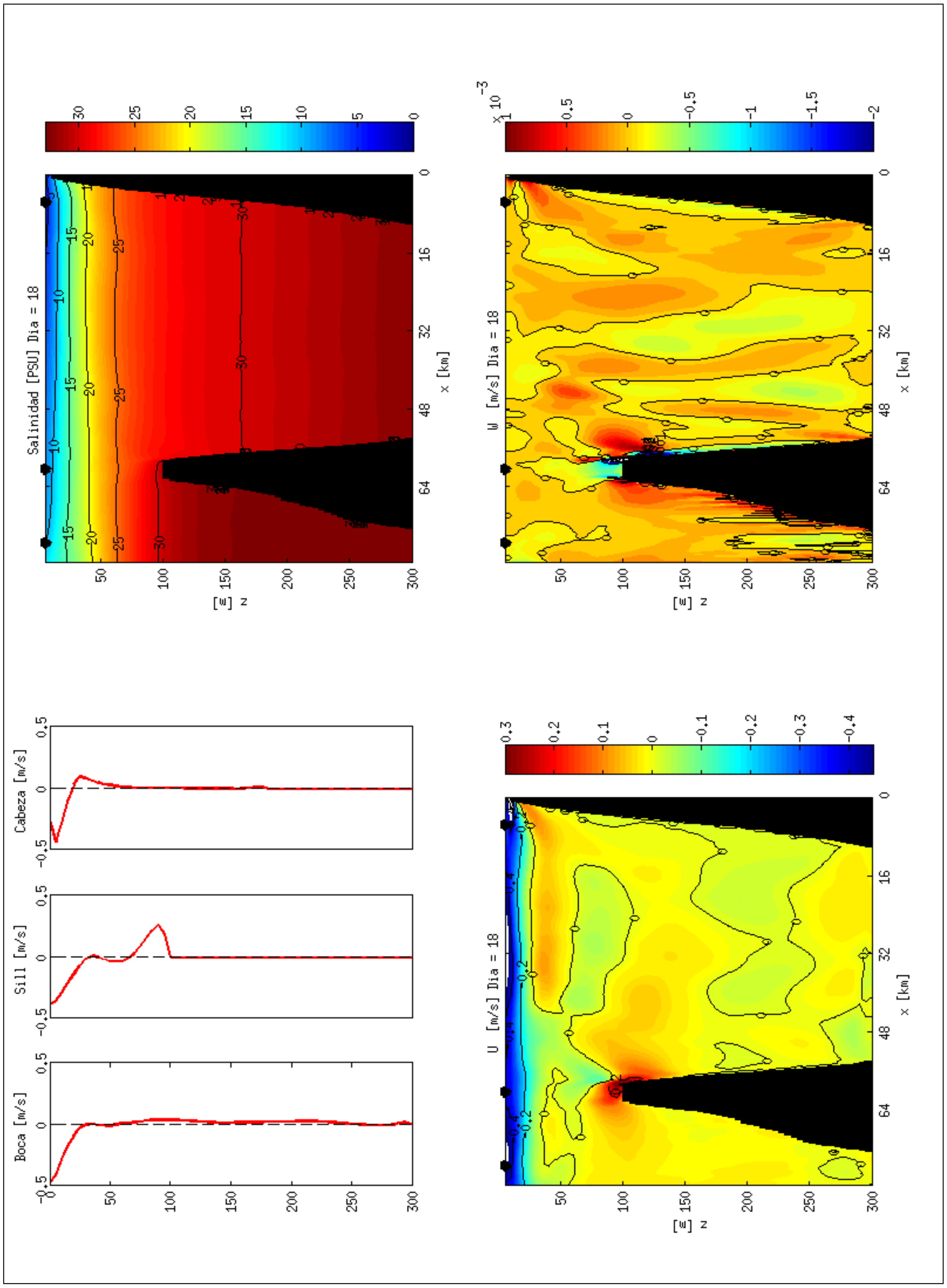

Figura 4.5: Resultados día 18

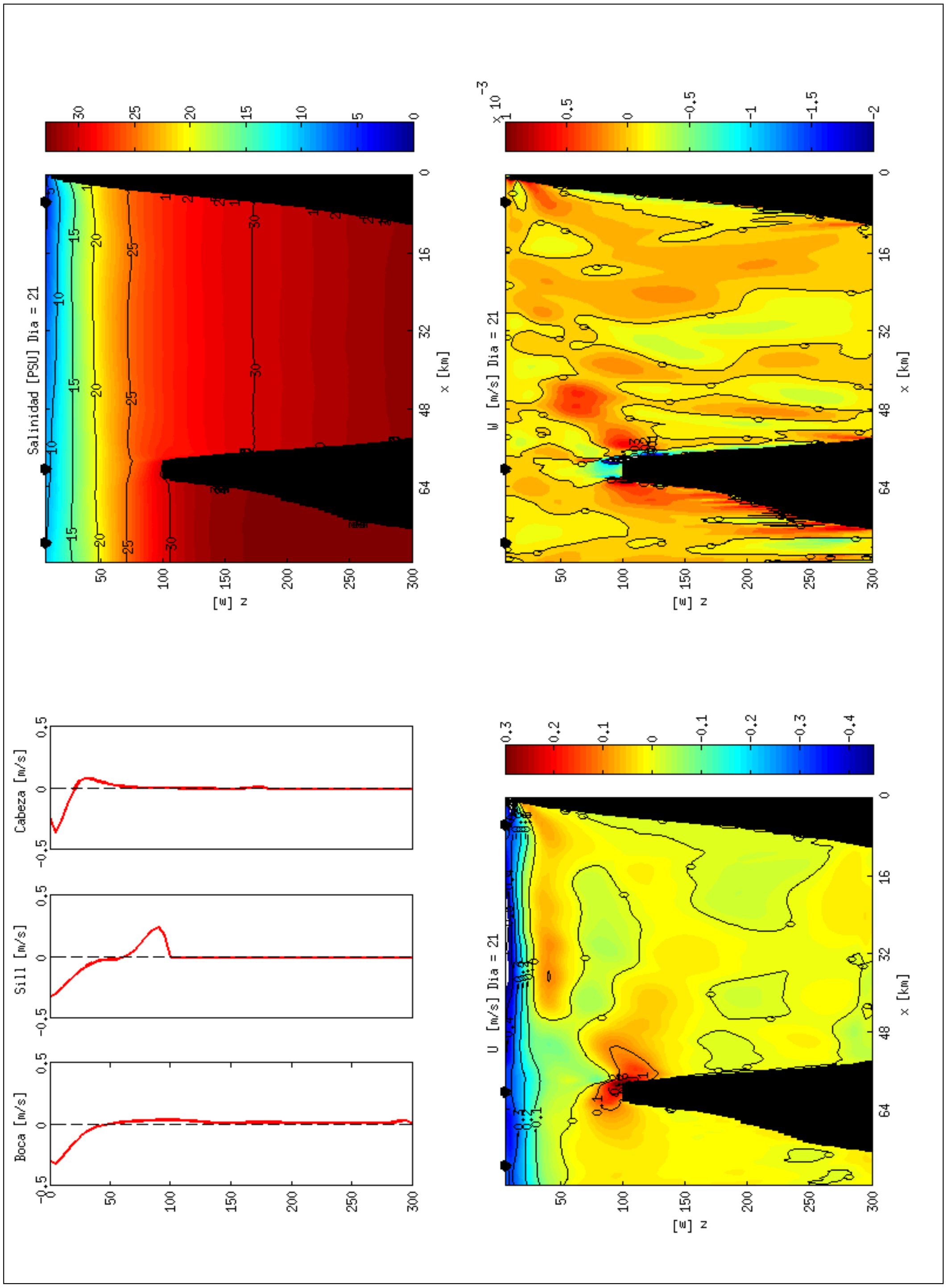

Figura 4.6: Resultados día 21

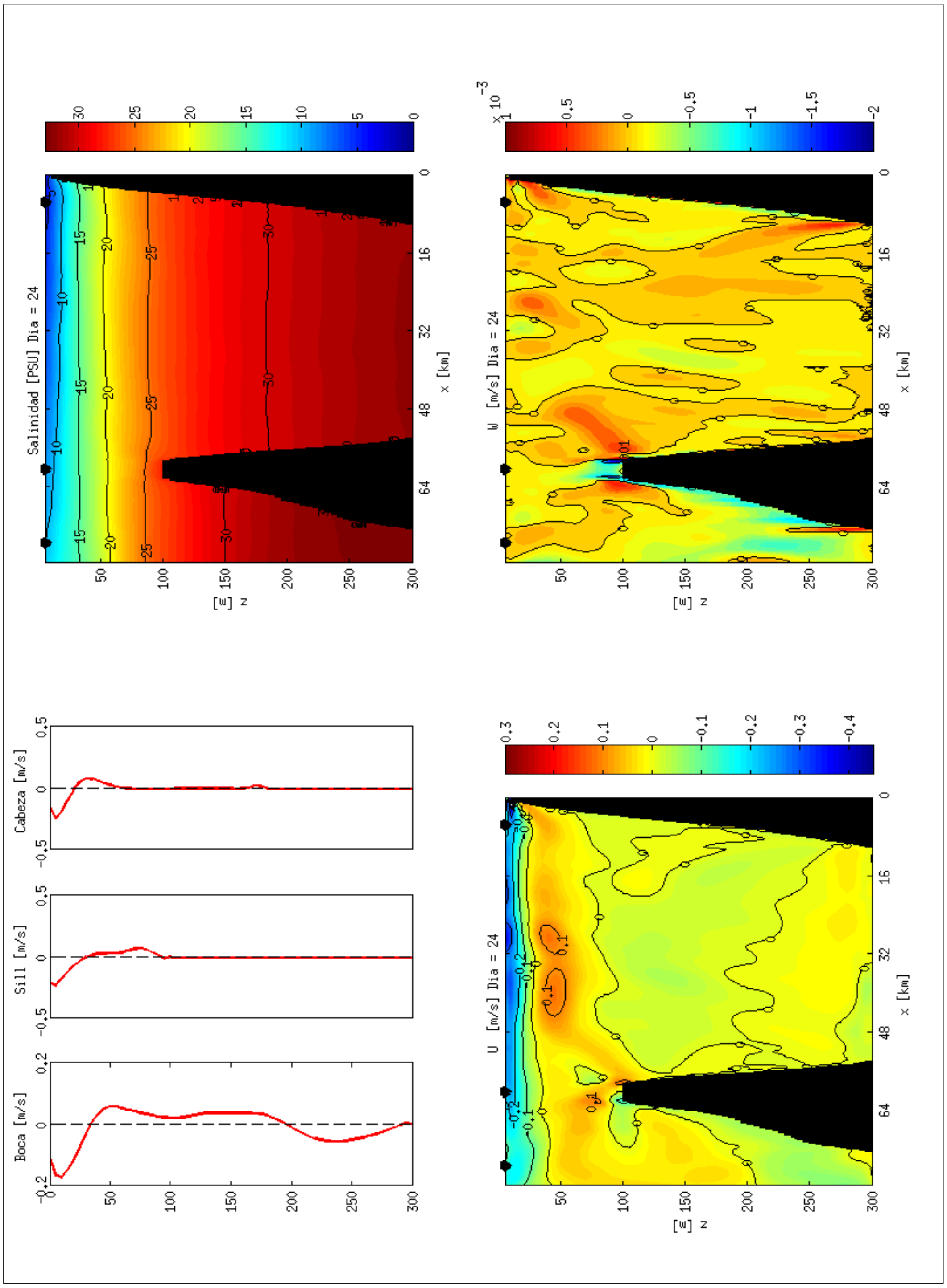

Figura 4.7: Resultados día 24

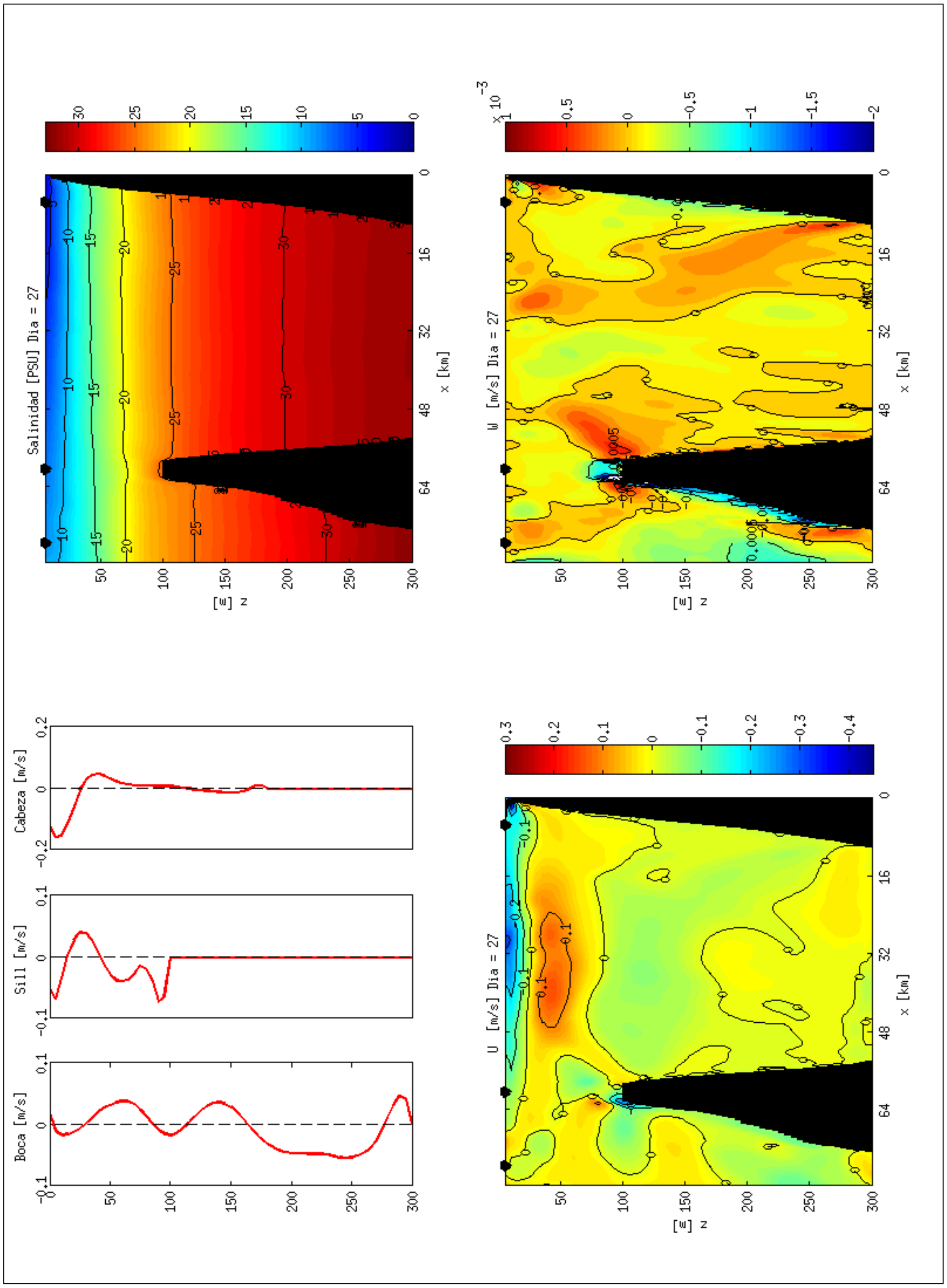

Figura 4.8: Resultados día 27

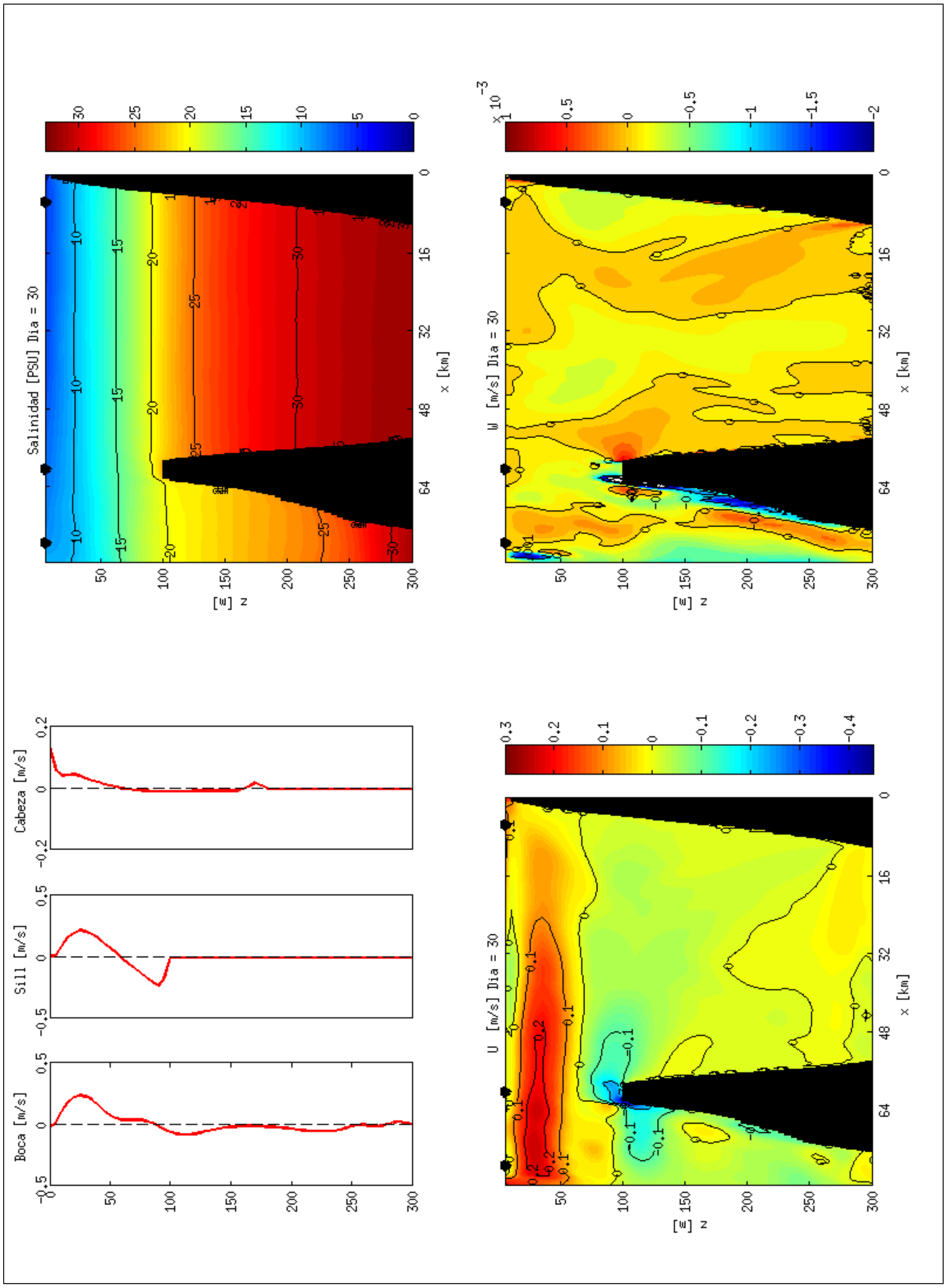

Figura 4.9: Resultados día 30

Capítulo 5

Discusión

En los resultados expuestos en la Sección (4.2) se observa un flujo superficial que se incrementa paulatinamente desde el día 6 (Figura (4.1)) al día 18 (Figura (4.5)) producto de la entrada de agua dulce en la cabeza y de la acción del viento dirigido hacia el exterior del fiordo, alcanzando una velocidad máxima cercana a los -0.5 m/s el día 18. Paralelamente, la salinidad de la capa superficial va disminuyendo. En la capa intermedia se observa un flujo dirigido hacia el interior alcanzando una velocidad máxima de 0.2 m/s. El del día 21 (Figura 4.6) se aprecia una rápida disminución del flujo superficial como consecuencia del cambio en la dirección del viento. El día 30 (Figura (4.9)) se revierte el flujo superficial, observándose un incremento del flujo de la capa intermedia, el que se extiende desde la superficie hasta la proximidad del sill.

La reducción del flujo superficial de salida produce una acumulación de agua dulce en el fiordo y la disminución de la salinidad en la boca el día 30. En los perfiles de velocidad se observa un patrón de circulación que caracteriza a los estuarios profundos y bien estratificados y cómo este patrón es modificado, revirtiendo la celda de circulación producto de la acción de un viento intenso hacia la cabeza del fiordo. El perfil de velocidad sobre el sill es característico para un sistema altamente estratificado de dos capas, con el efecto de la fricción en el fondo. El esfuerzo que introduce el viento en superficie, modifica este patrón el cual se revierte cuando el viento cambia de dirección. Los resultados obtenidos de la simulación son consistentes con los trabajos pioneros de Farmer & Osborn (1976)[3] y Pickard & Rodgers (1959), respecto a la modificación de la circulación superficial inducida por el viento.

Capítulo 6

Conclusiones

El presente trabajo es un estudio preliminar sobre modelación de la circulación en fiordos. El estudio está basado en un modelo numérico bidimensional de una cuenca costera alargada y profunda, característica de los fiordos, con entrada de agua dulce en la cabeza y un sill cercano a la boca.

El modelo implementado reprodujo aspectos generales de la circulación típica de los fiordos y permite estudiar cuestiones básicas de la dinámica de su circulación, y evaluar la relevancia de los distintos forzantes en los procesos físicos que ocurren en su interior.

De acuerdo con los resultados obtenidos fue posible evaluar, en forma preliminar la respuesta de las corrientes a un cambio abrupto en el viento, manteniendo un flujo de agua dulce constante. Los resultados de la simulación fueron consistentes con observaciones en cuencas similares. El modelo logró representar la circulación estuarina y la manera en que ésta es modificada por la acción de viento.

El esquema utilizado en la discretización de las ecuaciones es una aproximación básica del método de diferencias finitas. En este contexto es posible realizar modificaciones que permitan mejorar la estabilidad del algoritmo y reducir el tiempo de iteración. Un análisis de sensibilidad de la respuesta del modelo y de su estabilidad frente a cambios en los diferentes parámetros o coeficientes utilizados en la simulación es necesario para mejorar la confianza en los resultados obtenidos.

En este trabajo se presenta sólo un experimento. Se sugiere que en estudios futuros se realicen otros experimentos, incluyendo variaciones realistas en los vientos, flujos de agua dulce e introducir nuevos constituyentes de marea. Además sería posible simular escenarios de los fiordos de la Patagonia chilena y comparar estos resultados con observaciones disponibles.

Capítulo 7

Anexos

7.1. Anexo I: Discretización de las ecuaciones

En la construcción de los esquemas numéricos se emplea la siguiente notación: h_z representa el paso vertical y la distancia desde la superficie hacia el fondo es definida como $z = l * h_z$, donde $l = 1, 2, ..., L$; h denota el paso horizontal y la distancia desde la boca del fiordo está dada por $x = h * j$, y donde $j = 1, 2, ..., J$; T representa el paso temporal siendo $t = m * T$ el tiempo total de iteración. Las ecuaciones que se muestran a continuación conforman un esquema explícito que utiliza dos niveles temporales para la integración de las variables.

7.1.1. Esquemas numéricos

A continuación se muestra término a término el paso de la forma diferencial a las diferencias finitas en la ecuación de momentum (2.2).

Variación temporal de la velocidad,

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx \frac{u_{j,l}^{m+1} - u_{j,l}}{T} \tag{7.1}$$

Término advectivo

$$\frac{u}{b}\frac{\partial ub}{\partial x} \approx \frac{u-|u|}{2bO}\frac{bFu^m_{j+1,l}-bOu^m_{j,l}}{h} + \frac{u+|u|}{2bO}\frac{bOu^m_{j,l}-bBu^m_{j-1,l}}{h} = UAD \quad (7.2)$$

donde $u = u^m_{j,l}$, $bO = 0{,}5(b_j + b_{j-1})$, $bF = 0{,}5(b_j + b_{j+1})$, $bB = 0{,}5(b_{j-1} + b_{j-2})$.

Término convectivo

$$w\frac{\partial u}{\partial z} \approx \frac{wau-|wau|}{2}\frac{u^m_{j,l-1}-u_{j,l}}{hzn} + \frac{wau+|wau|}{2}\frac{u^m_{j,l}-u^m_{j,l+1}}{hzp} = UCON \quad (7.3)$$

con $hzp = 0{,}5(h_{z,l} + h_{z,l+1})$, $hzn = 0{,}5(h_{z,l} + h_{z,l-1})$ y $wau = 0{,}25(w^m_{j,l} + w^m_{j-1,l} + w^m_{j,l+1} + w^m_{j-1,l+1})$

Nivel del mar

$$-g\frac{\partial \zeta}{\partial x} \approx -g\frac{\zeta^m_j - \zeta^m_{j-1}}{h} = USL \quad (7.4)$$

Término de fricción vertical

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(N_z\frac{\partial u}{\partial z}\right) \approx \frac{1}{h_{z,l}}\left(N_{z,j,j}\frac{u^m_{j,l-1}-u^m_{j,l}}{hzn} - N_{z,j,l+1}\frac{u^m_{j,l}-u^m_{j,l+1}}{hzp}\right) = UVFR \quad (7.5)$$

Término de fricción horizontal

$$\frac{N_h}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(b\frac{\partial u}{\partial x}\right) \approx \frac{N_h}{bO}\frac{1}{h}\left(b_j\frac{u^m_{j+1,l}-u^m_{j,l}}{h} - b_{j-1}\frac{u^m_{j,l}-u^m_{j-1,l}}{}\right) = UHFR \quad (7.6)$$

El término de la derivada horizontal de la presión requiere determinar la distribución vertical de la densidad. La presión en la primera capa está dada por,

$$p_{j,2} = g\rho_{j,2}\frac{h_{z,2}}{2}$$

en la segunda capa,

$$p_{j,3} = p_{j,2} + g\left(\rho_{j,2}\frac{h_{z,2}}{2} + \rho_{j,3}\frac{h_{z,3}}{2}\right)$$

luego en la capa $l+1$

$$p_{j,l} = p_{j,l-1} + g\left(\rho_{j,l-1}\frac{h_{z,l-1}}{2} + \rho_{j,l}\frac{h_{z,l}}{2}\right) \tag{7.7}$$

La enumeración vertical comienza en $l = 2$ ya que $l = 1$ está ubicada sobre la superficie. La derivada de la presión es escrita como,

$$-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_z^{\zeta} \rho' dz = -\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_z^{\zeta} \rho dz = -\frac{g}{\rho_0}\frac{p_{j,l} - p_{j-1,l}}{h} = UDST \tag{7.8}$$

Tomando en cuenta las expresiones anteriores, la ecuación de momentum puede ser escrita como,

$$\frac{u_{j,l}^{m+1} - u_{j,l}^{m}}{T} + UAD + UCON = USL + UDST + UVFR + UHFR \tag{7.9}$$

Existe una estrecha relación entre la ecuación de continuidad (2.1) y el nivel del mar 2.4. Integrando (2.1) desde el fondo a un profundidad z se obtiene,

$$w_z - w_H = -\frac{1}{b}\int_{-H}^{z} \frac{\partial bu}{\partial x} dz \tag{7.10}$$

Luego $w_H = 0$ debido a que la grilla se ha elegido de forma tal que la velocidad vertical sea cero en el fondo. De (7.10) la velocidad vertical en la superficie está dada por,

$$w_\zeta = -\frac{1}{b}\int_{-H}^{\zeta} \frac{\partial bu}{\partial x} dz \tag{7.11}$$

Reescribiendo (2.4)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} u_\zeta + \frac{1}{b}\int_{-H}^{\zeta} \frac{\partial bu}{\partial x} dz = 0 \tag{7.12}$$

La ecuación (7.12) es empleada en la determinación del nivel del mar. Para ésto es necesario antes conocer la distribución de la velocidad vertical. Integrando verticalmente la ecuación de continuidad (2.1) entre las capas $l+1$ y l,

$$\int_{l+1}^{l} \frac{\partial bu}{\partial x} + b_j(w_{j,l}^m - w_{j,l+1}^m) = 0$$

Aproximando la integral en la fórmula anterior,

$$h_{z,l}\frac{bFu_{j+1,l}^m - bOu_{j,l}^m}{h} + b_j(w_{j,l}^m - w_{j,l+1}^m) = 0$$

luego la velocidad vertical en la capa l está dada por,

$$w_{j,l}^m = w_{j,l+1}^m - \frac{h_{z,l}}{b_j}\frac{bFu_{j+1,l}^m - bOu_{j,l}^m}{h} \tag{7.13}$$

Finalmente la expresión anterior es introducida en (7.12) para estimar las variaciones del nivel del mar,

$$\frac{\zeta_j^{m+1} - \zeta_j^m}{T} + \frac{u+|u|}{2}\frac{\zeta_j^m - \zeta_{j-1}^m}{h} + \frac{u-|u|}{2}\frac{\zeta_{j+1}^m - \zeta_j^m}{h} = w_{j,2}^m \tag{7.14}$$

donde $u = u_\zeta = 0{,}5(u_{j,2}^m + u_{j+1,2}^m)$

De la misma forma como se procedió en las ecuaciones anteriores, la ecuación de transporte de sal (2.3) puede expresarse como:

Cambio de salinidad en el tiempo,

$$\frac{\partial S}{\partial t} \approx \frac{S_{j,l}^{m+1} - S_{j,l}^m}{T} \tag{7.15}$$

Transporte advectivo,

$$\frac{u}{b}\frac{\partial Sb}{\partial x} \approx \frac{u+|u|}{2b_j}\frac{b_jS_{j,l}^m - b_{j-1}S_{j-1,l}^m}{h} + \frac{u-|u|}{2b_j}\frac{b_{j+1}S_{j+1,l}^m - b_jS_{j,l}^m}{h} = SADV \tag{7.16}$$

donde $u = 0{,}5(u^m_{j,l} + u^m_{j+1,l})$.

Transporte convectivo,

$$w\frac{\partial S}{\partial z} \approx \frac{w + |w|}{2}\frac{S^m_{j,l} - S^m_{j,l+1}}{hzp} + \frac{w - |w|}{2}\frac{S^m_{j,l-1} - S^m_{j,l}}{hzn} = SCON \tag{7.17}$$

donde $w = 0{,}5(w^m_{j,l} + w^m_{j,l+1})$.

Difusión vertical,

$$\frac{\partial}{\partial z}D_z\frac{\partial S}{\partial z} \approx \frac{1}{h_{z,l}}\left(D_{z,j,l}\frac{S^m_{j,l-1} - S^m_{j,l}}{hzn} - D_{z,j,l+1}\frac{S^m_{j,l} - S^m_{j,l+1}}{hzp}\right) = SDFV \tag{7.18}$$

Difusión horizontal,

$$\frac{D_h}{b}\frac{\partial}{\partial x} \approx \frac{1}{b_j}\frac{1}{h}\left(D_{j,l}bF\frac{S^m_{j+1,l} - S^m_{j,l}}{h} - D_{h,j-1,l}bO\frac{S^m_{j,l} - S^m_{j-1,l}}{h}\right) = SDFH \tag{7.19}$$

la discretización del término $SDFH$ es modificada para satisfacer las condiciones de borde.

Luego la ecuación de transporte de sal (2.3) puede ser escrita como,

$$\frac{S^{m+1}_{j,l} - S^m_{j,l}}{T} + SADV + SCON = SDFV + SDFH \tag{7.20}$$

La densidad del agua ρ se estima a partir de la distribución de salinidad a través de la ecuación (2.5)

La ecuación que determina la edad virtual de las parcelas de agua (2.6) puede expresarse como:

Variaciones temporales de la edad del agua,

$$\frac{\partial A}{\partial t} \approx \frac{A^{m+1}_{j,l} - A^m_{j,l}}{T} \tag{7.21}$$

Transporte advectivo,

$$\frac{u}{b}\frac{\partial Ab}{\partial x} \approx \frac{u+|u|}{2b_j}\frac{b_j A^m_{j,l} - b_{j-1}A^m_{j-1,l}}{h} + \frac{u-|u|}{2b_j}\frac{b_{j+1}A^m_{j+1,l} - b_j A^m_{j,l}}{h} = AADV \tag{7.22}$$

donde $u = 0{,}5(u^m_{j,l} + u^m_{j+1,l})$.

Transporte convectivo,

$$w\frac{\partial A}{\partial z} \approx \frac{w+|w|}{2}\frac{A^m_{j,l} - A^m_{j,l+1}}{hzp} + \frac{w-|w|}{2}\frac{A^m_{j,l-1} - A^m_{j,l}}{hzn} = ACON \tag{7.23}$$

donde $w = 0{,}5(w^m_{j,l} + w^m_{j,l+1})$.

Difusión vertical,

$$\frac{\partial}{\partial z}D_z\frac{\partial A}{\partial z} \approx \frac{1}{h_{z,l}}\left(D_{z,j,l}\frac{A^m_{j,l-1} - A^m_{j,l}}{hzn} - D_{z,j,l+1}\frac{A^m_{j,l} - A^m_{j,l+1}}{hzp}\right) = ADFV \tag{7.24}$$

Difusión horizontal,

$$\frac{D_h}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(b\frac{\partial S}{\partial x}\right) \approx \frac{1}{b_j}\frac{1}{h}\left(D_{j,l}bF\frac{A^m_{j+1,l} - A^m_{j,l}}{h} - D_{h,j-1,l}bO\frac{A^m_{j,l} - A^m_{j-1,l}}{h}\right) = ADFH \tag{7.25}$$

Luego la forma discretizada de la ecuación (2.6) está dada por,

$$\frac{A^{m+1}_{j,l} - A^m_{j,l}}{T} + AADV + ACON = ADFV + ADFH + 1 \tag{7.26}$$

7.1.2. Fórmulas numéricas para las condiciones de borde

En el borde cerrado las condiciones definidas por (2.15) y (2.16) se consiguen igualando a cero la velocidad en los puntos normales al borde.

$$u_{j,l+1}^m = 0 \tag{7.27}$$

Los efectos de la fricción producida por el fondo son incluidos en los puntos ubicados inmediatamente por sobre éste, mediante,

$$\tau_b = r(u_{j,l}^m)^2 \hat{u} \tag{7.28}$$

donde r es el coeficiente de rugosidad. El valor τ_b es reemplazdo en el segundo término de la ecuación (7.5).

En la superficie libre, la condición (2.13) se consigue haciendo $D_{z,j,2} = 0$. La condición (2.14) requiere la adición de un punto sobre la superficie libre, de esta forma (2.14) se puede expresar como,

$$0{,}5(\rho_{j,2} + \rho j - 1, 2) N_{z,j,2} \frac{u_{j,1}^m - u_{j,2}^m}{0{,}5(h_{z,1} + h_{z,2})} = \tau_w \tag{7.29}$$

luego (7.29) es sustituida en la ecuación (7.5) cuando $l = 2$.

En el borde abierto se utiliza una condición de gradiente cero para la velocidad horizontal y vertical,

$$u_{j_b,l}^m = u_{j,l}^m \tag{7.30}$$

$$w_{j_b,l}^m = w_{j,l}^m \tag{7.31}$$

En el caso de la salinidad se utiliza una condición de borde mixta donde se considera un perfil vertical de salinidad fijo y una condición de gradiente cero[9],

$$S_{j_b,l}^{m+1} = \frac{1}{2}(S_{j_b,l}^m + S_{j,l}^{m+1}) \tag{7.32}$$

En la ecuación (2.6) se deben indicar los puntos que contendrán agua fresca, frecuentemente el primer punto de la superficie a lo largo del fiordo y los puntos cercanos a la boca de éste.

$$A_{j,2} = 0 \tag{7.33}$$

$$A_{j_b,l} = 0 \tag{7.34}$$

7.2. Anexo II: Código

El código empleado en el modelo computacional se basa en la estructura propuesta por Kampf (2010)[12] (Figura (7.2)). Éste es escrito en Lenguaje **FORTRAN** y está compuesto por tres archivos principales *main.f95*, *fjordparam.f95*, *sub.f95*. *main.f95* es el programa que realiza la iteración de las subrutinas y de la escritura de las variables; *fjordparam.f95* es un módulo que contiene la declaración de las variables y los valores de los parámetros empleados por el modelo; *sub.f95* es un módulo que contiene subrutinas como la inicialización de las variables y las parametrizaciones físicas.

7.2.1. main.f95

```
!2D Fjord Model
!Hector Verdejo, Febrero 2012

PROGRAM fjordmodel

USE fjordparam
USE sub

!local parameters
REAL :: T_adj
INTEGER :: nout, nout2
CHARACTER (LEN = 4) :: ftind
```

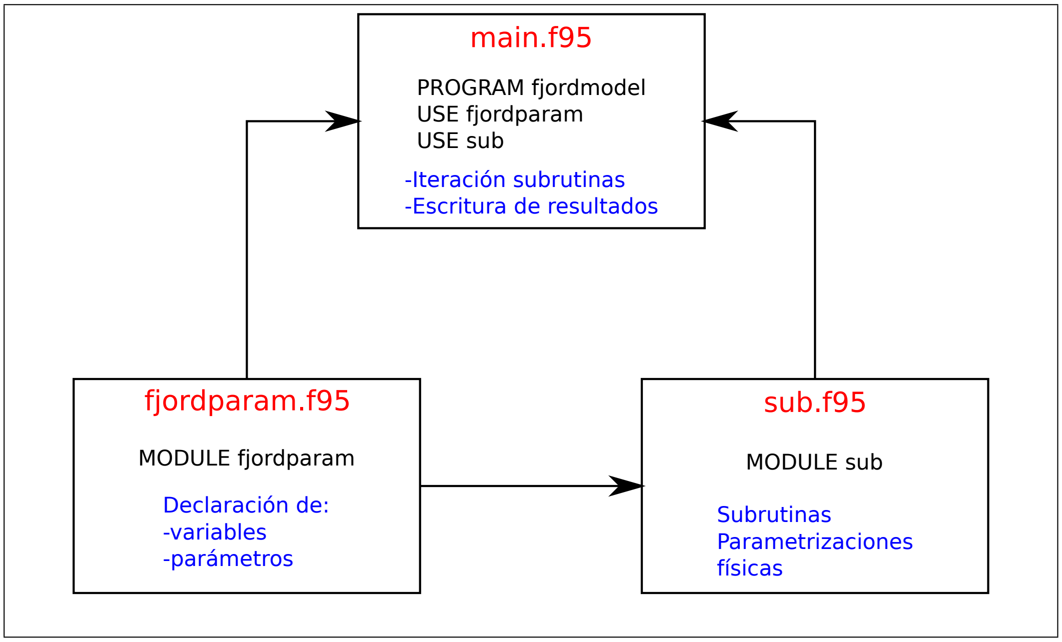

Figura 7.1: Estructrura utilizada en el modelo computacional (Esquema adaptado de *Kampf (2010)*[12]). En rojo se indica el nombre del archivo, en negro el tipo de archivo y en azul su función principal

```
!variables' initialization
CALL init

!output frequency
!nout = INT(1.*3600./T)
nout = INT(1.*3600./T)
nout2 = INT(12*3600/T)

!output files
OPEN(100, file = Dirout//'u_0.dat', form = 'formatted')
OPEN(110, file = Dirout//'w_0.dat', form = 'formatted')
OPEN(120, file = Dirout//'S_0.dat', form = 'formatted')
OPEN(130, file = Dirout//'wage_0.dat', form = 'formatted')
OPEN(140, file = Dirout//'zeta_0.dat', form = 'formatted')
OPEN(150, file = Dirout//'rho_0.dat', form = 'formatted')
```

```
!output initial distributions
DO l = 1, nz
  WRITE(100,'(340F10.6)')(u_o(l,j), j=1,nx)
  WRITE(110,'(340F10.6)')(w_o(l,j), j=1,nx)
  WRITE(120,'(340F10.6)')(S_o(l,j), j=1,nx)
  WRITE(130,'(340F10.3)')(C1_o(l,j), j=1,nx)
  WRITE(150,'(340F10.4)')(rho_o(l,j), j=1,nx)
END DO

WRITE(140,'(340F10.6)')(zeta_o(j), j=1,nx)
CLOSE(100)
CLOSE(110)
CLOSE(120)
CLOSE(130)
CLOSE(140)
CLOSE(150)

WRITE(*,*) 'Initial conditions succesfully writed'

!Simulation loop

DO tt = 1, te
  T_adj = tt/(7*24.*3600.0)
  adj = MIN(1.0,T_adj)

  CALL dynamics
  IF (MOD(tt,nout)==0) THEN
    WRITE(ftind,'(I4)') INT(tt/nout)
    OPEN(100, file = Dirout//'u_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(110, file = Dirout//'w_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(120, file = Dirout//'S_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(140, file = Dirout//'zeta_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
```

```
    OPEN(150, file = Dirout//'rho_t'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')

    DO l = 1, nz
      WRITE(100,'(340F10.6)')(u_o(l,j), j=1,nx)
      WRITE(110,'(340F10.6)')(w_o(l,j), j=1,nx)
      WRITE(120,'(340F10.6)')(S_o(l,j), j=1,nx)
      WRITE(150,'(340F10.4)')(rho_o(l,j), j=1,nx)
    END DO
    WRITE(140,'(340F10.6)')(zeta_o(j), j=1,nx)
    WRITE(6,*) 'Data output at time = ', tt
    CLOSE(100)
    CLOSE(110)
    CLOSE(120)
    CLOSE(140)
    CLOSE(150)
  END IF

  IF (MOD(tt,nout2)==0) THEN
    WRITE(ftind,'(I4)') INT(tt/nout2)
    OPEN(130, file= Dirout//'wage_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(160, file= Dirout//'uM_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(170, file= Dirout//'wM_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(180, file= Dirout//'SM_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')
    OPEN(190, file= Dirout//'rhoM_'//ftind//'.dat', form = '
        formatted')

    DO l = 1, nz
      WRITE(130,'(340F10.6)')(C1_o(l,j)/(24.*3600.), j=1,nx)
      WRITE(160,'(340F10.6)')(uM(l,j)/(12.*3600.), j=1,nx)
      WRITE(170,'(340F10.6)')(wM(l,j)/(12.*3600.), j=1,nx)
      WRITE(190,'(340F10.4)')(rhoM(l,j)/(12.*3600.), j=1,nx)
      WRITE(180,'(340F10.4)')(SM(l,j)/(12.*3600.), j=1,nx)
```

```
      END DO
      CLOSE(130)
      CLOSE(160)
      CLOSE(170)
      CLOSE(180)
      CLOSE(190)

      DO l = 1, nz
         DO j = 1, nx
            uM = 0.0
            wM = 0.0
            SM = 0.0
            rhoM = 0.0
         END DO
      END DO
   END IF
END DO

END PROGRAM fjordmodel
```

7.2.2. fjordparam.f95

```
MODULE fjordparam

INTEGER(4), PARAMETER :: nx = 320  !horizontal dimension
INTEGER(4), PARAMETER :: nz = 60 !vertical dimension

INTEGER(4), PARAMETER :: h = 250 !horizontal space step [m]
INTEGER(4), PARAMETER :: hz = 5 !vertical space step [m]
INTEGER(4), PARAMETER :: T = 1 !time step [s]
INTEGER(4), PARAMETER :: te = 2592000 !number of time steps

INTEGER :: i, j, l, lin, lstop, jin, jen, tt

REAL :: b(0:nx+1) !fjord width
INTEGER :: lev(300), ji(300), je(300)
```

```
INTEGER :: vlev(nx), le(nx)
INTEGER :: Batmat(0:nz+1,0:nx+1) !fjord bathymetry
REAL :: S_ini(nz) ! initial distribution of salinity at time t0

REAL, PARAMETER :: pi = 3.14159265
REAL, PARAMETER :: g = 9.81 !gravity aceleration constant
REAL, PARAMETER :: rho0 = 1000 !fresh water density [kg/m^3]
REAL, PARAMETER :: alpha = 7.4e-4 !coefficient of saline
    contraction [1/PSU]
REAL, PARAMETER :: u0 = -0.05 !discharge velocity at fjord's
    head [m/s]
REAL, PARAMETER :: taux = -0.01 !wind stress [kg/ms^2]
REAL, PARAMETER :: r = 2.e-3 !bottom stress coefficient
REAL :: taubx !bottom stress
REAL :: adj

REAL :: Nh, Nzv(0:nz+1,0:nx+1) !eddy viscosity
REAL :: Dh(0:nz+1,0:nx+1), Dz(0:nz+1,0:nx+1) !eddy diffusivity

REAL :: u_o(0:nz+1,0:nx+1), u_n(0:nz+1,0:nx+1) !longitudinal
    velocity
REAL :: w_o(0:nz+1,0:nx+1), w_n(0:nz+1,0:nx+1) !vertical
    velocity
REAL :: S_o(0:nz+1,0:nx+1), S_n(0:nz+1,0:nx+1) !salinity
REAL :: rho_o(0:nz+1,0:nx+1), rho_n(0:nz+1,0:nx+1) !density
REAL :: C1_o(0:nz+1,0:nx+1), C1_n(0:nz+1,0:nx+1) !used for water
     age calculation
REAL :: p_o(0:nz+1,0:nx+1) !hydrostatic pressure
REAL :: zeta_o(0:nx+1), zeta_n(0:nx+1) !sea level
REAL :: uM(0:nz+1,0:nx+1), wM(0:nz+1,0:nx+1)
REAL :: rhoM(0:nz+1,0:nx+1), SM(0:nz+1,0:nx+1)

CHARACTER (LEN = *), PARAMETER :: Dirout ='Dirout/'
CHARACTER (LEN = *), PARAMETER :: Dirinput ='Dirinput/'

END MODULE fjordparam
```

7.2.3. sub.f95

```
MODULE sub

USE fjordparam

CONTAINS

!——————————
SUBROUTINE init
!set the initial value of the variables
 DO l = 0, nz+1
  DO j = 0, nx+1
    u_o(l,j) = 0.0
    u_n(l,j) = 0.0
    w_o(l,j) = 0.0
    w_n(l,j) = 0.0
    S_o(l,j) = 0.0
    S_n(l,j) = 0.0
    rho_o(l,j) = 0.0
    rho_n(l,j) = 0.0
    p_o(l,j) = 0.0
    Nzv(l,j) = 0.0
    Dh(l,j) = 0.0
    Dz(l,j) = 0.0
    C1_o(l,j) = 0.0
    C1_n(l,j) = 0.0
    uM(l,j) = 0.0
    wM(l,j) = 0.0
    SM(l,j) = 0.0
    rhoM(l,j) = 0.0
  END DO
 END DO

 DO j = 0, nx+1
   zeta_o(j) = 0.0
   zeta_n(j) = 0.0
```

```
END DO

 !load the fjord width
 write(*,*) Dirinput
OPEN (9, file = Dirinput//'fwidth.dat', form = 'formatted')
READ (9,*) (b(j), j=1, nx+1)
CLOSE(9)
b(0) = b(1)
!load the bathymetry matrix
OPEN (10, file = Dirinput//'batmat.dat', form = 'formatted')
READ (10,*) ((Batmat(l,j), j=1, nx+1), l=1, nz+1)
CLOSE (10)
Batmat(1:nz+1,0) = Batmat(1:nz+1,1)
Batmat(0,0:nx+1) = Batmat(1,0:nx+1)
!load initial salinity
OPEN (11, file = Dirinput//'salt_ini.dat', form = 'formatted')
READ (11,*) (S_ini(l), l=1,nz)
CLOSE (11)
!get the iteration indix
CALL matind

!set the initial condition for salinity and density
DO j = 1, nx
 DO l = 1, le(j)
   S_o(l,j) = S_ini(l)
   !S_o(l,j) = 0.0
 END DO
END DO

 S_o(1,nx) = 0.0
 S_o(1:nz+1,nx+1) = S_o(1:nz+1,nx)
 S_o(1:nz+1,0) = S_o(1:nz+1,1)
 S_o(0,0:nx+1) = S_o(1,0:nx+1)

DO l = 0, nz +1
 DO j = 0, nx+1
   rho_o(l,j) = rho0*(1+alpha*S_o(l,j))
```

```
   END DO
  END DO

  u_o(1,nx) = u0

  Nh = 1.0

  DO lin = 1, lstop
   l = lev(lin)
   jin = ji(lin)
   jen = je(lin)

   DO j = jin, jen
      Dh(l,j) = 0.5
      !Nzv(l,j)= 5.0e-4
      !Dz(l,j) = 1.0e-4
   END DO
  END DO
  !Dz(1,1:nx) = 0.0
!---Test with constant eddy coefficients



END SUBROUTINE init

!----------

SUBROUTINE dynamics
 !local variables
 REAL :: tau
 INTEGER :: ngr
 REAL :: bO, bF, bB
 REAL :: hzn, hzp
 REAL :: un, up, UAD, wa, wan, wap, UCON, USL, u_bs, speed, UVFR
    , UHFR
 REAL :: UDST, upz, unz, us, usp, usn, ws, wsp, wsn, SADV, SCON,
     SDFV, SDFH
```

```
REAL :: uC, uCp, uCn, wC, wCp, wCn, CADV, CCON, CDFV, CDFH

CALL eddy

!wind stress
tau = taux*adj

!vertical zero gradient condition
DO ngr = 1, nx
 S_o(le(ngr)+1,ngr) = S_o(le(ngr), ngr)
END DO

!horizontal velocity u
DO lin = 1, lstop
 l = lev(lin)
 jin = ji(lin)
 jen = je(lin)

 DO j = jin, jen
   !mean fjord width
   bO = 0.5*(b(j)+b(j-1))
   bF = 0.5*(b(j)+b(j+1))
   IF (j >= 2) THEN
     bB = 0.5*(b(j-1)+b(j-2))
   ELSE
     bB = b(j-1)
   END IF

   !mean fjord width for variable hz
   !hzn = 0.5*(hz(l) + hz(l-1))
   !hzp = 0.5*(hz(j) + hz(l+1))
   hzn = hz
   hzp = hz

   !boundary condition at fjord's head
   IF ((j == jen).and.(l == 1)) THEN
     u_n(1,nx) = u0*adj
```

```
    GOTO 11
  END IF

  !UAD Advective term along the x axis
  un = 0.5*(u_o(l,j)-ABS(u_o(l,j)))
  up = 0.5*(u_o(l,j)+ABS(u_o(l,j)))

  UAD = un*(bF*u_o(l,j+1)-bO*u_o(l,j))/h/bO + &
  & up*(bO*u_o(l,j)-bB*u_o(l,j-1))/h/bO

  !UCON Convective term
  wa = 0.25*(w_o(l,j)+w_o(l,j-1)+w_o(l+1,j)+w_o(l+1,j-1))
  wan = 0.5*(wa-ABS(wa))
  wap = 0.5*(wa+ABS(wa))

  UCON = wan*(u_o(l-1,j)-u_o(l,j))/hzn + &
  & wap*(u_o(l,j)-u_o(l+1,j))/hzp

  !USL Sea level
  USL = -g*(zeta_o(j)-zeta_o(j-1))/h

  !UVFR Vertical friction term
  IF (l == 1) THEN
    UVFR = (2*tau/(rho_o(1,j)+rho_o(1,j-1)) - &
    & Nzv(l+1,j)*(u_o(l,j)-u_o(l+1,j))/hzp)/hz !surface stress
  ELSE IF (l == le(j)) THEN!bottom stress
    u_bs = u_o(l,j)
    speed = SQRT(u_bs*u_bs)
    taubx = r*u_bs*speed
    UVFR = (Nzv(l,j)*(u_o(l-1,j)-u_o(l,j))/hzn - &
    & taubx)/hz
  ELSE
    UVFR = (Nzv(l,j)*(u_o(l-1,j)-u_o(l,j))/hzn - &
    & Nzv(l+1,j)*(u_o(l,j)-u_o(l+1,j))/hzp)/hz
  END IF

  !UHFR Horizontal friction term
```

```
    IF ((j == jin).and.(Batmat(l,j-1) == 0)) THEN
      UHFR = Nh*(b(j)*(u_o(l,j+1)-u_o(l,j))/h)/h/bO
    ELSE IF ((j == jen).and.(Batmat(l,j+1) == 0)) THEN
      UHFR = Nh*(b(j-1)*(u_o(l,j)-u_o(l,j-1))/h)/h/bO
    ELSE
      UHFR = Nh*(b(j)*(u_o(l,j+1)-u_o(l,j))/h - &
      & b(j-1)*(u_o(l,j)-u_o(l,j-1))/h)/h/bO
    END IF

    !UDST Desnsity variation along the x axis
    IF ((l == 1).and.(j == jin)) THEN
      p_o(l,jin:jen) = g*rho_o(l,jin:jen)*hz*0.5
      p_o(l,0) = g*rho_o(l,0)*hz*0.5
    ELSE IF ((l /= 1).and.(j == jin)) THEN
      p_o(l,jin:jen) = p_o(l-1,jin:jen) + &
      & g*(rho_o(l-1,jin:jen)*hz + rho_o(l,jin:jen)*hz)*0.5
      p_o(l,0) = p_o(l-1,0) + g*(rho_o(l-1,0)*hz + &
      & rho_o(l,0)*hz)*0.5
    END IF

    UDST = -(p_o(l,j)-p_o(l,j-1))/h/rho0

    !update u velocity
    IF ((j == jin).and.(Batmat(l,jin-1) == 0)) THEN
      u_n(l,j) = 0.0
    ELSE
      u_n(l,j) = u_o(l,j) + T*(-UAD-UCON+USL+UDST+UVFR+UHFR)
    END IF
    11 CONTINUE
  END DO
END DO

!Boundary condition at the fjord's mouth
u_n(1:nz,0) = u_n(1:nz,1)

!Boundary condition at the fjord's head
u_n(1:nz,nx+1) = u_n(1:nz,nx)
```

```

!Vertical velocity w
DO j = 1, nx
 bO = 0.5*(b(j)+b(j-1))
 bF = 0.5*(b(j)+b(j+1))

 DO l = le(j), 1, -1
    IF (l == le(j)) THEN
      w_n(l,j) = -hz*(bF*u_n(l,j+1) - bO*u_n(l,j))/h/b(j)
    ELSE
      w_n(l,j) = w_n(l+1,j) - hz*(bF*u_n(l,j+1) - &
      & bO*u_n(l,j))/h/b(j)
    END IF
 END DO
END DO

!Boundary condition for w at fjord's mouth
w_n(1:nz,0) = w_n(1:nz,1)
!Boundary condition at the fjord head
w_n(1:nz,nx+1) = w_n(1:nz,nx)

!rigid lid
!w_n(1,0:nx+1) = 0.0

!Seal level
l = 1

zeta_n(0) = -0.25*SIN(2.0*pi*tt/(12*3600))*adj
DO j = 1, je(l)
 upz = 0.5*(0.5*(u_n(l,j)+u_n(l,j+1))+ABS(0.5*(u_n(l,j)+u_n(l,j
     +1))))
 unz = 0.5*(0.5*(u_n(l,j)+u_n(l,j+1))-ABS(0.5*(u_n(l,j)+u_n(l,j
     +1))))
 zeta_n(j) = zeta_o(j) - T*(upz*(zeta_o(j)-zeta_o(j-1))/h + &
 & unz*(zeta_o(j+1)-zeta_o(j))/h - w_n(l,j))
END DO
!Boundary condition at the fjord head
```

```
zeta_n(nx+1) = zeta_n(nx)

!Salinity
DO lin = 1, lstop
        l = lev(lin)
        jin = ji(lin)
        jen = je(lin)

 DO j = jin, jen
   !fjord width average
   bO = 0.5*(b(j)+b(j-1))
   bF = 0.5*(b(j)+b(j+1))
   IF (j >= 2) THEN
     bB = 0.5*(b(j-1)+b(j-2))
   ELSE
     bB = b(j-1)
   END IF

   !zero gradient condition at the free surface
   S_o(0,1:nx) = S_o(1,1:nx)

   IF ((j == jen).and.(l == 1)) THEN
     S_n(l,j) = 0.0 !fresh water input at the fjord's head
     GOTO 12
   END IF

   IF ((j == jin).and.(Batmat(l,j-1) == 0)) THEN
     S_o(l,j-1) = S_o(l,j)
   END IF

   IF ((l /= 1).and.(j == jin)) THEN
     S_o(l,jen+1) = S_o(l,jen)
   END IF

   us = 0.5*(u_o(l,j)+u_o(l,j+1))
   usp = 0.5*(us+ABS(us))
   usn = 0.5*(us-ABS(us))
```

```
      ws = 0.5*(w_o(l,j)+w_o(l+1,j))
      wsp = 0.5*(ws+ABS(ws))
      wsn = 0.5*(ws-ABS(ws))

      !SADV horizontal advection of salinity
      SADV = usp*(b(j)*S_o(l,j)-b(j-1)*S_o(l,j-1))/h/b(j) + &
      & usn*(b(j+1)*S_o(l,j+1)-b(j)*S_o(l,j))/h/b(j)

      !SCON convective term
      SCON = wsp*(S_o(l,j)-S_o(l+1,j))/hzp + &
      & wsn*(S_o(l-1,j)-S_o(l,j))/hzn

      !SDFV vertical diffusion
      SDFV = (Dz(l,j)*(S_o(l-1,j)-S_o(l,j))/hzn - &
      & Dz(l+1,j)*(S_o(l,j)-S_o(l+1,j))/hzp)/hz

      !SDFH horizontal diffusion
      !this term was changed to a flux form to satisfy the B.C.
      SDFH = (Dh(l,j)*bF*(S_o(l,j+1)-S_o(l,j))/h - &
      & Dh(l,j-1)*bO*(S_o(l,j)-S_o(l,j-1))/h)/h/b(j)

      !update salinity value
      S_n(l,j) = S_o(l,j) - T*(SADV+SCON-SDFV-SDFH)

      12 CONTINUE
  END DO
 END DO
 !Boundary condition salinity at the fjord's mouth
 DO l =1, le(1)
  S_n(l,0) = 0.5*(S_o(l,0)+S_n(l,1))
 END DO

 S_n(1:nz,nx+1) = S_n(1:nz,nx)
 S_n(0,0:nx+1) = S_n(1,0:nx+1)

 !water age prediction
```

```
C1_o(0,0:nx+1) = 0.0
C1_o(1,0:nx+1) = 0.0

DO l = 1, 10
 DO j = 0, 10
    C1_o(l,j) = 0.0
 END DO
END DO

DO ngr = 1, nx
 C1_o(le(ngr)+1,ngr) = C1_o(le(ngr), ngr)
END DO

DO lin = 1, lstop
 l = lev(lin)
 jin = ji(lin)
 jen = je(lin)

 DO j = jin, jen
    !fjord width average
    bO = 0.5*(b(j)+b(j-1))
    bF = 0.5*(b(j)+b(j+1))
    IF (j >= 2) THEN
      bB = 0.5*(b(j-1)+b(j-2))
    ELSE
      bB = b(j-1)
    END IF


    IF ((j == jin).and.(Batmat(l,j-1) == 0)) THEN
      C1_o(l,j-1) = C1_o(l,j)
    END IF

    IF ((l /= 1).and.(j == jin)) THEN
      C1_o(l,jen+1) = C1_o(l,jen)
    END IF

```

```
    uC = 0.5*(u_o(l,j)+u_o(l,j+1))
    uCp = 0.5*(uC+ABS(uC))
    uCn = 0.5*(uC-ABS(uC))

    wC = 0.5*(w_o(l,j)+w_o(l+1,j))
    wCp = 0.5*(wC+ABS(wC))
    wCn = 0.5*(wC-ABS(wC))

    !CADV horizontal advection
    CADV = uCp*(b(j)*C1_o(l,j)-b(j-1)*C1_o(l,j-1))/h/b(j) + &
    & uCn*(b(j+1)*C1_o(l,j+1)-b(j)*C1_o(l,j))/h/b(j)

    !CCON convective term
    CCON = wCp*(C1_o(l,j)-C1_o(l+1,j))/hzp + &
    & wsn*(C1_o(l-1,j)-C1_o(l,j))/hzn

    !CDFV vertical diffusion
    CDFV = (Dz(l,j)*(C1_o(l-1,j)-C1_o(l,j))/hzn - &
    & Dz(l+1,j)*(C1_o(l,j)-C1_o(l+1,j))/hzp)/hz

    !CDFH horizontal diffusion
    !this term was changed to a flux form to satisfy the B.C.
    CDFH = (Dh(l,j)*bF*(C1_o(l,j+1)-C1_o(l,j))/h - &
    & Dh(l,j-1)*bO*(C1_o(l,j)-C1_o(l,j-1))/h)/h/b(j)

    !update C1
    C1_n(l,j) = C1_o(l,j) - T*(CADV+CCON-CDFV-CDFH-1.0)
  END DO
END DO

!Boundary conditions
C1_n(0:nz+1,0) = C1_n(0:nz+1,1)

C1_n(0,0:nx+1) = C1_n(1,0:nx+1)

!Update density rho

```

```
  rho_n = rho0*(1 + alpha*S_n)

  !Update variables
  u_o = u_n
  w_o = w_n
  S_o = S_n
  rho_o = rho_n
  C1_o = C1_n
  zeta_o = zeta_n

  !tidally averaged variables
  DO l = 1, nz
   DO j = 1, nx
      uM(l,j) = uM(l,j) +T*u_o(l,j)
      wM(l,j) = wM(l,j) +T*w_o(l,j)
      SM(l,j) = SM(l,j) +T*S_o(l,j)
      rhoM(l,j) = rhoM(l,j) +T*rho_o(l,j)
   END DO
  END DO

END SUBROUTINE dynamics

!-----------

SUBROUTINE matind
  !local variables
  INTEGER ::  nl, indi

  OPEN(300, file= 'index_hor.dat', form= 'formatted')
  OPEN(301, file= 'index_ver.dat', form= 'formatted')
  !horizontal index
  nl = 0

  DO l = 1, nz
   j = 1
   DO WHILE (j <= nx)
     IF (Batmat(l,j) == 1) THEN
```

```
     indi = j

     DO WHILE ((Batmat(l,j) == 1).and.(j <= nx))
       IF ((Batmat(l,j+1) == 0).or.(j == nx)) THEN
         nl = nl+1
         lstop = nl
         ji(nl) = indi
         je(nl) = j
         lev(nl) = l
       END IF
       j = j+1
     END DO

   END IF
   j = j+1
 END DO
END DO
WRITE(*,*) 'Horizontal index succesfully calculated'
DO l = 1, lstop
 WRITE(300,'(3I5)') ji(l), je(l), lev(l)
END DO
CLOSE(300)
!vertical index
nl = 0

DO j = 1, nx
 l = 1
 DO WHILE ((l <= nz).and.(Batmat(l,j) == 1))
   IF (Batmat(l+1,j) == 0) THEN
     nl = nl+1
     le(nl) = l
     vlev(nl) = j
   END IF
   l = l+1
 END DO
END DO
WRITE(*,*) 'Vertical index succesfully calculated'
```

```
 DO j = 1, nx
  WRITE(301, '(3I5)') le(j), vlev(j)
 END DO
 CLOSE(301)
END SUBROUTINE matind

!—————————

SUBROUTINE eddy
 !local variables
 REAL, PARAMETER :: nn = 2.0
 REAL, PARAMETER :: bb = 5.0
 REAL, PARAMETER :: nu1 = 5.e-3
 REAL, PARAMETER :: nu0 = 1.e-4
 REAL, PARAMETER :: k0 = 1.e-5

 REAL :: nu, ff
 REAL :: dudz
 REAL :: eddyx, stab, wurz, rhotop, rhobot, utop, ubot
 REAL :: Ri !Richardson number

 DO lin = 1, lstop
  l = lev(lin)
  jin = ji(lin)
  jen = je(lin)

  DO j = jin, jen
    dudz = (u_o(l-1,j) - u_o(l,j))/hz
    eddyx = dudz*dudz

    IF ((j == jin).and.(Batmat(l-1,j-1) == 0)) THEN
      rhotop = rho_o(l-1,j)
    ELSE
      rhotop = 0.5*(rho_o(l-1,j-1)+rho_o(l-1,j))
    END IF
```

```
    IF ((j == jin).and.(Batmat(l,j-1)) == 0) THEN
      rhobot = rho_o(l,j)
    ELSE
      rhobot = 0.5*(rho_o(l,j-1)+rho_o(l,j))
    END IF

    stab = -g*(rhotop - rhobot)/hz/rho0
    !Richardson number
    Ri = 100 !set initial value
    IF(eddyx>1.e-6) Ri = stab/eddyx
    IF(stab<0.0) Ri = 0 ! parameterization of convection
    ff = 1.0+bb*Ri
    wurz = nu1/(ff**nn)+nu0
    !final value eddy viscosity
    Nzv(l,j) = wurz
  END DO
END DO

DO lin = 1, lstop
  l = lev(lin)
  jin = ji(lin)
  jen = je(lin)

  DO j = jin, jen
    IF ((j == jin).and.(Batmat(l-1,j-1) == 0)) THEN
      utop = u_o(l-1,j)
    ELSE
      utop = 0.5*(u_o(l-1,j-1)+u_o(l-1,j))
    END IF

    IF ((j == jin).and.(Batmat(l,j-1)) == 0) THEN
      ubot = u_o(l,j)
    ELSE
      ubot = 0.5*(u_o(l,j-1)+u_o(l,j))
    END IF
    dudz = (utop-ubot)/hz
    eddyx = dudz*dudz
```

```
        stab = -g*(rho_o(l-1,j) - rho_o(l,j))/hz/rho0
        !Richardson number
        Ri = 100 !set initial value
        IF(eddyx>1.e-6) Ri = stab/eddyx
        IF(stab<0.0) Ri = 0 ! parameterization of convection
        ff = 1.0+bb*Ri
        wurz = nu1/(ff**nn)+nu0
        !final value eddy diffusivity
        Dz(l,j) = wurz/ff + k0
            END DO
  END DO

  !Boundary condition
  Dz(1,0:nx+1) = 0.0

END SUBROUTINE eddy

END MODULE sub
```

7.3. Anexo III: ¿Cómo utilizar el modelo?

Para realizar una simulación se debe contar con los archivos:

- **batmat.dat** Batimetría del fiordo de dimensiones $[nx = L/h, nz = H/h_z]$ donde L es el largo total del fiordo, h el paso espacial horizontal, H la profundidad máxima del fiordo, y h_z el paso espacial vertical. Este archivo contiene 1 en los lugares donde hay agua y 0 en los lugares secos.
- **fwidth.dat** Ancho del fiordo
- **salt_ini.dat** Distribución vertical de salinidad inicial con la que se llena el fiordo en $t = 0$.

Una vez generados estos archivos se deben mover a la carpeta *Dirinput*. Luego se deben realizar las modificaciones pertinentes en *fjordparam.f95*, indicando los nuevos valores de los parámetros: nx, nz, h, hz, T. Para asegurar el correcto funcionamiento del algoritmo es importante tener en cuenta las restriciones numéricas del paso temporal T (Sección (3.3)).

La modificación del forzamiento mareal se puede realizar en la subrutina *dynamics* contenida al interior de *sub.f95*. El término que se utiliza para denotar el forzamiento mareal es zeta_n(0).

El estrés de viento se asume como un valor constante. En caso que se desee modificar, es posible hacerlo en *fjordparam.f95*.

Una vez realizados los cambios necesarios, se debe compilar el programa esto se hace utilizando el script *comp.sh*, incluído dentro de la carpeta *Fjord Model*. Una vez compilado el programa se genera un archivo llamado *fjordmodel*. La simulación comienza al ejecutar éste archivo.

Las salidas son escritas en la carpeta *Dirout* con la frecuencia establecida en el programa *main.f95*.

Bibliografía

[1] Akio Arakawa and V. R. Lamb. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17:174–267, 1977.

[2] Keith R. Dyer. *Estuaries a physical introduction*. John Wiley & Sons, 1997.

[3] D. M. Farmer and T. R. Osborn. The influence of wind on the surface layer of a stratified inlet: Part i. observations. *Journal of Physical Oceanography*, 6:931–940, 1976.

[4] David M. Farmer and Howard J. Freeland. The physical oceanography of fjords. *Journal of Physical Oceanography*, 12:147–220, 1983.

[5] H. G. Gade and E. Svendsen. Properties of the robert r. long model of estuarine circulation in fjords. *Hydrodynamics of Estuaries and Fjords*, pages 423–437, 1978.

[6] Philip A. Gillibrand, William R. Turrell, and Elliott Alan J. Deep-water renewal in the upper basin of loch sunart, a scottish fjord. *Journal of Physical Oceanography*, 25:1488–1503, 1995.

[7] John A. Howe, William E.N. Austin, Matthias Forwick, Matthias Paetzel, Harland Rex, and Alix G. Cage. Fjord systems and archives: a review. *Fjord systems and archives*, 344:5–15, 2010.

[8] M. E. Inall and Gillibrand P. A. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Fjord systems and archives*, 344:17–33, 2010.

[9] Tommy G. Jensen. Open boundary conditions in stratified ocean models. *Journal of Marine Systems*, 16:297–322, 1998.

[10] John M. Klinck and James J. O'Brien. A simple model of a fjord and coastal circulation interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 11:1612–1626, 1982.

[11] Zygmunt Kowalik and Tad S. Murty. *Numerical Modeling of Ocean Dynamics*. World Scientific Publishing, Co, 1993.

[12] Jochen Kämpf. *Advanced Ocean Modelling Using Open-Source Software*. Springer-Verlag, 2010.

[13] Randall J. LeVeque. *Finite difference methods for ordinary and partial differential equations*. Society for Industrial and Applied Mathematics, 2007.

[14] R. C. Pacanowski and S. G. H. Philander. Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11:1443–1451, 1982.

[15] Silvio Pantoja, José Luis Iriarte, and Giovanni Daneri. Oceanography of the chilean patagonia. *Continental Shelf Research*, 31:149–153, 2011.

[16] Anders Stigebrandt. Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. *Journal of Physical Oceanography*, 6:486–495, 1976.